

Ministério do Meio Ambiente

EROSÃO E PROGRADAÇÃO DO LITORAL BRASILEIRO

organização
Dieter Muehe

Presidente da República

Luiz Inácio Lula da Silva

Ministra do Meio Ambiente

Marina Silva

Secretário de Qualidade Ambiental

Victor Zular Zveibil

Diretor do Programa de Gerenciamento Ambiental Territorial

Rudolf de Noronha

Gerente do Projeto de Gestão Integrada dos Ambientes Costeiro e Marinho

Ademilson Zamboni

Catálogo na Fonte

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis

E68 Erosão e progradação no litoral brasileiro / Dieter Muehe, organizador. – Brasília: MMA, 2006.

476 p. : il. color. ; A4 21x29,7cm

Bibliografia

ISBN 85-7738-028-9

1. Orla marinha. 2. Erosão marinha. 3. Qualidade ambiental. 4. Conservação da natureza. I. Muehe, Dieter. II. Ministério do Meio Ambiente. III. Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos. IV. Título.

CDU (2.ed.) 504.06 (81:210.5)

Coordenador Geral

Dieter Muehe

Projeto gráfico

Francine Sakata

Fábio Namiki



PGGM

Programa de Geologia e Geofísica Marinha



SECIRM
Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar



Ministério do Meio Ambiente (MMA)

Secretaria de Qualidade Ambiental (SQA)

Programa de Gerenciamento Ambiental Territorial (PGT)

Projeto de Gestão Integrada dos Ambientes Costeiro e Marinho (GERCOM)

Esplanada dos Ministérios, Bloco B, Sala 835

70068-900 – Brasília, DF

Tel: (61) 4009-1160 Fax: (61) 4009-1766

www.mma.gov.br / gerco@mma.gov.br

A edição do livro *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*, idealizado e coordenado pelo professor Dieter Muehe, é um marco para a Geomorfologia e a Geologia no Brasil. Pela primeira vez um estudo sistemático de toda a costa brasileira mobilizou conceituados geógrafos, geólogos e oceanógrafos dos mais importantes centros de ensino e pesquisa, para a elaboração de um diagnóstico da linha de costa desde a foz do rio Oiapoque até a desembocadura do arroio Chuí no oceano Atlântico.

Além de seu valor acadêmico, que possibilitou o aprofundamento de pesquisas por todo o litoral, este trabalho é relevante instrumento para os gestores públicos e para os tomadores de decisão, nas questões que envolvam o desenvolvimento urbano nas zonas costeiras, o ordenamento das atividades produtivas e a preservação e conservação dos biomas naturais.

Em um cenário de acirradas disputas pelo espaço, onde a preservação de restingas, mangues, falésias e dos oceanos se confronta com o crescimento desordenado das cidades e com o desenvolvimento do turismo e da aqüicultura como atividades econômicas relevantes, a natureza se impõe. Processos geomorfológicos naturais são acelerados pela ação antrópica na costa, resultando em um cenário extremamente dinâmico, estudado em detalhes ao longo dos capítulos desta publicação.

O Ministério do Meio Ambiente, em sua agenda de gerenciamento dos ambientes costeiro e marinho, privilegia e incentiva iniciativas como esta, que desenvolvem a pesquisa científica, instrumentalizam os governos e municiam os empreendedores para o planejamento e a gestão, colaborando para o desenvolvimento sustentável da zona costeira brasileira.

Para a Secretaria Nacional de Qualidade Ambiental, este trabalho identifica-se com outras importantes iniciativas coordenadas por seu corpo técnico, que visam descrever, diagnosticar e compreender o contexto costeiro e oceânico brasileiro, tais como o Macrodiagnóstico da Zona Costeira, o Programa REVIZEE (Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos nas Zona Econômica Exclusiva) e o Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima que, entre outros, evidenciam a prioridade do ambiente costeiro nas políticas públicas ambientais do Governo Federal.

Rudolf de Noronha

Diretor de Gestão Territorial
Secretaria de Qualidade Ambiental
Ministério do Meio Ambiente

apresentação

A percepção de que o litoral é um ambiente sujeito a mudanças se estabelece à medida que aumenta a ocupação da orla costeira de modo que efeitos erosivos que antes da ocupação eram ignorados por não causarem prejuízos, passam a ser vistos como fator de risco, implicando em questões econômicas e sociais.

Extensos trechos do litoral brasileiro são caracterizados por grandes depósitos de areias marinhas, na forma de cordões litorâneos, pontais e planícies de cristas de praia. Também ocorrem segmentos representados por terraços lamosos ocupados por manguezais e falésias em sedimentos consolidados, precedidas por praias muito estreitas ou muitas vezes ausentes.

As modificações na posição da linha de costa decorrem em grande parte da falta de sedimentos, provocado pelo esgotamento da fonte, principalmente a plataforma continental. O processo se dá pela transferência de sedimentos para campos de dunas ou por efeitos decorrentes de intervenção do homem, principalmente a construção de barragens ou obras que provocam a retenção do fluxo de sedimentos ao longo da costa.

Modificações naturais do clima de ondas ou da altura do nível relativo do mar, constituem outros processos que interferem na estabilidade da linha de costa. Cabe lembrar que, relativamente ao nível do mar, tem sido considerada uma elevação de pouco mais de 100 m num período de 11.000 anos. Esta elevação resultou numa migração da linha de costa a uma taxa de 7 a 14 m/ano correspondente a toda a largura da atual plataforma continental. Esta, no caso brasileiro, apresenta em geral baixa declividade, principalmente nas regiões Norte e Nordeste, implicando em uma resposta à elevação do nível do mar muito ampliada, quando comparado com plataformas de maior declividade.

À medida que aumenta a ocupação do litoral, principalmente nas proximidades das grandes cidades, aumentam também os relatos sobre erosão. Apresenta-se assim a necessidade de elaboração de diagnóstico para cada situação específica, buscando identificar as causas, para que medidas mitigadoras e de gerenciamento possam ser tomadas. Nesta fase, a falta de informações dificulta a tomada de decisões devido à falta de elementos para distinguir se o que ocorre é uma tendência natural, ou um ciclo no qual uma situação de desequilíbrio volta espontaneamente à normalidade, ou ainda se fatores intervenientes estão conduzindo um processo erosivo e contínuo.

Neste sentido, com a finalidade de realizar um diagnóstico que servisse de ponto de partida para a identificação de segmentos críticos para subsequente monitoramento, foi proposta pelos grupos de pesquisa associados ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM), a realização de um levantamento com identificação das áreas de erosão e progradação ao longo do litoral brasileiro. Participaram pesquisadores de quinze instituições ligados a Departamentos de Geologia, Oceanografia, Geografia e Engenharia, que vêm desde 1969 realizando estudos de Geologia e Geomorfologia oceânica e costeira. A proposta foi acolhida pelo Comitê Executivo do Programa de Observação Global dos Oceanos (GOOS/Brasil) que recomendou seu apoio à Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (SECIRM). Esta Comissão forneceu os recursos financeiros para os levantamentos de campo, considerados complementares às informações já existentes, o que permitiu a elaboração da presente publicação. Os diagnósticos elaborados refletem o estado da arte dos estudos costeiros ao longo do litoral brasileiro em cada uma das áreas, havendo trechos já bem pesquisados e outros sem nenhum estudo prévio. Cada Estado foi investigado individualmente sendo os resultados apresentados em um ou mais capítulos específicos. A abordagem desta publicação procurou seguir, dentro do possível um roteiro padrão, consistindo numa descrição fisiográfica do litoral englobando a geologia, geomorfologia, o clima e a direção do transporte litorâneo de sedimentos. Essas características são representadas cartograficamente com a identificação de segmentos com características de erosão, estabilidade e progradação.

De uma forma muito geral pode se dizer que segmentos sob efeito de erosão predominam em relação aos trechos em processo de progradação, com maior erosão nas praias, seguido pelas falésias e pelos estuários. Relativo aos estuários, os relatos sobre erosão e progradação se equivalem, entretanto em alguns Estados, a erosão se concentra principalmente nas proximidades das desembocaduras fluviais e estuarinas, a exemplo da costa de Santa Catarina e do Paraná. Importantes fenômenos erosivos ocorrem na foz dos rios São Francisco e Paraíba do Sul, enquanto que significativo avanço da linha de costa ocorre na desembocadura do rio Jequitinhonha.

Como principais causas da erosão é apontada a intervenção do homem nos processos costeiros seguido da urbanização da orla. Esta constatação é importante à medida em que se relega a erosão provocada por fenômenos naturais a um segundo plano, principalmente a decorrente de uma suposta elevação do nível do mar. Quando considera-se a associação entre erosão e urbanização, envolvem-se dois aspectos:

a erosão provocada por interferências de obras costeiras no balanço sedimentar, ainda que de pequena expressão e, em segundo lugar, a melhor identificação de fenômenos ou tendências erosivas relacionados à presença de uma orla “fixada” pela urbanização. Em outras palavras, a urbanização em si não provoca erosão, entretanto, a construção de edificações dentro da faixa de resposta dinâmica da praia às tempestades tende à retomada pelo mar da área construída. Isto revela a necessidade de implantação de normas que prevejam a manutenção de uma faixa de não edificação junto à orla, adotando, como precaução, uma largura que considere um cenário de elevação do nível do mar e a tendência de retrogradação quando identificada previamente.

A terceira causa da erosão é devida à falta de suprimento sedimentar, seja por esgotamento da fonte natural (plataforma continental interna) seja por retenção de sedimentos nos rios, por perda de sedimentos na formação de dunas e por retenção de sedimentos por obras de engenharia. Um exemplo desta situação é a erosão costeira que se alastrou de Recife até à ilha de Itamaracá, em Pernambuco, após a construção de um quebra mar no porto de Recife e de espigões em Olinda.

A ocorrência de erosão acentuada, concentrada em segmentos bem definidos de um mesmo arco praiial resulta muitas vezes da concentração da energia das ondas por efeito da refração controlada pela topografia do fundo marinho, como ocorre em trechos do litoral do Rio Grande do Sul. Erosão acentuada, afetando extensos trechos da costa é também observada no Rio Grande do Norte entre Guamaré e Macau. Ali, ao contrário do Rio Grande do Sul, parte do litoral é protegido das ondas oceânicas por cordões litorâneos e pontais apresentando intensa mobilidade sedimentar. Não obstante, o litoral apresenta intensa erosão chegando a colocar em risco as instalações de bombeamento de petróleo. A razão desta instabilidade reside na grande amplitude da maré e a conseqüente velocidade das correntes de maré assim como na direção constante do transporte sedimentar em direção a oeste.

Em resumo, no litoral do Brasil a erosão ocorre ao longo de toda a costa com predomínio sobre os processos de acreção considerando-se que de fato, predomina a situação de estabilidade. Por um lado, a baixa declividade de grande parte da plataforma continental interna sinaliza uma ampla resposta erosiva, no caso de uma elevação do nível do mar. Enquanto que por outro lado, grande parte do relevo costeiro, como as falésias e os recifes, reduzem esse impacto. Até este momento não existem evidências conclusivas quanto ao comportamento do nível do mar. Assim

não há clareza sobre as causas, na maior parte das situações de erosão, se naturais ou induzidas por intervenção humana. A conclusão mais imediata é a necessidade da aplicação de critérios, já definidos, quanto à manutenção de uma faixa de não edificação para fins de proteção e preservação da paisagem costeira e a necessidade de estudos adequados quando da implantação de obras costeiras.

Os resultados aqui apresentados foram obtidos pelo esforço orquestrado dos diferentes grupos de pesquisa localizados ao longo do litoral brasileiro. Representam um passo importante na implementação de estratégias de monitoramento e previsão de tendências na busca de oferecer instrumentos para a tomada de decisão na área de gerenciamento costeiro.

Finalmente deve ser ressaltada a importância das agências de fomento que ao longo do tempo têm contribuído para apoiar as pesquisas que resultaram no arcabouço de dados disponíveis e incorporados no presente estudo. Expressamos nossos agradecimentos ao apoio dado pelo Comitê Executivo para o GOOS/ Brasil, ao auxílio da Secretaria da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (SECIRM) para os trabalhos de campo, ao Ministério do Meio Ambiente, por arcar com os custos da editoração e impressão do presente volume, e a Francine Sakata da NK&F Arquitetos Associados pelo excelente trabalho de editoração.

Dieter Muehe

sumário

AMAPÁ

ADMILSON MOREIRA TORRES
MAÂMAR EL-ROBRINI

PARÁ

MAÂMAR EL-ROBRINI | MARCELO MORENO ALVES DA SILVA
PEDRO WALFIR MARTINS E SOUZA FO. | M. HELENA S. EL-ROBRINI
OSMAR GUEDES DA SILVA JÚNIOR | CARMENA FERREIRA DE FRANÇA

MARANHÃO

MAÂMAR EL-ROBRINI | VALTER MARQUES J. | MARCELO MORENO ALVES DA SILVA
M. HELENA S. EL-ROBRINI | ANTONIO CORDEIRO FEITOSA | JOSÉ EDGAR FREITAS TAROUÇO
JORGE HAMILTON SOUZA DOS SANTOS | JANILSON ROSA VIANA

CEARÁ

JADER ONOFRE DE MORAIS | GEORGE SATÂNDER SÁ FREIRE | LIDRIANA PINHEIRO
MARCOS JOSÉ NOGUEIRA DE SOUZA | ALEXANDRE MEDEIROS DE CARVALHO
PAULO ROBERTO PESSOA | SILVANIA H. MAGALHÃES OLIVEIRA

RIO GRANDE DO NORTE

HELENICE VITAL E EQUIPE

PARAÍBA

SILVANA MOREIRA NEVES | JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ
ABÍLIO CARLOS DA SILVA P. BITTENCOURT

PERNAMBUCO

VALDIR DO A. VAZ MANSO | PAULO DA NÓBREGA COUTINHO
TEREZA MEDEIROS DE ARAÚJO | NÚBIA CHAVES GUERRA
CARLOS FERNANDO DE ANDRADE SOARES JR.

ALAGOAS

TEREZA MEDEIROS DE ARAÚJO | ROCHANA DE A. LIMA SANTOS
JOSÉ CARLOS SÍCOLI SEOANE | VALDIR DO AMARAL VAZ MANSO

SERGIPE

ABÍLIO CARLOS DA SILVA P. BITTENCOURT | MARTA BECKER DE OLIVEIRA
JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ

BAHIA

JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ | ABÍLIO CARLOS DA SILVA P. BITTENCOURT
ADEYLAN NASCIMENTO SANTOS | ANA CLAUDIA DA SILVA ANDRADE
ANA AMÉLIA DE OLIVEIRA LAVENERE-WANDERLEY | IRACEMA REIMÃO SILVA
ISAAC GÔES DE QUEIROZ | LEONARDO M. BITTNER DE FREITAS
LUCAS NASCIMENTO | RIAN PEREIRA DA SILVA

ESPIRITO SANTO

JACQUELINE ALBINO | GISELE GIRARDI | KLEVERSON ALENCASTRE DO NASCIMENTO

RIO DE JANEIRO

DIETER MUEHE | CRISTIANO FIGUEIREDO LIMA | FLAVIA MORAES LINS-DE-BARROS

SÃO PAULO

MOYSÉS GONSALEZ TESSLER | SAMARA CAZZOLI Y GOYA | PABLO S. YOSHIKAWA | SHANTY N. HURTADO

PARANÁ

RODOLFO JOSÉ ANGULO | CARLOS ROBERTO SOARES | EDUARDO MARONE
MARCUS POLETTE | RAFAEL MEDEIROS SPERB | RODRIGO CAMPI SPERB

SANTA CATARINA

ANTONIO HENRIQUE DA FONTOURA KLEIN | JOÃO THADEU DE MENEZES
FERNANDO LUIS DIEHL | JOSÉ GUSTAVO NATORF DE ABREU

RIO GRANDE DO SUL

LAURO CALLIARI | ELÍRIO E. TOLDO JR.
JOÃO L. NICOLÓDI | NIKOLAI SPERANSKI
LUIZ E. S. B. ALMEIDA | SÁVIO FREIRE LIMA
LUCIANA SLOMP ESTEVES | LUIZ R. MARTINS

11

41

87

131

155

173

179

197

213

219

227

265

297

347

401

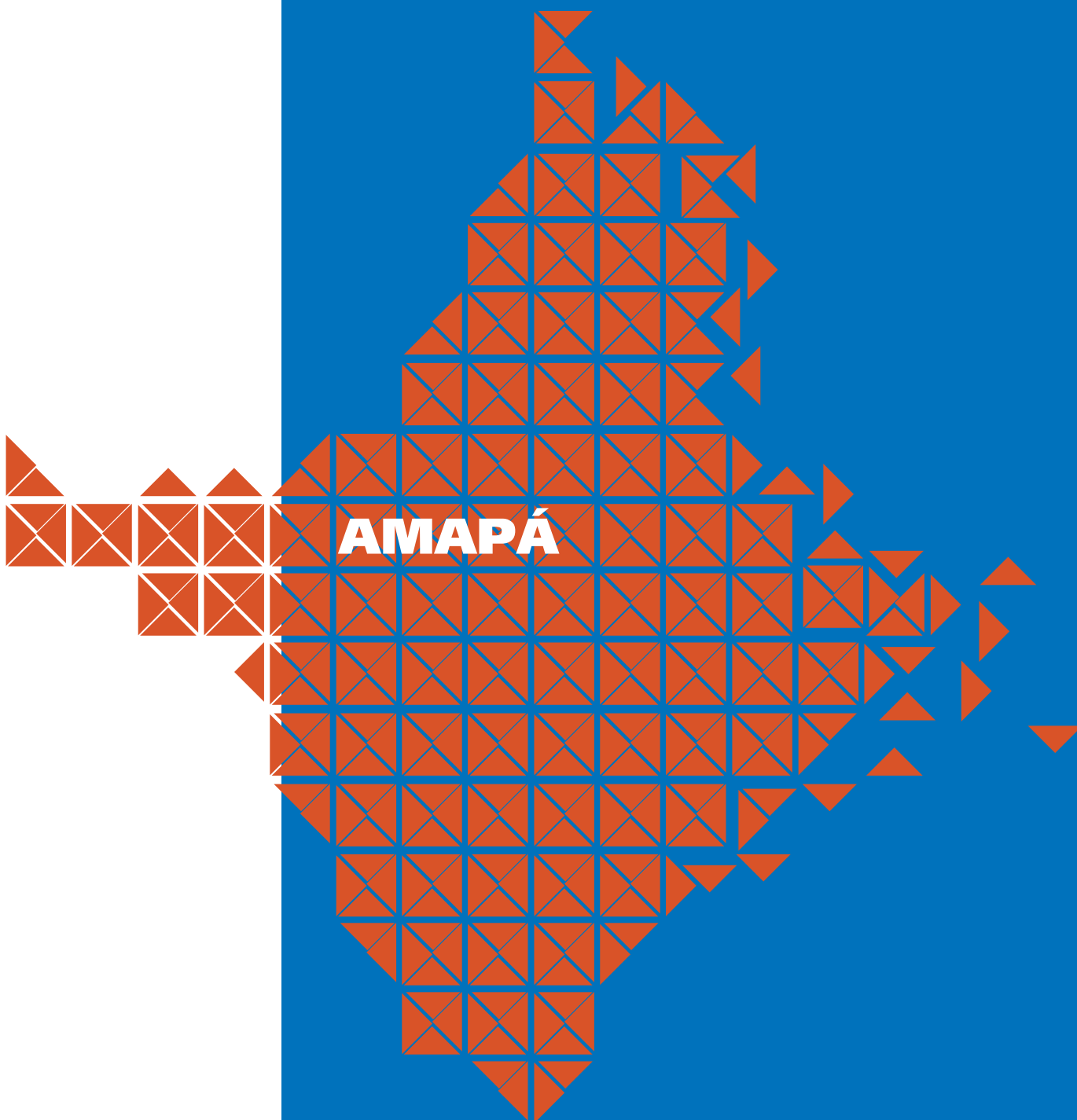
433

Admilson Moreira Torres

CENTRO DE PESQUISAS AQUÁTICAS, INSTITUTO DE PESQUISAS CIENTÍFICAS E TECNOLÓGICAS DO ESTADO DO AMAPÁ – IEPA

Maâmar El-Robrini

GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPO
LABORATÓRIO DE MODELAGEM DE OCEANO & ESTUÁRIOS AMAZÔNICOS – MODELAZ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ



Resumo

A Zona Costeira do Amapá (ZCA), com cerca de 750 km de extensão, é considerada a mais preservada e menos densamente povoada do país. Esta zona é subdividida em duas áreas influenciadas predominantemente pelas marés. Estes dois setores são: (i) A zona costeira estuarina ou amazônica, influenciada pelo Canal do Norte do rio Amazonas, e (ii) A zona costeira oceânica ou atlântica de frente para o oceano Atlântico. A foz do rio Araguari constitui um marco divisório entre a zona costeira oceânica ao norte, que tem regime de macro a mesomarés, e a zona costeira estuarina ao sul, que exibe mesomarés.

A ZCA é caracterizada por uma cobertura sedimentar do tipo arenosa aluvionar, lamosa de várzea, de planície de maré, de lagoas costeiras e por sedimentos do Grupo Barreiras, que repousam sobre rochas do embasamento Pré-cambriano.

Seis zonas podem ser observadas na ZCA: zonas de erosão, zonas de assoreamento, zonas de formação e migração de bancos arenosos e ilhas, zonas de progradação da linha de costa, zonas de acreção lamosa e zonas de deposição efêmera. Essas mudanças sazonais e anuais na linha de costa, sob condições de fortes correntes de meso e macromarés, refletem no equilíbrio dos processos costeiros e fluviais de erosão e sedimentação na ZCA.

Abstract

The Amapá Coastal Zone (ACZ), 750 km length, is considered the most preserved and the less habitated of Brazil. This zone is subdivided in two sectors: (i) the estuarine or amazonic coastal zone, influenced by Amazon River North Channel and (ii) the oceanic or atlantic coastal zone, in front of the Atlantic Ocean. The mouth of the Araguari river represents the frontier between the oceanic coastal zone in the northern part, that is influenced by macrotides to mesotides, and the estuarine coastal zone in the southern part, whose show mesotidal.

The ACZ is characterized by a sedimentary cover, with sandy alluvionar sediments, and varzea floodplains, tidal plains, coastal lagoons muddy sediments and sediments of Barreiras Group, that recovered the Precambrian basement.

Six situations can be observed in the ACZ: erosion zones, filling sand zones, formation and migration sandy banks and islands zones, progradation of the shoreline, muddy accretion and ephemeral deposition zones. Theses sazonal and annual changes of the shoreline, under strong meso- and macrotidal currents conditions, that reflects in the equilibrium of the erosion and sedimentation coastal and fluvial processes.

APRESENTAÇÃO

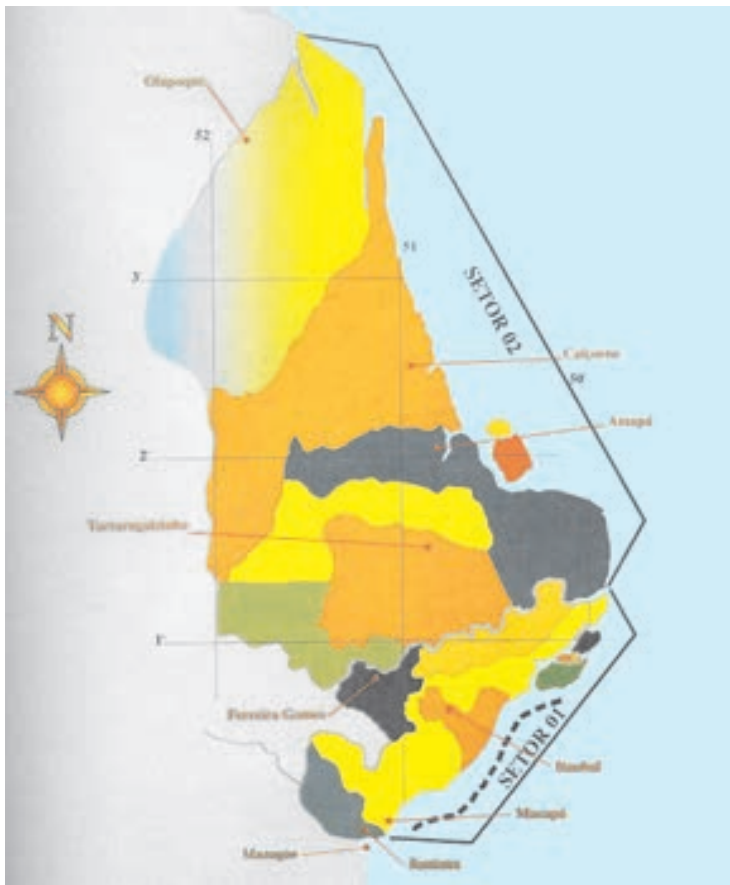


Figura 01. Mapa de localização da Zona Costeira do Estado do Amapá (ZCA): Setor 1. Amazônico Setor 2. Atlântico (MMA, 1996)

A ZCA (figura 01) situa-se na posição predominantemente equatorial, estendendo-se por cerca de 750 km, entre as desembocaduras dos rios Oiapoque e Jarí. Nesta região, estão incluídas duas grandes áreas: o Setor Atlântico da Costa do Amapá e o Golfão Amazônico. De acordo com o GERCO do Amapá, a ZCA pode ser compartimentada em dois setores, devido à presença da foz do rio Araguari. O setor ao norte da foz do rio Araguari até o limite com a Guiana Francesa é designado como Setor Costeiro Oceânico ou Atlântico, abrangendo parte dos municípios de Oiapoque, Calçoene, Amapá, Pracuúba e Tartarugalzinho; e o setor situado entre os estuários Araguari e Jarí (limite com o Pará) é chamado de Setor Costeiro Estuarino ou Amazônico, abrangendo parte dos municípios de Cutias, Itaubal, Macapá, Santana, Mazagão e Vitória do Jarí (figura 01).

Na ZCA, a deformação flexural produzida pela carga de sedimentos do Cone do Amazonas afetou os depósitos fluviais e costeiros e a rede de drenagem (Cochrane, 1973; Braga, 1993, Driscoll & Karner, 1994; Watts & Peirce, 2004). Ainda o sistema de dispersão do rio Amazonas é responsável pelo caráter lamoso da ZCA.

A plataforma continental adjacente é caracterizada por depósitos lamosos modernos do rio Amazonas, que parecem representar a progradação do seu delta subaquoso para o mar, sobre camadas de areias transgressivas (Figueiredo Jr. *et al.*, 1972; Nittrouer *et al.*, 1986). Esta plataforma alarga-se, progressivamente, do Cabo Orange ao Cabo Norte, passando a isóbata de 50 m, por exemplo, de 28 para 140 Km da linha de costa. Nota-se que, enquanto a isóbata de 50 m mantém uma orientação quase constante de noroeste para sudeste, as isóbatas de 20, 10 e 5 m reproduzem, de forma nítida, os contornos do Cabo Norte, marcando assim paleolinhas da costa (El-Robrini *et al.*, 1992a e b; El-Robrini, 1994; El-Robrini & Souza Filho, 1994; El-Robrini, 1996).

As investigações na ZCA e na área contígua submersa iniciaram-se a partir do início da década de 80, pelo PROMAR/GEMC/UFPA e a partir de 1998, pelo IEPA em:

I. Âmbito Nacional:

Projeto Plataforma Continental Norte do Brasil (1989-1992); Sedimentologia e Hidrodinâmica da região dos Estreitos (CNPq, 1990-1993), da Baía do Marajó (CNPq, 1991-1992), pluma estuarina do rio Amazonas (CNPq/REVIZEE, 1998-2001); Estudo dos Processos Geológicos-Sedimentares e Avaliação Sonográfica e Sismoestratigrafia da Zona Costeira do Estado do Amapá (Cabo Norte e Região das Ilhas) (1989-1990); Caracterização Hidrodinâmica e Sedimentar da região dos Estreitos do Sudoeste da Ilha do Marajó (CNPq, 1990-1993); Geologia do Sub-Fundo da Região dos Estreitos do Sudoeste da Ilha do Marajó (CNPq, 1990-1991); Estudo dos Processos Geológicos-Sedimentares do Baixo Curso do Rio Amazonas/ Foz do Rio Tapajós (CNPq, 1994-1996); REVIZEE (desde 1995); Estudo do Material em Suspensão: Avaliação Quantitativa e Dispersão Horizontal e Vertical na Plataforma Continental do Amazonas (CNPq, 1998-2001); Estudo dos Argilo-Minerais da Plataforma Continental do Amazonas: Distribuição e Proveniência (CNPq, 2002-2004); Dinâmica Morfo-Sedimentar e Estruturação da Baía do Marajó (Golfão Marajoara-Norte-Brasil) (CNPq, 1991-1992); Estudos dos Processos Geológicos-Sedimentares e Sismo-Estratigráficos das Baías de Curralinho e das Bocas, região Sul da Ilha do Marajó (CNPq, 1991-1993).

14

No entanto, os estudos sobre a dinâmica costeira são escassos na ZCA e se concentram, sobretudo, na zona costeira estuarina. Os poucos estudos encontrados constam de relatórios internos e resumos de artigos de pesquisadores do Centro de Pesquisas Aquáticas do Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá - IEPA. Só a partir de 1998, que uma equipe de pesquisadores qualificados começaram a desenvolver pesquisas e estudos na zona costeira do Amapá com a transferência do Programa Estadual de Gerenciamento Costeiro da Secretaria Estadual de Meio Ambiente - SEMA para o Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá - IEPA. Recentemente, essa equipe apresentou pela primeira vez um mapa geológico dos depósitos quaternários, que cobre toda a costa estuarina amapaense, bem como um diagnóstico sócio-ambiental participativo desse setor costeiro, organizado por Santos & Figueira (2004). Os projetos desenvolvidos com recursos financeiros estaduais são: Dinâmica Fluvial e Evolução Costeira ao longo do Canal do Norte na Foz do Rio Amazonas (CNPq, 1998-2000); Dinâmica de Feições Progradacionais na Costa do Amapá (CNPq, 1998-2000); Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro do Setor Estuarino do Estado do Amapá (1998-2004); A Videografia como Ferramenta Técnica Alternativa às Ações de Subsídio ao Pla-

nejamento Urbano e Infra-Estrutura (2000-2002); Hidrodinâmica e Morfodinâmica da Orla Fluvial, entre o Rio Vila Nova e o Canal do Jandiá: um subsídio ao planejamento de obras públicas (2001-2004); Diagnóstico das Ressacas do Estado do Amapá: bacias do igarapé da Fortaleza e rio Curiaú (2001-2003); Efeito da hidrodinâmica na variação de parâmetros de qualidade da água na zona costeira e estuarina do Estado do Amapá (2000-2002); Avaliação Ambiental da Região da Ilha do Brigue, Arquipélago do Bailique, Município de Macapá, através de Estudos Morfodinâmicos (2001- em andamento); Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro do Setor Atlântico do Estado do Amapá (2002- em andamento). Outros projetos, que tem apoio de instituições parceiras, são: Estudo de Criação de Unidade de Conservação no Arquipélago de Bailique – PROECOTUR/IBAMA/MMA (2001-2002); Desenvolvimento do Distrito Industrial de Santana: um subsídio ao estudo da qualidade da água - Estudo de variabilidade espaço-temporal da qualidade da água na área restrita do Rio Matapi, Estado do Amapá – CNPq (em andamento); Efeito da hidrodinâmica na variação de parâmetros de qualidade da água na zona costeira e estuarina do Estado do Amapá – CNPq/CT-HIDRO (em andamento); Rede de Coletores de Informações Sócio-Ambientais: Jovens Pesquisadores do Bailique – CNPq/PNOPG (2002-2004); Diagnóstico Ambiental do Litoral Atlântico com vistas à elaboração da Carta de sensibilidade ambiental, dentro de um SIG (FINEP/CT-PETRO); Implementação da Proposta Zoneamento Costeiro – PNMA II/MMA (em andamento); Subsídios à Gestão de Recursos Hídricos na Bacia Hidrográfica o Rio Matapi (CNPq/CT-HIDRO).

II. Âmbito Internacional:

Amazon Shelf Sediment Study – AMASSEDS (USA/ Brasil, 1990-1993); Aplicações de *ERS-1* na foz do rio Amazonas e no NE do Pará (França/ Brasil, 1995-1999); *Amazon Shelf Sediment Study* (Alemanha/ Brasil, 1990-1993). Estudos dos Processos Geológicos-Sedimentares da Foz/ Estuário do Rio Amazonas (*Amazon Estuary Geological Studies Project* – AMES/ Foz do Amazonas) (Brasil-Alemanha, 1993-1996); *Origin and Characteristic of the Floodplain Deposits in Amazon River Mouth* (IEPA-Universidade de Kansas/ EUA – em andamento).

Este capítulo apresenta os principais conhecimentos adquiridos a partir dos projetos supracitados e, em particular, do AMASSEDS.

1. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA

Geomorfologia

Cinco unidades morfoestruturais ocorrem no Estado do Amapá (Boaventura & Narita, 1974):

► Planaltos Residuais do Amapá

Esta unidade de relevo é formada por maciços residuais, constituídos por rochas pré-cambrianas. Esses maciços caracterizam-se por uma dissecação fluvial intensa e podem dar origem a um conjunto de cristas e picos ou formas tabulares, sendo estes últimos testemunhos da superfície aplainada mais elevada da região. Localmente, são denominados de Serra do Iratapurú, do Ipitinga, do Tumucumaque e do Navio, com altitudes variáveis entre 400 e 550 m;

► Planalto Rebaixado da Amazônia

Apresenta altitude média de 100 m, sendo constituído por sedimentos do Grupo Barreiras; localiza-se na porção oriental da região, com caimento suave para o rio Amazonas. Possui uma densidade elevada da rede de drenagem;

► Colinas do Amapá

Corresponde à unidade de maior expressão espacial da região. Apresentam altitudes variando entre 150 a 200 m, com declividade regional na direção leste. Na faixa costeira, apresentam cotas inferiores a 100 m. Os principais rios que drenam a área de Colinas do Amapá são o Oiapoque, Araguari, Jarí e o Ipitinga;

► Depressão Periférica do Norte do Pará

Esta unidade representa o prolongamento da faixa de circundesnudação periférica à bacia sedimentar do Amazonas. Limita-se a norte por cristas e escarpamentos do Planalto Residual do Amapá, que recebe localmente a denominação de Serra do Ipitinga e a leste pelos rebordos do Planalto Rebaixado da Amazônia;

► Planície Flúvio-Marinha Macapá/ Oiapoque

Esta unidade de relevo corresponde à área ocupada pela ZCA no trecho Macapá - foz do rio Oiapoque; constitui-se de sedimentos arenosos, siltosos, argilosos e vasas. Segundo Faria Jr. *et al.* (1990) a costa do Amapá é do tipo progradacional nos Cabos Cassiporé e Orange, ao passo que o setor compreendido entre o Cabo Norte e o sul do Cabo Cassiporé está submetido a fortes processos erosionais.

Na Planície Flúvio-Marinha Macapá/ Oiapoque ocorrem dois domínios geomorfológicos principais, situados respectivamente a sul e ao norte do rio Flechal:

(i) no primeiro, a área representa a influência direta dos processos fluviais do sistema da foz do rio Amazonas, que se traduz por processos de colmatagem, paleocanais entulhados, lagos residuais, meandros abandonados, terraços e ilhas; (ii) no segundo, o trecho da foz do rio Flechal até o baixo curso do rio Oiapoque caracteriza-se pela influência marinha e formação de restingas por correntes de deriva das Guianas (Boaventura & Narita, 1974).

A zona costeira oceânica amapaense (figura 01), de direção NW-SE, localiza-se entre a foz dos rios Oiapoque e Araguari, perfazendo uma extensão aproximada de 400 Km. Caracteriza-se por apresentar uma costa baixa, com largura variando de 10 a 120 Km, mais ou menos retilínea, com poucas reentrâncias, sendo o resultado de acreção, devido à sedimentação fina do rio Amazonas. Nesta área, os manguezais representam 76% (7.700 km²) do total da área de manguezais do país (Herz, 1991). Esses manguezais transicionam em direção ao interior para áreas mais baixas e alagadiças. Trabalhos recentes na Região dos Cabos Orange e Cassiporé (Batista *et al.*, 2005) mostram que o tabuleiro costeiro ocorre entre 50 e 100 m de altitude, no entanto a planície costeira se concentra entre -5 m e 5 m.

Em alguns trechos costeiros, ocorrem cordões litorâneos arenosos do tipo *chenier*, que sugere a ação eventual de tempestades que erodem e retrabalham à parte mais interna das planícies de maré, construindo praias arenosas, que, logo após, são parcialmente recobertas por depósitos lamosos. Este trecho constitui uma típica costa deposicional, condicionada por macromarés que distribuem a lama amazônica que a Corrente Equatorial Brasileira empurra em direção ao norte.

Dias *et al.* (1992), considerando a dinâmica sedimentar, dividiram a zona costeira oceânica do Amapá em três compartimentos: do Cabo Orange ao Cabo Cassiporé, da foz do rio Cunani à foz do rio Flechal, e da foz do rio Flechal ao Cabo Norte.

Nittrouer & Kuehl (1995) e Nittrouer *et al.* (1995a; 1995b) reconheceram uma zona de acumulação, entre os Cabos Orange e Cassiporé, que durante os últimos 1000 anos foi submetida a um processo de rápida acreção de sedimentos lamosos, e um trecho da zona costeira, compreendido entre os Cabos Cassiporé e Norte, que vem sofrendo um processo de erosão nos últimos 500 anos.

No trecho entre a foz do rio Flechal e o Cabo Norte, em direção ao oceano, encontra-se a Ilha de Maracá recortada pelo Canal do Inferno. Nas porções mais baixas, ao longo desse canal de maré, ocorrem pequenas faixas de manguezal.

No trecho entre o Cabo Norte e a margem esquerda do rio Araguari, especialmente na foz do rio Sucuriju, ocorrem expressivos manguezais do setor costeiro oceânico do Amapá. Em direção ao interior da planície costeira, ocorre uma seqüência de lagos rasos: Piratuba, das Garças, Comprido, Mutuca, Duas Bocas e Novo, que têm sua origem associada à posição de meandros abandonados do rio Araguari em seu deslocamento para o sul, acompanhando semelhante deslocamento do Canal do

Norte do rio Amazonas (Boaventura & Narita, 1974). Costa (1997) encontrou no Lago Novo uma seqüência basicamente areno-siltosa a siltosa, composta principalmente por caulinita e subordinadamente por esmectita e ilita, indicando uma proveniência do Grupo Barreiras e de rochas do embasamento.

A zona costeira estuarina do Amapá, estende-se na direção NE-SW entre as margens direita da foz do rio Araguari e esquerda do rio Jarí (figura 01). Neste setor, com cerca de 350 Km de extensão, a costa caracteriza-se por ser plana, muito baixa, instável e retilínea. Está submetida a processos fluviais (Canal do Norte do rio Amazonas) e costeiros (maré de enchente), gerando erosão e deposição, contribuindo para o desenvolvimento de planícies alagadas, que caracterizam, por exemplo, o Arquipélago do Bailique na foz do Canal do Norte do rio Amazonas. Na parte interna da planície costeira ocorrem inúmeros paleocanais, testemunhando a evolução de uma planície flúvio-lacustre.

Torres (2001), considerando a dinâmica sedimentar, dividiu a zona costeira estuarina do Amapá em três compartimentos: Alto, Médio e Baixo Setor Costeiro Estuarino. Os dois primeiros setores têm a faixa do continente não defrontantes com o mar, enquanto que no último a faixa do continente está parcialmente defrontante com o mar:

- ▶ O **Alto Setor Costeiro Estuarino** corresponde ao trecho da baía de Macapá, onde a planície é freqüentemente interrompida pelas formações terciárias (sedimentos do Grupo Barreiras), na forma de falésias. Observam-se, na planície costeira, meandros abandonados, lagos residuais e “ressacas”. Este termo local é dado para áreas úmidas costeiras constituídas por lagoas e lagos que ocorrem exclusivamente nas áreas urbanas de Macapá e Santana, influenciadas ou não pela maré (Torres & Oliveira, 2004). Destaca-se as ressacas do Curiaú, do Sá Comprido, Lagoa dos Índios, do Chico Dias e do Beírol. A planície costeira estreita-se em direção ao sul, onde os sedimentos do Grupo Barreiras estão mais próximos da linha de costa e se destacam pequenas praias retilíneas e arenosas. A presença de vegetação de mangue, principalmente siriúba (*Avicennia germinans*), em partes da baía de Macapá, é um reflexo de uma costa com influência de marés.
- ▶ O **Médio Setor Costeiro Estuarino** é limitado entre a Ponta do Pau Cavado e a foz do rio Gurijuba. Caracteriza-se pela extensão de suas florestas de várzea e em direção ao seu interior predominam campos alagados, onde ocorrem lagos residuais, paleocanais entulhados e meandros abandonados. Este trecho sofre intensa erosão, criando imensos bancos areno-siltosos a silto-arenosos imediatamente a norte da zona da foz de alguns afluentes do Canal do Norte. Esses bancos são longitudinais à costa e afloram na maré baixa. Neste trecho, ocorrem as Ilhas Pedreiras, que estão migrando rio abaixo e, portanto, indicando que ao longo deste trecho as correntes fluviais, de maré e outras geradas pelos ventos chegam a atuar significativamente.

- ▶ O **Baixo Setor Costeiro Estuarino** situa-se no Arquipélago do Bailique entre a foz dos rios Gurijuba e Araguari, onde os ambientes são marcadamente fluvio-marinhos. Neste setor, a planície costeira é muito baixa e apresenta sua maior largura. É caracterizada pelo acréscimo constante de sedimentos fluviais e paleocanais entulhados. De acordo com Torres (2001; em preparação), o trecho costeiro entre a foz do rio Araguari e a área norte do Arquipélago do Bailique sofre influência da salinidade, em especial no período de descarga mínima do Amazonas (outubro-dezembro), conseqüentemente favorecendo a ocorrência de pequenas faixas de mangues, ricas em siriúba (*Avicennia schaueriana*), tolerantes a uma salinidade intersticial mais alta que os demais gêneros de mangue. A partir desta área, a salinidade aumenta em direção ao Cabo Norte e decresce bruscamente em direção ao interior do Canal do Norte, onde predominam a força e o volume das águas do rio Amazonas, que possibilitam a presença de ecossistemas fitogeograficamente diferenciados dos manguezais. Na zona de intermaré e ao longo das margens lamacentas, próximo a desembocadura de alguns tributários do Canal do Norte do rio Amazonas, são freqüentes a presença de aninga (*Montrichardia arborescens*) e de buriti (*Mauritia flexuosa*).

Geologia

Lima *et al.* (1991) elaboraram o arcabouço geológico do Estado do Amapá e Allison *et al.* (1995b) compartimentou a geologia desse Estado em três unidades geológicas: terrenos antigos (Pré-Cambriano), terrenos terciários (Grupo Barreiras) e terrenos recentes (Pleistoceno/ Holoceno) (figura 02).

Na zona costeira, as formações geológicas presentes podem ser agrupadas em depósitos sedimentares de idade terciária, de origem continental, e depósitos sedimentares quaternários, de origem flúvio-estuarina.

Os depósitos terciários do Grupo Barreiras, sobrepostos às unidades pré-cambrianas do Escudo Guianense, ocorrem a partir da margem esquerda do rio Maracá (município de Mazagão) em direção ao norte de Macapá, na forma de falésias ativas, e daí vai se afastando da linha de costa até encontrar o rio Araguari, no município de Cutias. Por fim, segue em direção ao Oiapoque. São constituídos de sedimentos argilo-arenosos, areno-argilosos e arenosos a conglomeráticos, com presença de concreções lateríticas.

Em trabalhos para o Gerenciamento Costeiro do Amapá, Santos *et al.* (2004) identificaram cinco depósitos quaternários ao longo da zona costeira estuarina:

Depósitos de Planícies Fluviais Antigas

Ocorrem nas zonas mais baixas e alagadiças das porções internas da planície

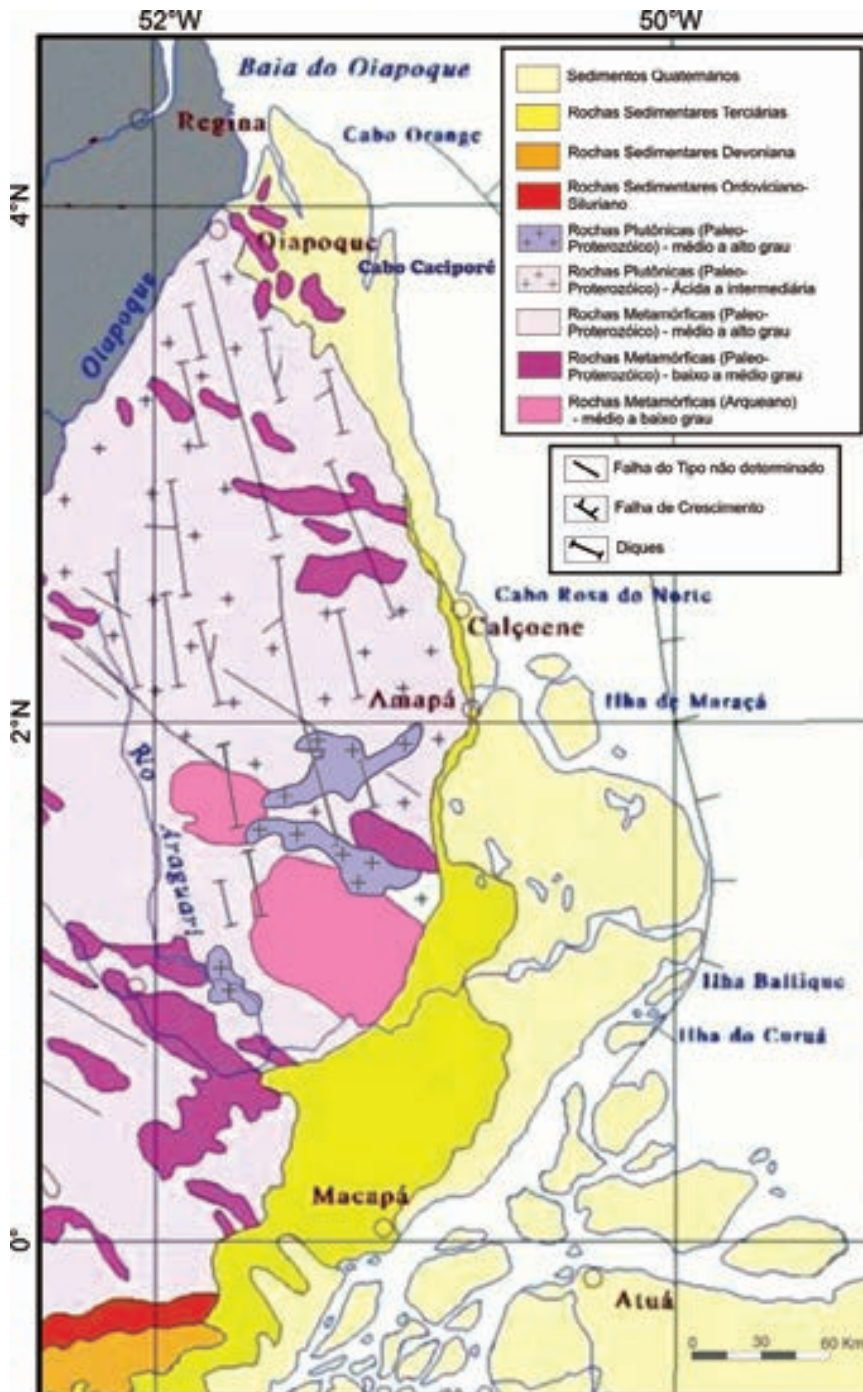


Figura 02. Esboço geológico simplificado da ZCA (modificado de Allison *et al.*, 1995b; Nittrouer *et al.*, 1991; Nittrouer *et al.*, 1996).

costeira em contato com os depósitos do Grupo Barreiras. Seus depósitos compreendem sedimentos argilosos com laminação plano-paralela a argilosos com muita matéria orgânica.

Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarina 1

Ocorrem nas zonas mais internas da planície de inundação do rio Amazonas e de seus afluentes. São constituídos por sedimentos argilosos, argilo-siltosos e siltico-arenosos.

► **Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarina 2**

Dispõem-se nas porções mais externas da planície de inundação, bordejando a linha de costa atual (faixa intermaré). Seus depósitos compreendem sedimentos argilosos a siltico-argilosos.

► **Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarino-Marinhas**

São constituídos de sedimentos argilosos a silticos e arenosos e ocorrem na forma de bancos e barras de canal nas margens e nos leitos dos afluentes do rio Amazonas.

► **Depósitos de Aluviões**

São formados por areias e argilas e ocorrem nas cabeceiras das drenagens, no limite de terrenos terciários com a planície costeira.

A planície quaternária da zona costeira oceânica está em fase de estudo pelo Gerenciamento Costeiro do Amapá. Entretanto, pode-se dizer que as principais feições que compõem esta planície são representadas por depósitos de: planície de maré lamosa flúvio-marinho, planície de maré arenosa do tipo *chenier*, planície de maré lamosa de manguezais, planície de inundação lamosa e lagoas costeiras lamosas, nas zonas interiores mais baixas sotopostas por sedimentos continentais do Grupo Barreiras.

2. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

A ZCA situa-se na região equatorial e possui um clima quente e úmido, com a existência de duas estações bem distintas de precipitação: (i) a estação seca de setembro a novembro (com precipitação em torno de 50 mm/mês) e (ii) a estação chuvosa de fevereiro a maio com precipitações maiores que 250 mm. Segundo Nimer (1991), a precipitação pluviométrica anual da ZCA varia de 2.750 a 3.500 mm anuais.

Segundo Martins & Da Luz (2004), a precipitação na ZCA é determinada pela influência de vários sistemas atmosféricos que variam desde a escala convectiva a escala sinótica: linhas de instabilidade; zona de convergência intertropical; ondas de leste; sistemas de brisas (marítima e terrestre, com atuação contínua durante as 24 horas do dia, em períodos que correspondem ao horário da manhã – brisa marítima e da noite – brisa terrestre, e em períodos intervalares). A região é afetada também por fenômenos episódicos, tais como El Niño e La Niña, causando desta forma, modificação no regime de precipitação da mesma.

Essa região não apresenta grandes diferenças de temperatura ao longo do ano e a temperatura média anual, varia entre 24° e 26°C. Na ZCA, as temperaturas médias anuais variam entre 26° e 27°C. De acordo com dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2004), as temperaturas mais elevadas ocorrem entre os me-

ses de setembro e novembro e as menores entre janeiro e março. Medições de ventos, feitas na plataforma continental adjacente, mostram uma grande variabilidade, porém razoáveis ($< 1 \text{ dyn/cm}^2$) (Lentz, 1995a), que tem influenciado a pluma estuarina. Segundo Picaut *et al.* (1985) e Eisma *et al.* (1991), os ventos predominantes provêm de NE (janeiro-abril), com velocidade média de 9 m/s, e de SE, com velocidades de 3 m/s

O clima é bastante úmido em função da floresta Amazônica, que transporta umidade. Nesta região, a umidade relativa média anual do ar varia em torno de 80% a 90%, indicando assim, uma alta taxa de umidade na região.

3. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

A plataforma continental adjacente a costa do Amapá é limitada ao norte pela isóbata de 40 m e apresenta um suave gradiente (1:4000) estando recoberta por uma camada de sedimentos modernos tipicamente pelíticos, que constroem um amplo terraço de agradação flúvio-marinha, o delta submarino (Figueiredo Jr. *et al.*, 1972). A isóbata de 20 m é marcada por uma série de irregularidades, que formam pequenas reentrâncias, frente a quase todos os sistemas estuarinos atuais da costa do Amapá (Kuehl *et al.*, 1982). Na plataforma continental interna, ocorre uma alta taxa de sedimentação (até 10 cm/ano), que diminuem em direção ao mar (Nittrouer & DeMaster, 1996).

22

Segundo Geyer *et al.* (1996), esta plataforma representa uma zona sob condição estuarina do tipo bem misturada (*well-mixed zone*), que se estende ao longo de toda a costa.

A imensa descarga hídrica/ sólida do rio Amazonas é responsável pelo meio intensamente dinâmico que ocorre em sua foz e na plataforma continental interna adjacente, acarretando no maior estuário do planeta (Nittrouer *et al.*, 1990).

Descarga hídrica do rio Amazonas

O rio Amazonas possui uma descarga hídrica de $5.7 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{ano}$ (Oltman, 1968), que representa o maior fluxo do mundo (0.2 Sv) (Masson & Delecluse, 2001). Segundo os mesmos autores, esta descarga é responsável pela diminuição da Salinidade Superficial do Mar (SSM) no Oceano Atlântico Tropical. De acordo com Nittrouer *et al.* (1995a), durante a descarga de água do rio Amazonas para o Oceano Atlântico, observa-se uma variação sazonal alcançando um máximo em maio e um mínimo em novembro. A descarga média do rio Amazonas no Oceano Atlântico é de

180.000 m³/s (Oltman, 1968), o que corresponde a 16% da descarga total de água doce nos oceanos do mundo. Entretanto, a descarga hídrica máxima e mínima alcança respectivamente 220.000 m³/s em maio e 100.000 m³/s em novembro (Richey *et al.*, 1986). O rio Amazonas deságua ao nível do Equador através de dois canais com menos de 15 m de profundidade, Norte e Sul (Geyer *et al.*, 1996). Segundo estes autores, 65% do fluxo passa através do Canal do Norte, cuja descarga máxima pode alcançar 160.000 m³/s.

Descarga sólida do rio Amazonas

A grande descarga sólida é responsável pelo alto teor de material em suspensão verificado na Plataforma Continental do Amazonas. O suprimento de material em suspensão do rio Amazonas para a plataforma é avaliado em 1,1 a 1,3 x 10⁹ ton/ano (Meade *et al.*, 1985), entretanto, o fluxo de material dissolvido está avaliado em 2-3 x 10⁸ ton/ano (Livingstone, 1963; Gibbs, 1972). Portanto, o rio Amazonas contribui com uma carga de sedimentos entre 7% e 9% para os oceanos. Em associação com os sedimentos há uma enorme quantidade de material em suspensão disperso em proporções menores em regiões de mar aberto, formando plumas turbidíticas nas águas da plataforma continental, nos períodos de alta descarga de material. Esta situação produz condições de circulação estuarina na Plataforma Continental do Amazonas (Nittrouer & Demaster, 1996). Segundo Kuehl *et al.* (1986), cerca de 50% (6,1 a 6,5 x 10⁸ ton/ano) da carga de sedimentos é depositada junto à foz do rio Amazonas, onde a plataforma continental apresenta larguras de cerca de 350 km. Uma quantidade significativa de sedimentos finos em suspensão (1,5 x 10⁸ ton/ano) é transportada para noroeste pela Corrente Norte Brasileira (Muller-Karger *et al.*, 1988). Uma pequena parte (1%) da descarga sólida total é depositada na plataforma interna, entre a foz do rio Amazonas e o Mar do Caribe (Eisma *et al.*, 1991).

De acordo com Allison *et al.* (2000), o rio Amazonas é responsável pela formação de uma das mais extensas costas lamosas (1600 Km), entre as desembocaduras dos rios Amazonas e Orinoco. Cerca de 85% a 95% do material despejado pelo Amazonas é lamoso (silte e argila), sendo a maior parte transportado em suspensão (Gibbs, 1967; Meade, 1985).

Segundo Torres (1997), a concentração média de sedimentos em suspensão em águas brancas (barrentas) de superfície da foz do Amazonas, durante períodos de alta e baixa descarga hídrica é de 168 mg/l e 67 mg/l, respectivamente. Entretanto, em porções rasas de coluna de água influenciada pela resuspensão/ redistribuição de sedimentos ou pela ação da pororoca, esses valores aumentam consideravelmente. Por exemplo, Torres (1997; em preparação) registrou uma maior concentração de sedimentos em suspensão no Canal do Gurijuba (Arquipélago do Bailique), que

recebe um grande aporte de sedimentos do Canal do Norte do rio Amazonas (Torres *et al.*, 2001), e um aumento em direção a foz do rio Araguari. Costa & Torres (2000) notaram uma concentração de sedimentos em suspensão de 6,7 g/l em um trecho pouco profundo na foz do rio Araguari, após a passagem de uma onda da pororoca.

Marés

Na Plataforma Continental do Amazonas, as marés são predominantemente semidiurnas, com a principal componente sendo a maré M_2 , que quando interage com as amplitudes S_2 e N_2 (Schwiderski, 1979; Cartwright *et al.*, 1991) resultam em fortes balanços quinzenais e mensais de energia com velocidades de até 2 m/s próximo a Ilha Caviana. As marés S_2 e N_2 correspondem, respectivamente, a principal constituinte solar e a constituinte lunar de variação mensal de acordo com a distância da lua (Beardsley *et al.*, 1995; Geyer *et al.*, 1996).

A componente M_2 geralmente se propaga em direção ao continente, cruzando a plataforma e entrando nos rios Amazonas e Pará. A partir do Cabo Norte até o rio Cassiporé, no entanto, existe uma grande diferença na estrutura M_2 de maré, que chega quase de forma retilínea e orientada, segundo a topografia local (Geyer *et al.*, 1996).

As variações de maré são registradas por intercalações nos estratos sedimentares na Plataforma Continental do Amazonas (Geyer *et al.*, 1996).

24 | A ZCA é representada por uma costa baixa, cujas altitudes se enquadram na faixa de -5 m e 5 m (Batista *et al.*, 2005), onde a maré exerce um papel importante na dinâmica costeira. A maré nesta costa exibe valores de macromarés, como no Igarapé do Inferno (7,38 m), na Ilha de Maracá (9,87 m) e na Barra Norte (4,33 m), e de mesomarés, como na Baía de Oiapoque (2,76 m) e Ponta do Céu (3,96 m). Entretanto no interior da zona estuarina do Amapá, a mesomaré alcança 2,82 m em Macapá e 3,22 m no Porto de Santana (FEMAR, 2000).

As marés no estuário do Amazonas, que interceptam a descarga de sedimentos, são muito energéticas e alcança 12 m de amplitude próxima a ilha Caviana. As correntes excedem a velocidade de 50 cm/s, e tem uma grande influência na dispersão dos sedimentos provenientes da foz do rio Amazonas (Nittrouer *et al.*, 1990). Geyer *et al.* (1991) encontraram velocidades variantes entre 100 a 200 cm/s, podendo exceder a esse intervalo. Diegues (1972) constatou que no estuário do Amazonas, as marés apresentam velocidades excedentes a 280 cm/s. A influência das marés diminui com a profundidade, a concentração e a dispersão do material suspenso (Beardsley *et al.*, 1995). Segundo Nittrouer & Demaster (1996), as correntes de maré semidiurna alcançam a velocidade de 200 cm/s na parte interna (< 20 m de profundidade) da

Plataforma Continental do Amazonas, no sentido perpendicular as isóbatas (Beardsley *et al.*, 1995; Geyer & Kineke, 1995). Estas correntes são também responsáveis pela ressuspensão dos sedimentos pelíticos.

Na ZCA, as marés conseguem alcançar a distância de 100 Km nos estuários, sendo os principais processos responsáveis pela erosão e agradiação (Santos *et al.*, 2003). Os efeitos da maré no interior do rio Amazonas alcançam a montante a cidade de Óbidos (Nittrouer *et al.*, 1991).

Fenômeno da Pororoca

O rio Amazonas penetra com relativa facilidade no oceano, exceto nos períodos de marés de sizígia. Porém, nos meses de janeiro a abril, as marés de sizígia têm que superar uma força maior, oferecida pela pressão do rio Amazonas, então mais volumosa devido ao fato de que nesses meses, este rio ter a sua descarga aumentada em consequência das abundantes chuvas na sua bacia (Soares, 1977).

Elevando-se consideravelmente na época das marés de sizíguas, as águas do mar penetram com maior ímpeto o estuário amazônico, durante as marés de enchentes. No início da preamar, as águas fluviais opõem-se, no entanto, a marcha da maré montante, oferecendo-lhe grande resistência. Esta vai elevando cada vez mais o nível das águas fluviais e quando o equilíbrio existente entre as duas forças contrárias é rompido, forma-se uma intumescência, a “onda de maré”, que vai subindo o rio, que tem assim a sua correnteza invertida na superfície (Soares, 1977).

Quando a onda de maré passa sobre os bancos de areia dos estuários, a massa de água se fragmenta em vagalhões de aproximadamente 4 m ou mais de altura. Superando sempre a massa fluvial, a onda de maré vai se propagando rio acima com uma velocidade de 10 a 20 Km/h (Soares, 1977).

Segundo Costa & Torres (2000), a pororoca ocorre nas zonas costeiras oceânica e estuarina amapaense de forma especialmente grandiosa nas desembocaduras dos rios Amazonas, Gurijuba, Araguari, Amapá Grande, Calçoene, Cunani e Cassiporé. Amostras das águas da pororoca, coletadas por esses pesquisadores, mostraram uma concentração de sedimentos em suspensão 15 vezes maior do que aquela encontrada na jusante do rio Araguari. No estuário desse rio, a onda da pororoca alcança até 5 m de altura e contribui fortemente, junto com as marés, nas transformações sedimentares na ZCA (Santos *et al.*, 2003).

Correntes de maré

As correntes de maré, na Plataforma Continental do Amazonas, são dominadas por dois componentes, um fluxo de maré semidiurno, barotrópico, cruzando as isóbatas, e um fluxo de submaré paralela à costa. As correntes de maré semidiurnas mostram uma variação pronunciada de sizígia e quadratura, com uma velocidade máxima na plataforma continental interna alcançando 2 m/s durante a maré de sizígia e 0,7 m/s durante a maré de quadratura (Geyer *et al.*, 1991). O fluxo de submaré sofre um intenso cisalhamento com as fortes correntes superficiais em direção a noroeste que alcançam velocidade de 1,5 m/s. Ao contrário, o fluxo de submaré de fundo é fraco, com velocidade de 0-0,2 m/s (Geyer *et al.*, 1991).

Próximo a costa do Amapá, as correntes de maré ocasionam duas vezes por dia consideráveis modificações no volume de água do estuário e variação no valor superficial da salinidade (Beardsley *et al.*, 1995). Medições feitas perto da desembocadura do rio Amazonas indicam velocidades superiores a 100 cm/s (Curtin, 1983). No entanto, ao Norte da ZCA, correntes de maré semidiurnas superiores a 35 cm/s (Allison *et al.*, 1994) contribuem no deslocamento das suspensões lamosas para o litoral.

Na Plataforma Continental do Amazonas, circulam correntes de maré perpendiculares em direção as isóbatas, durante a vazante e a enchente. A natureza curvilínea das isóbatas condiciona interações diferentes na plataforma continental. Nas regiões mais rasas a sul a maré se comporta como ondas progressivas, se propagando em direção à foz; ao norte se propagam como ondas estacionárias, apresentando uma amplitude de 5 m, durante a enchente, e decrescem para noroeste, ao longo da costa.

Ondas

Os ventos que sopram na superfície das águas oceânicas também geram ondas assim como correntes. As ondas, igualmente às correntes, expressam movimentos periódicos dos oceanos. Na costa do Amapá, o regime de ondas superficiais é intensamente ativo na foz do rio Amazonas, bem como na plataforma interna adjacente. Essas ondas são geradas pelos ventos alísios de nordeste sobre as águas superficiais (Nitrouer *et al.*, 1986). São moderadas, tendo amplitude média entre 1 e 2 m, porém podem alcançar em fevereiro amplitudes de 3 m e velocidades próximas a 30 cm/s (Cachione *et al.*, 1995).

No setor costeiro oceânico do Amapá, as ondas de leste promovem uma deriva litorânea com transporte preferencial para noroeste, conforme indicam os pontais lamosos que crescem em direção a Guiana Francesa.

Corrente Norte do Brasil

O fluxo noroeste das águas da plataforma continental, ao norte do Amazonas, está concentrado na Corrente Norte do Brasil (CNB), formada por águas transportadas pela corrente Sul-Equatorial, que tem grande parte de seu fluxo desviado pela costa brasileira. Este fluxo cruza a linha do Equador nomeado de Corrente das Guianas, que conflui posteriormente com a Corrente Norte-Equatorial. Sua velocidade é superior a 1 m/s (Nittrouer *et al.*, 1991), podendo haver velocidades instantâneas maiores, dependentes dos ventos. A partir de junho, a CNB perde a intensidade e transporta uma menor quantidade de material em suspensão.

A velocidade média combinada da CNB e da Corrente das Guianas é de 110 cm/s durante os meses de março e abril (Luedmann, 1967). Interação da descarga do rio Amazonas com a CNB causa o sistema de dispersão que é arrastado em direção a noroeste (Geyer *et al.*, 1996; Lentz, 1995b).

A CNB flui em direção a noroeste numa faixa de 100–200 Km de largura e 500 m de profundidade (Flagg *et al.*, 1986). Este fluxo varia sazonalmente e a taxa de transporte fica na ordem de 10–30 Sv (10–30 x 10⁶ m³/s) (Philander & Pacanowski, 1986) a 50 Sv (Flagg *et al.*, 1986). Segundo Geyer *et al.* (1996), este fluxo alcança velocidades maiores que 75 cm/s e as vezes superior a 100 cm/s. Entretanto, a 4° N, a CNB alcança um transporte máximo de 35 Sv em julho-agosto e um mínimo de 10 Sv em abril-maio (Johns, comunicação pessoal, 1995, In Geyer *et al.*, 1996). Candela *et al.* (1992) sugere que na plataforma continental a CNB alcança apenas 3–5 Sv.

Pluma do Rio Amazonas

A alta descarga hídrica e sedimentar (dissolvida e particulada) do rio Amazonas em conjunto com os mecanismos energéticos que atuam na região resulta na mistura das águas deste rio com as águas salinas do Oceano Atlântico, formando a pluma aquosa do Amazonas.

Segundo Pereira (1999) e El-Robrini (2001), a concentração de material particulado varia horizontalmente de 2300 mg/l até o mínimo de 10 mg/l. El-Robrini (2001) mostra que os argilo-minerais dominantes na pluma estuarina são representados pela caulinita (51%) e illita (42%).

Esta pluma de superfície fornece um mecanismo de alto fluxo sedimentar do rio para a plataforma continental interna e supre de sedimentos a faixa citada (Nittrouer *et al.*, 1991). A extensão horizontal da pluma espessa de 5 a 10 m de água de baixa salinidade (Geyer & Kineke, 1995) e o volume equivalente de água doce são maiores, quanto maior a descarga do rio. Segundo Gibbs (1967), nas maiores descargas, a média da pluma em suspensão próxima ao rio atinge 125 mg/l, enquanto nas

menores, fica em torno de 22 mg/l. Concentrações de sedimento em suspensão na superfície da água são maiores perto da costa (< 10m de profundidade) (Kineke *et al.*, 1996) e são associadas à baixa salinidade.

O comprimento desta pluma varia de acordo com a sazonalidade. Na época chuvosa a concentração de material em suspensão despejada pelo rio aumenta, ocorrendo o oposto na época seca (Silva, 2000). De acordo com Lentz & Limeburner (1995), em maio, agosto e novembro, a pluma estende-se 150 a 200 Km costa afora, próximo à foz do rio Amazonas e não se apresenta estendida para sudeste além da foz do rio Pará. Em março, a baixa salinidade da água estende-se pelo fundo em direção costa afora e para sudeste da região. Esta pluma pode se estender entre 100-500 Km no sentido oceano afora (Lentz, 1995a). Segundo Gibbs (1970) e Limeburner *et al.* (1995), a pluma do rio Amazonas penetra mais de 1000 Km para o Atlântico Norte.

De acordo com Kineke & Sternberg (1995), as maiores concentrações do material em suspensão estão localizadas perto da frente de salinidade, no fundo, com 200 g/l e 1-3 m de espessura de lama fluida. Segundo Geyer *et al.* (1996), a pluma estuarina alcança velocidades variadas, 83 cm/s na plataforma continental média e 46 cm/s na plataforma continental interna. No entanto, os mesmos autores mostram que a velocidade de deslocamento da pluma diminui de 46 cm/s na profundidade de 32 m para 11 cm/s na profundidade de 62 m.

4. CLASSIFICAÇÃO DA COSTA AMAPAENSE

28

O caráter morfológico das costas varia de continente para continente e de região para região. Segundo Davies (1973), os fatores determinantes na evolução costeira são estruturas geológicas (macro ou de escala global), litologias, clima, regime de ondas, marés, as correntes litorâneas e o comportamento tectônico da região.

De acordo com a classificação de Silveira (1964), a ZCA corresponde ao macrocompartimento do Litoral amazônico ou equatorial. Apresenta uma costa baixa, com planícies de maré extensas e uma plataforma continental rasa e ampla.

Considerando as características fisiográficas e dinâmicas, a ZCA pode ser dividida em oceânica e estuarina. A costa oceânica ocorre ao norte da costa do Amapá e está diretamente exposta ao oceano Atlântico. A costa estuarina ocorre no interior do Canal do Norte do rio Amazonas e margeia o Golfão Amazônico em toda a sua extensão.

Tipos de Linhas de Costa

A ZCA é predominantemente retilínea. Na costa oceânica do Amapá desenvolvem-se áreas de acreção lamosa às proximidades dos Cabos Cassiporé e Orange, sendo que neste último adquire uma ligeira curvatura para noroeste. Em outros locais desenvolvem-se praias arenosas de baixo gradiente, provenientes das drenagens que deságuam no oceano Atlântico (Araguari, Flechal, Calçoene e Cunani).

As pequenas faixas de praias constituídas por areias muito finas localizam-se quase sempre a norte da foz dos rios que atingem o mar, muito embora possam ser observadas a sul da foz do rio Araguari, na Ponta do Maruim e próximo de desembocaduras de alguns afluentes do Canal do Norte. Essas regiões definem também linhas de costa reta no setor costeiro estuarino amapaense.

Com exceção das áreas de estabilização de manguezais localizadas na porção mais ao norte da ZCA, as linhas de costa vizinha ao rio Flechal e a Ilha de Maracá são tipicamente erosionais

No setor estuarino da costa amapaense, trechos da linha de costa de maior erosão ocorrem nas seguintes áreas: praia do Aturiá, Ponta do Pau Cavado, Fazenda Mãe e Escola Bosque do Bailique.

Aspectos Dinâmicos

A ZCA faz parte de um sistema altamente energético, fortemente influenciado pela poderosa descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas, onde as marés alcançam amplitude de 7-8 m, podendo atingir 10-11 m em alguns trechos (Igarapé do Inferno - Ilha de Maracá), sendo a maior amplitude de maré do Brasil, e talvez uma das maiores do mundo, somente inferior às observadas na Baía de Fundy (Canadá), que, de acordo com Archer & Hubbard (2003), ultrapassam esses valores.

A costa estuarina possui uma dinâmica influenciada especialmente tanto pela descarga hídrica/ sólida do Canal do Norte do rio Amazonas, quanto pelas correntes de maré. Já a costa oceânica tem uma dinâmica muito mais complexa que a costa estuarina, pois além de ondas e correntes de maré a dinâmica também é dominada pela Corrente Norte do Brasil, que causa a dispersão da descarga do Canal do Norte em direção a noroeste. Além disso, as variações sazonais dos agentes e processos costeiros têm uma influência significativa na variação da linha de costa.

5. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS COM TENDÊNCIAS EROSIVA E ACREÇÃO

Segundo Nittrouer *et al.* (1996), ao longo do setor oceânico e da plataforma continental interna a sedimentação é efêmera e caracterizada por acumulação rápida (e" 2cm/d), remoção freqüente e erosão periódica da camada superficial. Ao norte do Cabo Cassiporé e ao longo de 85 Km de litoral, Allison *et al.* (1995b) documenta processos de deposição e remoção cíclicos.

Ao longo dos 350 km de zona costeira estuarina, a linha de costa atual é mais ou menos contínua, sendo interrompida pela presença de desembocaduras de doze rios principais (Cajari, Ajuruxi, Maracá, Preto, Mazagão, Vila Nova, Matapi, Curiaú, Pedreira, Ipixuna, Macacoari e Gurijuba). Nesse setor costeiro, os processos naturais mais atuantes, observados por Torres (2001), foram: erosão da linha de costa, assoreamento, formação e migração de bancos arenosos e ilhas, e progradação da linha de costa. Portanto, especialmente, entre a cidade de Macapá e a foz do rio Araguari, são identificados significantes zonas de erosão e grandes zonas de acumulação ao longo da linha de costa.

Ainda na ZCA, a atividade de bubalinocultura contribue também nas modificações morfológicas e hidrológicas (Costa, 2000; Meirelles & Mochiutti, 2000; Santos *et al.*, 2000; Santos & Figueiredo, 2002; Santos *et al.*, 2003).



Figura 03. Zonas de erosão e deposição, ao longo da costa oceânica do Amapá (Allison *et al.*, 1995b; Nittrouer *et al.*, 1991; Nittrouer *et al.*, 1996).

Zonas de Erosão

As principais evidências de erosão ao longo do setor costeiro oceânico são árvores e arbustos de mangue (*Avicennia sp.*) tombadas pela ação das correntes de maré e a exposição de uma sequência de paleolama correlacionável, desde o Cabo Norte até aproximadamente 10 Km a sul do Cabo Cassiporé (Allison *et al.*, 1995b) (figura 03).

Estudos de perfilagem sísmica contínua, realizados por Vital & Silveira (1990), revelaram a existência de, pelo menos, mais três terraços erosivos submersos no Igarapé do Inferno (Ilha de Maracá).

Segundo Allison (1993), o recuo da linha de costa na região do Cabo Cassiporé é de 0,5-1 m/ano, atingindo taxas superiores a 5-10 m/ano na Ilha de Maracá.

No setor costeiro estuarino, o recuo da linha de costa é causado por fatores de origem natural, relacionados à dinâmica costeira, e por intervenções humanas na zona costeira, principalmente na forma de ocupação inadequada da zona de linha de costa e de obras de engenharia na área urbana de Macapá, que interrompem o fluxo de sedimentos e aumentam o poder erosivo das marés.

No Canal do Norte, Torres (1997) também identificou exposições de paleolama subconsolidada (figura 04) ao sul e a norte do Arquipélago do Bailique, onde predominam marés com amplitude média de 3,26 m, bem menores do que as macromarés no entorno da ilha de Maracá, diretamente ligada à área oceânica. Este autor coletou amostras entre 17-25 cm de profundidade em um terraço na ilha do Curuá (Arquipélago do Bailique) e apresentou quatro datações de fragmentos de madeira, ácidos húmicos de fragmentos de madeira e ácidos húmicos em sedimento lamoso. As análises forneceram idades de 2540 ± 50 , 2650 ± 70 , 3280 ± 50 e 3350 ± 50 anos A.P., confirmando a idade holocênica dessa seqüência de paleolama.

Figura 04. Remoção de sedimentos costeiros por ondas e correntes de maré na margem esquerda do Canal do Norte do rio Amazonas. Este processo é acelerado pela interferência antrópica na zona de supramaré. Note a formação de bolas de lama de diversos tamanhos derivadas da erosão de substrato lamoso subconsolidado.



ADMILSON TORRES



ADMILSON TORRES

Figura 05. Área do Farol da Ponta do Pau Cavado na margem esquerda do Canal do Norte do rio Amazonas, onde se tem verificado perda de terrenos devido a rigorosa erosão costeira.

O trecho onde a erosão costeira tem se mostrado mais rigorosa é no Farol da Ponta do Pau Cavado, onde se tem verificado perda de terrenos (figura 05) e mudanças no posicionamento do farol (Torres, 2001). Em 1997, o farol esteve ameaçado de ser derrubado pelas correntes (fluvial e de maré), devido ao recuo erosivo da linha de costa. Isto provocou a mudança do farol para o interior do continente (cerca de 100 m). Torres & Archer (2003) avaliaram neste trecho da planície um recuo médio da linha de costa de aproximadamente 8 m/ano.

No setor da região urbana de Macapá até a cidade de Santana, ocorrem pequenas falésias, baixas, esculpidas nos sedimentos terciários do Grupo Barreiras, atualmente em retrogradação. Na praia do Aturiá, continente adentro, a maré é responsável pelo recuo da linha de costa, com a destruição de edificações (bares) e calçadas

(expondo uma camada de lama subconsolidada e erosão de aterros de sedimentos do Grupo Barreiras) e a formação de uma praia arenosa a seixosa, suavemente inclinada em direção ao Canal do Norte do rio Amazonas. Tudo isso é uma consequência da ocupação indiscriminada da faixa à beira-rio.

Na Escola Bosque do Bailique, o desmatamento da mata ciliar e a sua construção muito próxima à margem do canal principal de navegação também provocaram erosão.

Zonas de Assoreamento

As fortes correntes fluviais e de maré são as principais responsáveis pela erosão costeira, provocando o assoreamento do leito do Canal do Norte com sedimentos continentais (Torres, 2001). Segundo este autor, isto acontece ainda através da influência antrópica notadamente em trechos costeiros por obras de engenharia, como na Baía de Macapá (Trapiche Eliezer Levi, Porto de Santa Inês e Estação de Captação de Água). Atualmente, esta região, em frente à cidade de Macapá, é muito rasa (< 5 m) em função da extrema acumulação sedimentar, alcançando larguras de até 500 m e favorecendo o desenvolvimento de praias lamosas, onde é praticado o “futelama”. Nessas áreas, troncos de árvores que chegam transportados pelas correntes fluviais e de maré são um bom obstáculo para atenuar a erosão. O assoreamento também tem como consequências à alteração dos canais principais do Canal do Norte, do Canal do Gurijuba e de outros cursos d’água, além de sua navegabilidade.

32

A parte interior do Arquipélago do Bailique, por exemplo, é outra área onde predomina a deposição de sedimentos trazidos pelo Canal do Norte do rio Amazonas (Torres, 1997; Torres *et al.*, 2001). Nessa região, é freqüente a formação de bancos lamosos (siltosos a argilosos) ao delta de maré vazante dos Canais do Gurijuba (figuras 06 e 07) e do Marinheiro.



Figura 06. Banco areno-argiloso formado por correntes de maré vazante no leito do Canal do Gurijuba no Arquipélago do Bailique, na foz do rio Amazonas. Note que o trecho assoreado ocorre em direção a margem direita (ao fundo), enquanto que em direção ao observador encontra-se o canal atual, durante o fluxo de correntes de maré vazante, com profundidade (< 2 m) insuficiente para a navegação.



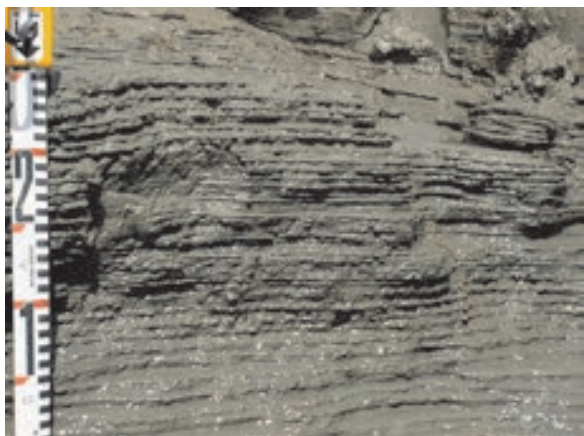
Figura 07. Macro-ondulações subaquosas sobre o mega-banco areno-argiloso, no leito do Canal do Gurijuba no Arquipélago do Bailique.

Com o tempo, muitos desses bancos tornam-se emersos (figuras 08 e 09) e podem se transformar em ilhas, resultantes da ação das correntes de maré e da rápida instalação de vegetação aquática.

Figura 08. Formação de bancos lamosos na faixa intermaré, no interior do Arquipélago do Bailique, foz do Canal do Norte do rio Amazonas.



Figura 09. Detalhe de lâminas rítmicas em depósitos lamosos, resultantes da ação das correntes de maré, no Arquipélago do Bailique, foz do Canal do Norte do rio Amazonas.



No baixo curso do rio Araguari, o grau de assoreamento vem aumentando assustadoramente, dificultando a navegação, provavelmente por causa da alteração dos *habitats* naturais por intensa atividade bubalina (Torres, 2001).

Para a determinação das taxas de sedimentação na planície costeira do Canal do Norte, no período de novembro a dezembro de 2001, Torres & Archer (2003) utilizaram varas de arame de 50 cm de comprimento fincadas nos sedimentos e uma argola de metal ao redor dessas varas. Os resultados indicaram que a taxa de sedimentação atual na foz do rio Amazonas é de 36 cm/ano.

Zonas de Formação e Migração de Bancos Arenosos e Ilhas

No Canal do Norte do rio Amazonas, uma sucessão de ilhas, separadas por canais de maré, denominada Pedreiras tem mostrado que, a partir da comparação de imagens de satélite, entre 1986 e 1999 ocorreu erosão na sua linha de costa a montante e deposição na sua parte jusante, resultando na migração das Ilhas Pedreiras e criação de imensos bancos intermarés (figuras 10 e 11) numa taxa média de 200 m/ano (Torres, 2001; Torres & Archer, 2003). De acordo com estes autores, o deslocamento paralelo à linha de costa a mais de 100 km da foz do Amazonas, está associado a forte interação que existe entre os processos fluviais e costeiros por efeito da maré de enchente.

Figura 10. Depósitos alongados de areias encontrados a jusante das Ilhas Pedreiras no Canal do Norte do rio Amazonas, na zona intermarés. Note ao fundo vegetação mais antiga sobre as ilhas.



ADMILSON TORRES

Zonas de Progradação da Linha de Costa

Segundo Torres (em preparação), o trecho costeiro entre a foz do rio Araguari e a área norte do Arquipélago do Bailique é a maior zona de progradação associada à foz do Canal do Norte do rio Amazonas e do rio Araguari. Na linha de costa, que fica atrás desse arquipélago, nota-se diversos setores com tendência de progradação da linha de costa. Destaca-se a região entre o Igarapé Grande da Terra Grande e a foz do rio Araguari. Esta região é conhecida como Terra Grande justamente em função do aumento no tamanho de partes do continente pela “adição de terrenos” (Torres, 2001).



ADMILSON TORRES

Figura 11. Trecho mais jovem de banco arenoso, que aflora na faixa de intermaré a jusante das Ilhas Pedreiras no Canal do Norte do rio Amazonas. Ao fundo linha de costa do setor estuarino.

Costa (1996), estudando a planície de inundação do rio Araguari, encontrou depósitos relacionados a ambiente de planície de maré a mais de 40 km da atual linha de costa. Isto demonstra a extraordinária progradação da linha costeira fortemente influenciada pelos processos costeiros na foz do rio Amazonas. Segundo Torres (em



preparação), nos últimos 40 anos, a região da ilha Vitória (localizada adjacente à porção do baixo Araguari) apresenta uma notável taxa anual de progradação da ordem de 75 m/ano, a maior da zona costeira estuarina do Amapá (figura 12).

Figura 12. Zona de progradação costeira na Ilha Vitória, de composição arenosa, disposta paralelamente a uma paleolinha praial. Esta antiga linha de costa separa a floresta de terra firme da área de campo inundável que cresce em direção ao mar, atingindo mais de 3 km de extensão.

Zonas de Acreção Lamosa

As zonas de acreção lamosa ocorrem desde o extremo norte do Estado do Amapá até 10 Km ao sul do Cabo Cassiporé (Allison *et al.*, 1995a) (figura 03). Neste trecho, os bancos de lama intermarés migram, mar adentro, em direção noroeste sobre a ação da Corrente Norte do Brasil, ondulações oceânicas e deriva litorânea (Wells & Coleman, 1981). Nas áreas de manguezal, as espécies mais características são: *Avicennia germinans* (siriúba), *Rhizophora harrissonia* e *Rhizophora mangle* (mangue). Dentre estas, *Avicennia germinans* é a espécie dominante onde os sedimentos são mais coesos, enquanto que a *Rhizophora mangle* predomina onde os sedimentos são mais inconsolidados (Costa Neto & Silva, 2004; Costa Neto, IEPA, comunicação pessoal).

Zonas de Deposição Efêmera

No setor costeiro oceânico é comum a presença de faixas estreitas de depósitos arenosos, dispostas paralelamente a linha de costa. São compostas de areia fina a muito fina que constituem autênticas praias, definidas por Allison *et al.* (1990) como Zonas de Deposição Efêmera. Silveira (1998) identificou esses cordões litorâneos arenosos como *cheniers*.

Esses depósitos arenosos têm sua origem diretamente relacionada à descarga fluvial terrígena dos principais rios que deságuam no Atlântico, destacando-se o Araguari, Flechal, Calçoene e Cunãni. Devido a isso, o desenvolvimento dessas praias ocorre, regra geral, imediatamente a norte da zona da foz dos mencionados rios, muito embora seja observada deposição arenosa a sul da foz do rio Araguari. A extensão dessas faixas arenosas é quase sempre inferior a 10 km, excetuando-se a do rio Araguari com mais de 15 km, e largura variável em torno de 1 km, durante o inverno, quando o fluxo fluvial é maior, e inferior a 500 m durante o verão.

Na zona costeira estuarina amapaense, os principais trechos com formação de planícies de maré arenosas (praias arenosas a areno-siltosas) ocorrem na ilha do

Parazinho (Arquipélago do Bailique) e próximo à foz de rio Araguari (figuras 13 e 14), cobrindo abrupta e discordantemente os sedimentos argilosos da zona de erosão.

CONCLUSÃO

A síntese de trabalhos (relatórios técnicos, trabalhos de conclusão de curso, teses de mestrado e doutorado, artigos publicados) e as observações de campo permitiram obter uma visão regional sobre a dinâmica da Zona Costeira do Amapá (ZCA). A ZCA faz parte de um sistema altamente energético, fortemente influenciado pela intensa descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas e uma série de fatores hidrodinâmicos. É caracterizada por dois setores: *(i)* Amazônico ou Estuarino e *(ii)* Atlântico ou Oceânico influenciados predominantemente pelas marés semidiurnas, que apresentam um regime de mesomarés, podendo gerar macromarés. Ao contrário dos litorais dos Estados do Pará e Maranhão, o do Amapá apresenta uma costa baixa, com larguras variáveis de 10 a 120 km, mais ou menos retilínea devido ao processo contínuo de acreção por sedimentos provindos da descarga sólida do rio Amazonas. Alguns trechos com significantes reentrâncias são resultantes de processo erosivo.

Os depósitos quaternários identificados ao longo da ZCA são tipicamente de planície de maré lamosa (siltosa) e em alguns trechos arenosa. A plataforma continental interna do Amapá é recoberta principalmente por material lamoso (alto conteúdo de argila), oriundo da descarga do rio Amazonas.

36

Na ZCA, poucos trabalhos versam sobre o transporte de sedimentos costeiros. No entanto, a literatura disponível mostra a existência de várias zonas: *(i)* de erosão, *(ii)* de deposição efêmera, *(iii)* de formação e migração de bancos arenosos e ilhas, *(iv)* de acreção lamosa, *(v)* de assoreamento e *(vi)* de progradação da linha da costa.

Em comparação ao estudo das zonas costeiras dos setores nordeste, central e sul do Brasil, na ZCA os estudos são bastante recentes e localizados, em função também das dificuldades de acesso e devem nos próximos anos trazer novos cenários.

Referências bibliográficas

- ALLISON, M.A. 1993. Mechanisms of coastal progradation and muddy strata formation adjacent to the Amazon river. New York, State University of New York. 322 p. Tesis (Doctor Philosophy Dissertation).
- ALLISON et al., NITTRouer, C.A. & FARIA, L.E.C. 1995a. Shoreline morphology downdrift of the Amazon river mouth. In: C.A. Nittrouer and S.A. Kuel (Editors), Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf. *Marine Geology*, 125: 373-392.
- ALLISON, M.A.; NITTRouer, C.A.; KINEKE, G.C. & STERNBERG, R.W. 1994. Use of an Instrumented Tripod system to examine sediment dynamics and fine-scale strata formaton in muddy surfzone and nearshore environments. *Journal of Coastal Research*, 10: 48-498.
- ALLISON, M.A., NITTRouer, C.A. & KINEKE, G.C. 1995b. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*, 125: 303-328.
- ALLISON, M.A.; NITTRouer, C.A. & RINE, J.M. 1990. Depocenters of Amazon River sediment along the Amapá coast, Brazil. In: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, Fall Meeting, San Francisco, USA.
- ALLISON, M.A.; LEE, M.T.; OGSTON, A.S. & ALLER, R.C. 2000. Origin of Amazon banks along the northeastern coast of South America. *Marine Geology*, 163: 241-256.
- ARCHER, A.W. & HUBBARD, M.S. 2003. Highest tides of the world, in: (Chan, M.A., and Archer, A.W., editors) *Extreme Depositional Environments: Mega end members in Geologic Time*, Geological Society of America Special Paper 370, Chapter 9.
- BATISTA, E. das M.; SOUZA FILHO, P.W.M. & SILVEIRA, O.F.M. 2005. Fusão de dados SRTM com dados LANDSAT TM5 para estudo geomorfológico: Região dos Cabos Orange e Cassiporé, Amapá. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE: 1741-1743.*
- BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W.R.; LENTZ, S.J.; CASTRO, B.M.; CACCHIONE, D. & CARNEIRO, N. 1995. The M_2 tide on the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2283-2319.
- BOAVENTURA, F.M.C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia da Folha NA/NB. 22 – Macapá. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha NA/NB.22 – Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. IV-IV/84 (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- BRAGA, L.F.S. 1993. Flexural response of the Lithosphere and regional subsidence in the Amazon Cone area. *B. Geoci. PETROBRAS*, 7: 157-172.
- CACHIONE, D.A.; DRAKE, D.E.; KAYEN, R.W.; STERNBERG, R.W.; KINEKE, G.C. & TAYLE, G.B. 1995. Measurements in the Bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta. *Marine Geology*, 125: 235-239.
- CANDELA, J.; BEARDSLEY, R.C. & LIMEBURNER, R. 1992. Separation of tidal and subtidal currents in ship-mounted acoustic Doppler current profiles observations. *Journal of Geophysical Research*, 97: 769-788.
- CARTWRIGHT, D.E.; RAY, R.D. & SANCHEZ, B.V. 1991. Oceanic tide maps and spherical marmonic coefficients from Geosat altimetry. NASA Technical Memorandum 104544, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD: 75p.
- COCHRANE, J.R. 1973. Gravity and magnetism investigations in the Guiana Basin, Western Equatorial Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bul.*, 84: 3249-3268.
- COSTA, L.T.R. 1996. Sedimentação holocênica no estuário do rio Araguari-AP. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 148 p.
- COSTA, W.J.P. 1997. Sedimentação recente e condições físico-químicas das águas do Lago Novo- Cabo Norte/AP. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 74 p.
- COSTA, W.J.P. 2000. Perturbações e interações antrópicas nos Ecossistemas Costeiros Amapaenses, apresentação de Três casos. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá: 53-55.
- COSTA, W.J.P. & TORRES, A.M. 2000. Características ambientais das águas do rio Araguari durante o fenômeno da pororoca. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, Brasília. 52 Reunião Anual da SBPC. Universidade de Brasília, p. 14.
- COSTA NETO, S.V. & SILVA, M.S. 2004. Vegetação. In: SANTOS, V.F. & FIGUEIRA, Z.R. (orgs.). Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD. p. 84-114.
- CURTIN, T.B. 1983. The Amazon Plume Region: Physical observations and dynamics. *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, V. 64: p 1026.
- DAVIES, J. L. 1973. Geographycal variation in coastal development. New York, Hafner. 204 p.
- DIAS, G. T. M. ; RINE, J. ; NITTRouer, C. A. ; ALLISON, M. ; KUEHL, S. A. ; COSTAJR, P. S. & FIGUEIREDO, A. G. 1992. Geomorphologie Côtière de L'Amapa - Brésil.Considerations Sur La Dynamique Sedimentaire Actuelle. COLLECTION COLLOQUES ET SEMINAIRES (PIGC 274): 151-158.
- DIEGUES, F.M.F. 1972. Introdução à Oceanografia do estuário Amazônico. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia,

v.2, Belém, PA. p. 301-317.

- DRISCOLL, N.W. & KARMER, G.D. 1994. Flexural deformation due t Amazon Fan Loading: A feedback mechanism affecting sediment delivery to margins, *Geology*, 22: 1015-1018.
- EISMA, D., AUGUSTINUS, P.G.E.F. & ALEXANDER, C. 1991. Recent and subrecent changes in the Dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28: 393-399.
- EL-ROBRINI, M. 1994. Evidence from the Amazon Shelf Relative to Sea Level Oscillations during the Upper Quaternary. In: *Climates of the Past, Denpasar (Indonesia)*, 25 de Agosto - 5 de Setembro de 1994: p. 32.
- EL-ROBRINI, M. 1996. Evolução Geológica da Plataforma Continental Norte durante o Quaternário (Pleistoceno/ Holoceno) / Programa REVIZEE-NO. V Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG/NO: 19-20.
- EL-ROBRINI, M. 2001. Estudo do Material em Suspensão: Avaliação quantitativa e dispersão horizontal e vertical na Plataforma Continental do Amazonas. Relatório de Auxílio de pesquisa do CNPq. 48p.
- EL-ROBRINI, M. & SOUZA FILHO, P.W.M. 1994. A Plataforma Continental do Amazonas e as Evidências das Oscilações do Nível do Mar durante o Quaternário Superior Terminal. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38. Camboriú, Anais, SBG, 1: 417-419.
- EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, C.A.; SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr., L.E.C. & MENDES, A.C. 1992a. Evidências Batimétricas, Sedimentológicas e Geofísicas dos Níveis Marinhos na Plataforma Continental do Amazonas – Brasil. II Workshop do AMASSEDS, Niterói (Brasil).
- EL-ROBRINI, M.; SOUZA FILHO, P.W.M.; SILVA, C.A.; SILVEIRA, O.F.M.; FARIA Jr., L.E.C. & MENDES, A.C. 1992b. Registros das Oscilações do Nível do Mar na Plataforma Continental Norte do Brasil, Intern. Symp. Quatern. Amazon. – PICG 281: 83-86.
- FARIA Jr., L.E.C.; MENDES, A.C.; VITAL, H.; FERREIRA, M.R.; SILVEIRA, O.F.M.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; ALLISON, M.A.; KUEHL, S.A. & SEGALL, M. P. 1990. Geological evolution of Maracá island, Amapá Coast, and its relation with sea level change in the north of Brazil. *AGU FALL MEETINGS*. San Francisco. Abstracts, p. 99.
- FEMAR, 2000. CATÁLOGO DE ESTAÇÕES MAREGRÁFICAS BRASILEIRAS
- FIGUEIREDO Jr., A.G.; GAMBOA, L.A.P.; ALVES, E.C. & GORINI, M.A. 1972. Natureza da sedimentação atual do rio Amazonas - testemunhos e geomorfologia submarina. "Canyon" Amazonas, testemunhos submarinos. In: *XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, Anais, v. 2, p. 51-56.
- FLAGG, C.N.; GORDON, R.L. & MCDOWELL, S. 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the Western Equatorial Atlantic. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 16: 1412-1429.
- GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; CASTRO, B.M.; LEHECKIS, R.V.; LENTZ, S.J.; LIMBURNER, R., MIRANDA, L.B. & TROWBRIDGE, J.H. 1991. The physical oceanographic of the Amazon outflow. *Oceanography*, 4: 8-14.
- GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; LENTZ, S.J.; CANDELA, J.; LIMBURNER, R.; JHONS, W.E.; CASTRO, B.M. & SOARES, I.D. 1996. Physical oceanographic of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 16(5/6): 575-616.
- GEYER, W.R. & KINEKE, G.C. 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *Jour. Geophys. Res.*, 100 (c2): 2321-2339.
- GIBBS, R.J. 1967. The geochemistry of the Amazon River system. Part I. The factor that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.
- GIBBS, R.J. 1970. Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, 28: 113-123.
- GIBBS, R.J. 1972. Water chemistry of the Amazon River. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 25: 1061-1066.
- HERZ, R. 1991. Manguezais do Brasil. Laboratório de Sensoriamento Remoto, Departamento de Oceanografia Física, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo: pp??/
- INMET. 2004. Instituto Nacional de Meteorologia. www.inmet.gov.br.
- KINEKE, G.C. & STERNBERG, R.W. 1995. Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125: 193-233.
- KINEKE, G.C.; STERNBERG, R.W.; TROWBRIDGE, J.H. & GEYER, W.R. 1996. Fluid-mud process on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*. 16: 667-669.
- KUEHL, S.A.; NITTROUER, C.A. & DeMASTER, D.J. 1982. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 49: 279-300.
- KUEHL, S.A.; NITTROUER, C.A. & DeMASTER, D.J. 1986. Distribution of sedimentary structures in the Amazon subaqueous delta. *Continental Shelf Research*, 6: (1/2), 311-336.
- LENTZ, S.J. 1995a. The Amazon river plume during AMASSEDS subtidal current variability and the importance of wind forcing. *Journ. of Geophys Res.* 100, (C21): 2377-2390.

- LENTZ, S.J. 1995b. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. *Journal of Geophysical Research* 100: 2377-2400.
- LENTZ, S.J. & LIMEBURNER R.M. 1995. The Amazon River Plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variables. *Journal of Geophysical Research*, 100(C2): 2355-2375.
- LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.I. & ARAÚJO, C.C.G. 1991. Sistematização da Geologia do Estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, Anais, SBG-Núcleo Norte, p. 332-335.
- LIMEBURNER, R.; BEARDSLEY, R.C.; SOARES, I.D.; LENTZ, S.J. & CANDELA, J. 1995. Lagrangian flow observations of the Amazon river discharge into the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 100: 2401-2415.
- LIVINGSTONE, D.A. 1963. Chemical composition of rivers and lakes. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 440G: 63p.
- LUEDMANN, E.F. 1967. Preliminary result of drift-bottle releases and recoveries in the Western Tropical Atlantic. *Bol. Inst. Oceanogr.*, 16(1): 13-22.
- MARTINS, A.C.S. & Da Luz, M.S.F.C. 2004. Cenário Climático atuante no Litoral Norte da Amazônia Brasileira. Monografia do III Curso de Especialização em Oceanografia/UFPa, 64p.
- MASSON, S & DELECLUSE, P. 2001. Influence of the Amazon River Runoff of the Tropical Atlantic. *Phys. Chem. Earth (B)*, 26 (2): 137-142.
- MEADE, R.H. 1985. Suspended Sediments in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84. *U.S. Geological Survey Open-File Report*: 85-492.
- MEADE, R.H.; DUNNE, T.; RICHEY, J.E.; SANTOS, U.M. & SALATI, E. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228: 488-490.
- MEIRELLES, P.R.L. & MOCHIUTTI, S. 2000. Impactos Ambientais de Bivalinocultura nos Campos Inundáveis do Amapá. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá: 57-61.
- MULLER-KARGER, F.E.; McCLAIN, C.R. & RICHARDSON, P.L. 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature* 333: 56-59.
- NIMER, E. 1991. Clima. In: Geografia do Brasil. Região Norte. Rio de Janeiro, IBGE. 3: p. 61-72.
- NITTROUER, C.A.; CURTIN, T.B. & DeMASTER, D. J. 1986. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, 6 (1-2), 151-174.
- NITTROUER, C.A. & DeMASTER, D. J. 1996. The Amazon Shelf setting: Tropical, energetic and influenced by a large river. *Continental Shelf Research*. 16: 5/6, 553-573.
- NITTROUER, C.A. ; DeMASTER, D.J. ; RINE, J.M. & FIGUEIREDO Jr., A.G. 1990. A multidisciplinary amazon shelf sediment study. *EOS Transactions - American Geophysical Union, Estados Unidos*, v. 71, n. 45: 1771-1777.
- NITTROUER, C. A. & KUEHL, S. A. editors. 1995. Geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon Continental shelf. *Marine Geology*, 125: 175-399.
- NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; FIGUEIREDO Jr., A.G.; ALLISON, M.A.; SOMMERFIELD, C.K.; RINE, J.M.; FARIA Jr., L.E.C. & SILVEIRA, O.F.M. 1996. The Geological Record preserved by Amazon Shelf Sedimentation. *Continental Shelf*, Vol. 16, Nº. 5/6: 817-841.
- NITTROUER, C.A. ; KUEHL, S.A. ; RINE, J.M. ; FIGUEIREDO Jr., A.G. ; FARIA, L.E. ; DIAS, G.T.M. ; SILVA, M.A.; ALLISON, M.A.; PACIONI, T.D. & SEGALL, M.P.; UNDERKOFFLER, E.C.; BORGES, H.N.; SILVEIRA, O.F.M. 1991. Sedimentology And Stratigraphy On The Amazon Continental Shelf. *OCEANOGRAPHY VOL4 N1, ABR 91*, v. 4, n. 1: 33-38.
- NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; STERNBERG, R.W.; FIGUEIREDO Jr., A.G. & FARIA Jr., L.E.C. 1995a. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125 (3/4): 177-192.
- NITTROUER, C.A; KUEHL, S.A.; STERNBERG, R.W.; FIGUEIREDO Jr., A.G. & FARIA Jr., L.E.C. 1995b. Distribution of fluid mud on the Amazon Continental Shelf, *Marine Geology*. Special issue: Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf. 125: 167-193.
- OLTMAN, R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 552, Washington, DC: 16p.
- PEREIRA, S.M. 1999. Aspectos geoquímicos do material particulado da Pluma Estuarina do rio Amazonas: Fatores que controlam as interações com as águas oceânicas. Tese de Mestrado, CPGG/CG/UFPa: 130p.
- PHILANDER, S.G.H. & PACANOWSKI, R.C. 1986. The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 91: 14212-14220.
- PICAUT, J.; SERVAIN, J.; LECOMPTE, P.; SEVA, M.; LUKAS, S. & ROUGIER, G. 1985. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature: 1954-1879. *Université de Bretagne Occidentale*: 467p.
- RICHEY, J.E.; MEADE, R.H.; SALATI, E.; DEVOL, C.A.H.; NORDIN, C.F. & SANTOS, U. 1986. Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon River, 1982-1984. *Water Resources Research*, 22: 756-764.
- SANTOS, V.F.; ANDRADE, A.C.F.; SILVEIRA, O.F.M.; ABREU, M.H.M. & MONTEIRO, C.J.F. 2000. Modificações

naturais e antrópicas na Planície Costeira do Setor Estuarino do Estado do Amapá. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá: 195-199.

- SANTOS, V.F.; COSTA, W.J.P.; SILVA, M.S.; SILVEIRA, O.F.M.; TORRES, A.M.; SILVA, A.Q. & MARTINS, M.H.A. 2004. Geologia. In: V.F dos SANTOS e Z.R. FIGUEIRA (orgs.). Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD. p. 11-34.
- SANTOS, V.F. & FIGUEIRA, Z.R. 2004. Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá. MMA/GEA/IEPA. Macapá. meio-digital CD.
- SANTOS, V.F. & FIGUEIREDO Jr., A.G. 2002. Mudanças ambientais na Planície Costeira do Estado do Amapá, Brasil. V Workshop ECOLAB: Ecossistemas Costeiros Amazônicos, Macapá.
- SANTOS, V.F.; FIGUEIREDO Jr., A.G.; SILVEIRA, O.F.M. & POLIDORI, L. 2003. Mecanismos de modificações de curto período na Planície Costeira do Amapá. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, do II Congresso do Quaternário dos Países de Línguas Ibéricas e do II Congresso sobre Planejamento e Gestão da Zona Costeira dos Países de Expressão Portuguesa. Período: 12-19/10/2003. Recife.
- SCHWIDERSKI, E. W. 1979: Global ocean tides. Part II: The semidiurnal principal lunar tides (M2). Atlas of Tidal Charts and Maps, NSW-TR 79-414, NSWL Dahlgren, VA: 15p.
- SILVA, A.C. 2000. Campos de temperatura e salinidade na Plataforma Continental do Amazonas, durante a descarga mínima (outubro/1997) do rio Amazonas: "Uma análise ambiental". TCC/CG/UFPA.
- SILVEIRA, J.D. 1964. Morfologia do litoral. In: A. de Azevedo. Brasil, a terra e o homem. São Paulo: 253-305.
- SILVEIRA, O.F.M. 1998. A Planície Costeira do Amapá: Dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. Tese de Doutorado. 168 p.
- SOARES, L.C. 1977. Hidrografia. In: Geografia do Brasil. V. I, IBGE: 73-119.
- TORRES, A.M. 1997. Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil. Berichte Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Nr. 82: 159 p. SIN 0175-9302.
- TORRES, A.M. 2001. Dinâmica Fluvial e Evolução Costeira ao longo do Canal do Norte na Foz do Rio Amazonas. Projeto de Pesquisa. Desenvolvimento Científico Regional. Relatório Final Global: 21 p.
- TORRES, A.M. (em preparação). Origem e características dos depósitos de planície de inundação na foz do rio Amazonas. Expedição Científica, Relatório Final. CNPq.
- TORRES, A.M. & ARCHER, A.W. 2003 Sedimentation and erosion rates of floodplain of the Amazon river mouth, northern Brazil. In: 3rd LATIN AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, Belém.
- TORRES, A.M. & OLIVEIRA, D.M. 2004. Caracterização Sedimentológica e Variáveis Ambientais das Áreas Úmidas Costeiras das Bacias Hidrográficas do Igarapé da Fortaleza e do Rio Curiaú, Municípios de Santana e Macapá. In: L.R. TAKIYAMA e A.Q. da SILVA (orgs.). Diagnóstico de Ressacas do Estado do Amapá: Bacias do Igarapé da Fortaleza e do Rio Curiaú. Macapá, JM Editora Gráfica: 169-180.
- TORRES, A.M.; SILVA, M.S. & MARTINS, M.H.A. 2001. Sedimentação quaternária no Arquipélago do Bailique: um exemplo de área do estuário do rio Amazonas. VIII CONGRESSO da ABEQUA. Imbé, RS. Boletim de Resumos: 118-119.
- VITAL, H. & SILVEIRA, O.F.M. 1990. Submersed holocenec levels evidences on the Igarapé do Inferno mouth (Maracá Island), Brasil. AGU FALL MEETING. San Francisco. Abstracts: 127.
- WATTS, A.B. & PEIRCE, C. 2004. RRS Discovery D275. Cruise Report Amazon Cone Seismic Experiment – ACF. June 2004: 56p.
- WELLS, J.T. & COLEMAN, J.M. 1981. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. Geologie en Mijnbouw 57: 353-359.

Maâmar El-Robrini

GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPQ
LABORATÓRIO DE MODELAGEM DE OCEANO & ESTUÁRIOS AMAZÔNICOS – MODELAZ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Marcelo Augusto Moreno Alves da Silva

GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPQ
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA & RECURSOS MINERAIS MARINHOS
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Pedro Walfir Martins e Souza Filho

LABORATÓRIO DE ANÁLISE DE IMAGENS DO TRÓPICO HÚMIDO – LAIT
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Maria Helena Santos El-Robrini

CENTRO FEDERAL DE EDUCAÇÃO TECNOLÓGICA DO PARÁ, DIREÇÃO DE ENSINO

Osmar Guedes da Silva Júnior

LABORATÓRIO DE COMPUTAÇÃO APLICADA ÀS GEOCIÊNCIAS (COMAP)
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Carmena Ferreira de França

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

PARÁ

Resumo

A ZCP possui 3 setores: (i) Costa Atlântica do Salgado; (ii) Insular Estuarino e (iii) Continental Estuarino. O litoral do NE do Pará enquadra-se na costa do tipo *amero trailing edge* configura-se como um litoral de “falsas rias”, com vales afogados, bastante ativos. A plataforma continental interna adjacente é ocupada por inúmeros corpos arenosos orientados no sentido das correntes das marés (NE-SW).

Toda a ZCP é influenciada pelas macromarés semidiurnas com amplitude de 5,2 m no setor 1, e mesomaré semidiurnas nos setores 2 e 3 com amplitude 3,65 m. As correntes de marés são fortes: 2,1 e 1,9 nós durante as preamares e ondas com alturas abaixo de 1,5 m (setores 1 e 2) e de 0,3 a 1 m (setor 3). As praias oceânicas apresentam larguras variando entre 400 e 800 m e condições dissipativas e intermediárias, entretanto as praias estuarinas tem uma largura menor (120 m – praia de São Francisco na Ilha do Mosqueiro) e são reflectivas e intermediárias. Os poucos dados disponíveis mostram que a dinâmica da ZCEP se traduz sob forma de recuos e progradação.

Abstract

The PCZ presents 3 sectors: (i) Salty Atlantic Coast; (ii) Insular Estuarine and (iii) Continental Estuarine. The coast of the NE of Pará State is sited on amero trailing edge type coast and presents “falsas rias”, submerged troughs. The adjacent internal part of the adjacent continental shelf is occupied by several sandy structures, orientated NE-SW like the tidal currents.

All the PCZ is influenced by semidiurnal macrotides (5,2 m tidal range) in the sector 1, and semidiurnal mesotides (3,65 m tidal range) in the sectors 2 and 3. The tidal currents are very strong: 2,1 and 1,9 knots during the high tides and waves height below 1,5 m (sectors 1 and 2) and 0,3 to 1 m (sector 3). The oceanic beaches presents width between 400 and 800 m and dissipative and intermediate condicions, nevertheless, the estuarine beachs presents a lesser width (120 m – São Francisco Beach in the Mosqueiro Island) and are reflective and intermediare. The available data shown that the dynamic of the PCZ is characterized by retreat and progradation.

APRESENTAÇÃO

As investigações nas Zonas Costeira e Estuarina Paraense (ZCEP) e na área submersa adjacente começaram a partir do início da década de 1980 no:

I. âmbito nacional:

(1) *na Costa Atlântica* – versando sobre: a sedimentologia e hidrodinâmica das “falsas rias” do NE do Pará (CNPq, 1983/1984, 1988/1989, GERCO/PA, 1991/1993); monitoramento da dinâmica costeira do litoral do NE do Pará (UFPA, 1998; 2001); (2) no *Golfão Marajoará* – sedimentologia e hidrodinâmica da região dos Estreitos (CNPq, 1990/1993), da Baía de Marajó (CNPq, 1991/1992, pluma estuarina do rio Amazonas (CNPq/REVIZEE, 1998/2001) e fisiografia da Baía de Guajará (ESSO, 2000); e

II. internacional:

(1) *Amazon Shelf Sediment Study – AMASSEDS* (Cooperação USA/ Brasil, 1990/1993); (2), Estudo da foz/ estuário do rio Amazonas (Cooperação Alemanha-Brasil, 1993/ 1996); (3) Aplicações de *ERS-1* na foz do rio Amazonas e no NE do Pará (Cooperação França/ Brasil, 1995/ 1999) e (4) *GLOBESAR 2* - Aplicação do RADARSAT no NE do Pará (planície costeira de Bragança) e Golfão Maranhense (Cooperação Canadá/ Brasil, 1998/ 2000).

As pesquisas na ZCEP seguiram o planejamento do PROMAR/ GEMC que enfatizou: (i) inicialmente o mapeamento de semi-detelhe de diversos trechos da zona costeira e a morfoestratigrafia das planícies costeiras do NE do Estado do Pará (Bragança, 1992, 1995; Salinópolis, 1995, 1996; Ilha de Algodal e Marudá, 1996; Marapanim, 1997; São João de Pirabas, 1998); (ii) a dinâmica costeira em diversos trechos do NE do Pará (Bragança, 1998, 2000, 2001 e 2005; Curuçá, 2005; Ilha do Marco, 2005; Maracanã, 2005) e da zona estuarina do sistema Guamá e Marajó (Ilha do Mosqueiro, 2000, 2001; Ilha do Marajó/ Soure-Salvaterra, 2000, 2002; Orla de Belém, 2000; Ilha de Caratateua/ Outeiro, 2004; Belém - São Miguel do Guamá, 2005), a partir da técnica de monitoramento de perfis praias e ecobatimétricos e de análise multi-temporal das praias oceânicas e estuarinas, dominadas respectivamente por um regime de macromaré (5m) e meso-maré (3,60m).

A ZCEP apresenta três setores com características fisiográficas bem diferenciadas (figura 01):

- ▶ **Setor 1: Costa Atlântica do Salgado Paraense** (Baía do Marajó – rio Gurupi), bastante recortada, constituída por um conjunto de reentrâncias (“falsas rias”) – população de 531.614 hab. (26.67 hab/km²). Nesse setor, são registrados o crescimento desordenado e especulação imobiliária nas cidades costeiras, aterramento de manguezais, pesca e agricultura predatória e exploração indiscriminada de minerais classe II;

- ▶ Setor 2: **Insular Estuarino do rio Amazonas** – 201.051 hab (3.39 hab/km²); e
- ▶ Setor 3: **Continental Estuarino do rio Pará/ Baía de Marajó** – 1.806.024 hab. (218.69hab/km²). Nesses dois setores, são registrados os mesmos efeitos que no Salgado Paraense (MMA, 1996).

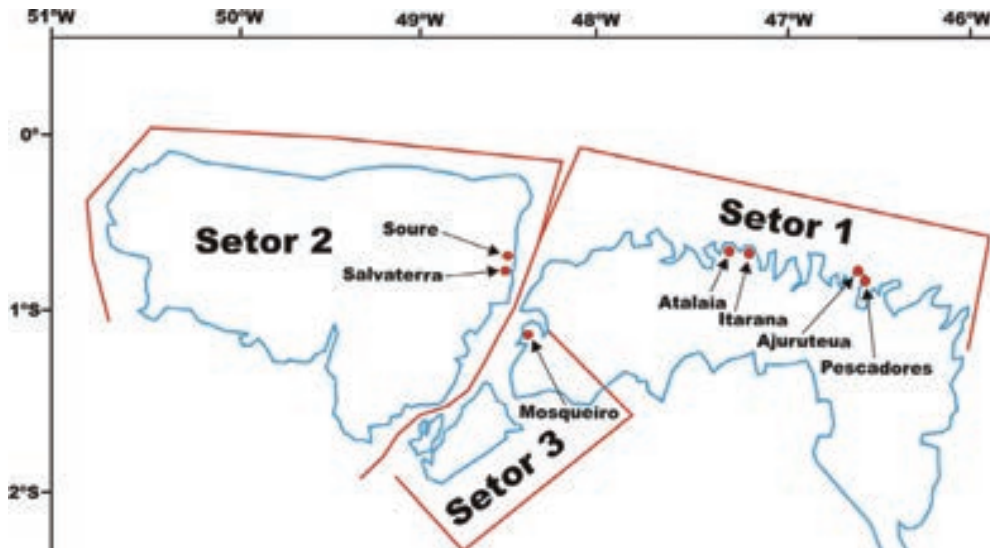


Figura 01.
Mapa de localização dos Setores da ZCEP.
Setor 1: Costa Atlântica do Salgado Paraense;
Setor 2: Insular Estuarino;
Setor 3: Continental Estuarino
(Modificado de MMA, 1996).

44

O litoral do NE do Pará perfaz uma extensão de 600 km (entre a foz dos rios Amazonas e Gurupi) e apresenta um forte controle estrutural, seguindo as orientações das falhas normais NW-SE e falhas transcorrentes NE-SW, vinculadas à atuação de binário dextral E-W, no Terciário-Quaternário (Costa *et al.*, 1991). Este litoral é subdividido em dois grandes setores: (i) o primeiro setor marcado por uma costa recortada em terrenos altos (São João de Pirabas – Golfão Marajoará), onde os vales estuarinos estreitos estão esculpidos em terrenos do Grupo Barreiras e (ii) o segundo setor mostra uma costa baixa ocupada por extensas planícies de manguezais, recortadas por vales afogados, esculpidas na maior parte em depósitos holocênicos.

É nesse contexto costeiro, que os processos de erosão e progradação modelam uma fisiografia dinâmica no NE do Pará, influenciada por macro-maré (amplitude de 5 m – FEMAR, 1997) e na região continental estuarina, influenciada pela meso-maré (amplitude de 3,60 m - FEMAR, 1997). Apenas os seguintes trechos da zona costeira do NE do Pará (Ajuruteua/ Bragança, Atalaia e Ilha de Fortaleza/Salinópolis, Marapanim/ Algodual, Ilha do Marajó, na margem leste, e Ilha do Mosqueiro) estão contemplados neste trabalho, em função da concentração de estudos nestas áreas e das dificuldades de acesso nos outros trechos do litoral.

1. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA

A ZCEP será estendida até a plataforma continental interna, em função desta, possuir uma estreita conexão com as praias arenosas, zonas de surfe, estuários, foz de rios (Wright, 1995). A plataforma continental interna representa: (i) a fonte imediata dos sedimentos costeiros, como foi demonstrado para o caso da Baía de São Marcos (El-Robrini, 1992) e o NE do Pará (El-Robrini *et al.*, 1992) e (ii) a zona de ocorrência de processos oceanográficos, responsáveis pelo transporte sedimentar e movimentos das águas costeiras. A linha de costa recorta a seqüência carbonática da Formação Pirabas (Salinópolis), os sedimentos do Grupo Barreiras e depósitos inconsolidados do Holoceno. A topografia não alcança 30 m, em particular na Zona do Salgado. Nas regiões estuarinas (Ilhas do Mosqueiro e Marajó), a linha d'água recorta sobretudo os sedimentos do Grupo Barreiras e os sedimentos mais recentes.

Geomorfologia

Preferiu-se, a exemplo de Costa *et al.* (1991), descrever o relevo de litoral de “falsas rias”, utilizando-se o termo de Planície Flúvio-Marinha, entretanto, foi mantida a terminologia de Planalto Rebaixado da Amazônia para caracterizar a unidade de relevo de maior amplitude (Planalto Costeiro).

O relevo da ZCEP (exceto o da Ilha do Marajó) é sustentado por três unidades geomorfológicas distintas (Costa *et al.*, 1977): (i) O maciço residual que representa as maiores elevações (200 m), caracterizando *inselbergs*, desenvolvidos sobre metassedimentos do Grupo Gurupi; (ii) A zona dos Platôs, que constituem uma série de platôs de bordas escarpadas e ravinadas, esculpidas em sedimentos do Grupo Barreiras e (iii) o Planalto Rebaixado da Amazônia da zona bragantina (Barbosa & Pinto, 1973) e a unidade geomorfológica do Baixo Planalto Costeiro, que representa um planalto sustentado por conglomerados do Grupo Barreiras, caracterizado por um relevo colinoso de baixa amplitude. Os sedimentos quaternários representam a unidade planície aluvionar (Costa *op cit.*), correlacionável à unidade morfoestrutural do litoral de “rias” (Barbosa & Pinto, *op cit.*), à unidade geomorfológica planície costeira baixa, caracterizada por manguezais e à unidade geomorfológica planície arenosa, constituindo as planícies arenosas, as praias, e os cordões dunários.

O relevo da Ilha do Marajó é constituído por duas unidades: (1) Planalto Rebaixado da Amazônia, também chamado de Pediplano Pleistocênico e (2) a Planície Amazônica, constituída por sedimentos quaternários e marca um relevo plano e baixo e abrange a maior parte da Ilha Ilha (Barbosa *et al.*, 1974; Bemerguy, 1981, *apud* França, 2003). Na borda estuarina da ilha, este planalto produz falésias e é constituído pelos sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras.

A geomorfologia da região pode ser visualizada nas figuras abaixo (figuras 2a e 2b), onde observam-se o Planalto Costeiro, a Planície Costeira e seus subambientes associados, como manguezais, dunas e praias.

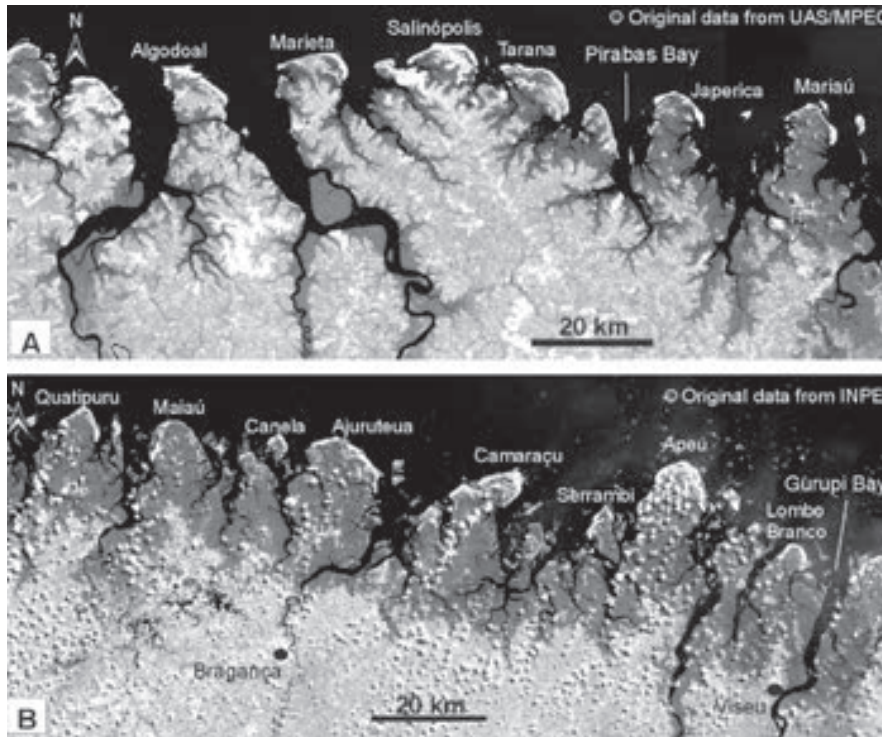


Figura 02a. Geomorfologia costeira do nordeste do Estado do Pará:

A) No setor 1, o planalto costeiro, atinge a linha de costa e a planície costeira é estreita;

B) No setor 2, o planalto costeiro, é reduzido em direção ao sul constituindo falésias inativas e as planícies costeiras tornam-se mais largas, alcançando mais de 30 km de largura.

(Imagem Landsat TM. Modificado de Souza Filho, 2001).

46



Figura 02b. Mapa das unidades geomorfológicas da Ilha do Marajó:

1. Planalto Rebaixado da Amazônia;

2. Planície Amazônica;

3. Área de estudo

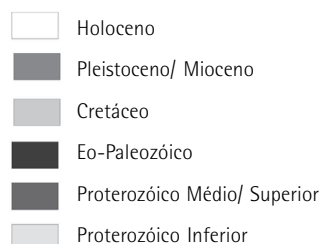
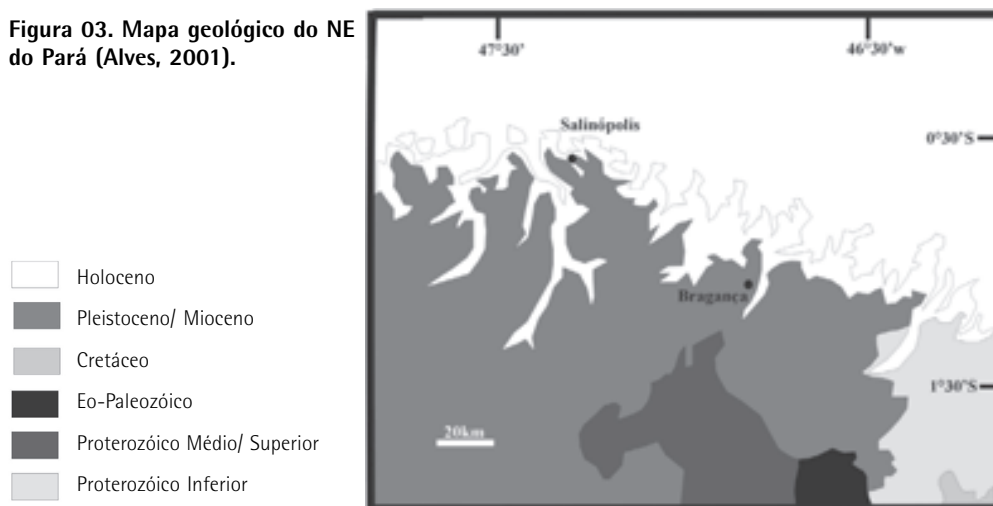
(modificado de França, 2003).

Geologia

Litoestratigrafia Cenozóica

As unidades litoestratigráficas aflorantes no nordeste do Estado do Pará incluem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, com idades variando do Pré-Cambriano até o recente (figura 04). As rochas pré-cambrianas restringem-se à área continental adjacente e ocorrem nas proximidades da zona costeira do Pará (figura 03). A Bacia de Bragança-Viseu é assoalhada por rochas pré-cambrianas, sobre as quais sobressaem-se os sedimentos cenozóicos do Terciário e do Quaternário.

Figura 03. Mapa geológico do NE do Pará (Alves, 2001).



MARCELO ALVES

Figura 04. Calcários fossilíferos da Formação Pirabas aflorantes na zona de intermaré da praia do Atalaia (Salinópolis).

O Terciário é marcado inicialmente pela sedimentação da Formação Pirabas (Mioceno inferior - Maury, 1925 *apud* Ferreira, 1982) (figura 04). Esta formação é representada por calcários marinhos, compostos de micritos, bioclastitos, dolomicritos, biohermitos e margas intercalados com folhelhos cinza esverdeados a negros, contendo vegetais piritizados, tendo sido encontrados arenitos calcíferos nas camadas superiores (Ferreira, 1982).

Subseqüentemente, à esta deposição, predominantemente transgressiva, houve uma fase regressiva responsável pela instalação dos sedimentos do Grupo Barreiras (figura 05). Segundo Rossetti *et al.* (1989), o Grupo Barreiras possui litofácies exclusivamente siliciclásticas. Goés & Truckenbrodt (1980) e Góes (1981) dividem o Grupo Barreiras em três litofácies: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática. Rossetti *et al.* (*op cit.*) conseguiram identificar treze litofácies para os sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras do NE do Pará. Esses autores admitem um modelo

deposicional de leques aluviais/ planícies de areia/ planície de lama, com rápidas inundações ocorrentes em clima árido e semi-árido, com influência marinha.



Figura 05. Sedimentos do Grupo Barreiras ocorrentes nas falésias da Ilha de Outeiro

Os depósitos sedimentares da formação Pós-Barreiras repousam sobre os sedimentos do grupo Barreiras, e destes separam-se por uma discordância erosiva (Sá, 1969)(figura 05). Sua idade ainda é objeto de controvérsias, sendo assumida constantemente como pleistocênica. Rossetti *et al.* (1994), porém, consideram parte destes sedimentos holocênicos. Constituem-se de sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, depositados a partir da atuação de movimentos gravitacionais (Rossetti, *op cit.*). Costa *et al.* (1992) incluem esses depósitos como pleistocênicos juntamente com o arenito pilões, cujas estruturas sugerem a presença de um paleolitoral com barras arenosas, planícies de maré e pântanos de supramaré.

48

O Quaternário é representado por sedimentos areno-argilosos pleistocênicos do pós-Barreiras e pelos depósitos da planície aluvionar, estuarina e costeira da cobertura sedimentar recente.

Aspectos estruturais

No NE do Pará, duas unidades estruturais podem ser observadas: (i) Plataforma Bragantina e (ii) a Bacia Costeira Bragança-Viseu, que representa uma fossa tectônica delimitada por falhas normais de direção NW-SE (Aranha *et al.*, 1990) (figura 06).

As rochas pré-cambrianas apresentam-se orientadas, segundo direções preferenciais WNW-ESE, compondo o Cinturão de Cisalhamento de Gurupi e, NW-SE, a Faixa de Cisalhamento Tentugal (Costa *et al.*, 1988).

Durante o paleozóico, a região esteve sujeita a uma tectônica distensiva de direção NW-SE, relacionada à abertura do oceano Atlântico, originando falhas normais de direção N-S e NE-SW e falhas transferentes de direção NW-SE (Costa *et al.*, 1991). A estruturação do Mesozóico é consequência da abertura do Atlântico Equatorial, a partir do Jurássico, o que possibilitou a geração de falhas normais NW-SE e





falhas transferentes de direção NE-SW, devido a extensão do eixo NE-SW. A tectônica cenozóica é controlada pela movimentação da placa Sul Americana para W, onde as principais estruturas geradas são falhas transcorrentes de E-W de movimentação dextral e falhas normais NW-SE (Costa, *op cit.*).

A origem e evolução destas estruturas tectônicas tem sido explicada através do modelo de margens do tipo atlântico (Asmus, 1981).

2. CLASSIFICAÇÃO DO LITORAL E COMPARTIMENTAÇÃO FISIOGRÁFICA



Figura 06. Arcabouço tectônico simplificado da costa norte do Brasil (adaptado de Costa *et al.* 2002).

-  FALHAS NORMAIS
-  FALHAS TRANSCORRENTES
-  EMBASAMENTO CRISTALINO (PRÉ-CAMBRIANO)
-  COBERTURA SEDIMENTAR (FANEROZÓICO)

Segundo Inman & Nordström (1971), a morfologia das zonas costeiras está ligada à sua posição em relação ao movimento das placas tectônicas, desta forma, o NE do Pará, é classificado como uma costa do tipo *Amero-Trailing Edge Coast*, caracterizada por apresentar formas costeiras de topografia plana e plataforma continental mais larga.

O NE do Pará é recortado por várias reentrâncias, formadas por baías flúvio-estuarinas, configurando um litoral de falsas rias, com vales fluviais afogados. Estas falsas rias são caracterizadas por ricas comunidades bióticas, que formam um macro sistema de manguezais, bordejando as baías e os canais flúvio-estuarinos, numa extensão de 466,8 km² (Bragança – Souza Filho, 1995) e 90,08 km² (Ilha de Itarana – Silva Jr., 1998).

A Costa Atlântica do Salgado Paraense, localizada no NE do Pará, pertence à Mesorregião Nordeste Paraense, compreendida no trecho entre a Baía do Marajó e o rio Gurupi, e é limitada ao norte e nordeste pelo oceano Atlântico, a leste e ao sul pela Zona Bragantina e à Oeste pela foz do rio Pará e Complexo Estuarino do Golfão Amazônico (figuras 01 e 02A).

Esta região possui uma superfície aproximada de 82.600 km² e 1.200 km de extensão (MMA, 1996), destacando-se por apresentar um relevo plano a suave ondulado, sendo o palco de transformações morfo-sedimentares rápidas, sob a influência de um regime de macromaré de alta energia (El-Robrinini *et al.*, 1992; Souza Filho, 1995; Souza Filho & El-Robrinini, 1997; Souza Filho, 2001; Alves, 2001) ao longo desse conjunto, sobressaem-se extensas áreas de praias.

50 | As planícies costeiras do Salgado Paraense são caracterizadas por uma dinâmica significativa, sobretudo, por tratar-se de uma costa transgressiva, dominada por macromaré (6 m).

O regime neotectônico distensivo e as flutuações do nível do mar vem controlando a evolução da paisagem das planícies costeiras paraenses (Igreja, 1991; Souza Filho, *op cit.*; Souza Filho & El-Robrinini, 1998), onde a última transgressão marinha (5.200 anos AP) marca o início desta evolução (Souza Filho, *op cit.*).

Segundo El-Robrinini (1990), El-Robrinini *et al.* (1992), El-Robrinini (1999) e El-Robrinini *et al.* (2003a, 2003b), transformações morfo-sedimentares (depósitos de paleo-coais, estuários submersos, concheiras, etc.) são registradas também na plataforma continental adjacente. Na zona costeira, ocorrem falésias pleistocênicas inativas, campos de paleodunas, *cheniers* e dunas atuais, planícies arenosas e planícies lamosas recentes (Silva Jr., 1998) (figuras 02a e 07 e 09).

Planalto Rebaixado da Amazônia

Esta unidade é representada por uma superfície erosiva, suavemente ondulada e pouco dissecada, com altitudes baixas em torno de 30 m, onde as maiores cotas topográficas não ultrapassem os 45 m (Costa, *op cit.*; Sena *et al.*, 1991). É sustentada pelos sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras e do Pós-Barreiras, onde a cobertura vegetal é do tipo Floresta Secundária (Capoeira) (Silva Jr., 1998)(figura 07).

Planície Flúvio-Marinha

Esta unidade regional é compartimentada em três unidades geomorfológicas: (1) planície aluvial, com canal fluvial, diques marginais e planície de inundação;(2) planície estuarina, com canal estuarino, subdividido em curso superior, segmento reto, segmento meandrante e funil estuarino e (3) planície costeira, com ambientes de pântano salino (interno e externo), planície de maré (manguezais de supramaré, intermaré e inframaré, planície arenosa com baixios de maré) e *cheniers* (Souza Filho, 1995) (figura 07).

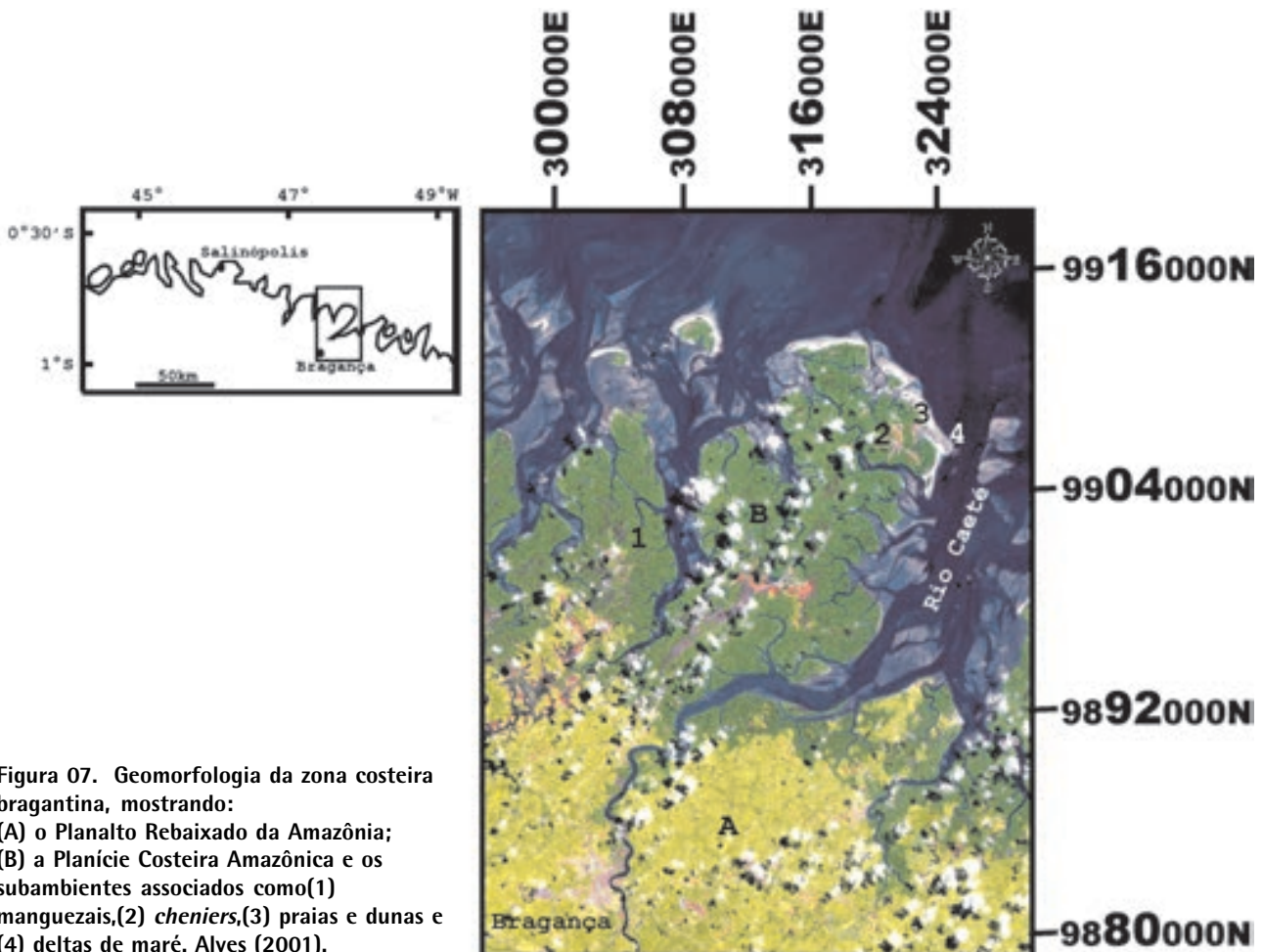


Figura 07. Geomorfologia da zona costeira bragantina, mostrando: (A) o Planalto Rebaixado da Amazônia; (B) a Planície Costeira Amazônica e os subambientes associados como (1) manguezais, (2) *cheniers*, (3) praias e dunas e (4) deltas de maré. Alves (2001).

A planície flúvio-marinha na Ilha do Marajó com até 4km de largura em Soure é menos larga (figura 02b) que na faixa oceânica do NE do Pará, que alcança até 40 km para Bragança. Nas Ilhas do Marajó (Salvaterra) e do Mosqueiro, as planícies flúvio-marinhas são mais estreitas, encaixadas nos sedimentos do grupo Barreiras e apresentam um certo controle estrutural (El-Robrini, 2001; França, 2003) (figuras 02b e 08).

Planície Costeira

A Planície costeira representa uma extensão ampla na região, e ocorre desde as planícies de maré até os cordões duna-praia dominadas pelos processos oceanográficos. Nesta, estão inseridos os subambientes de manguezais, planícies arenosas, *cheniers*, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de maré enchente e vazante, e praias-barreira (*barrier-beach ridge*) (Souza Filho, *op cit.*) (figura 07).

► Manguezais

São caracterizados por terrenos baixos quase horizontais, constituídos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica com intensa bioturbação e fitoturbação, sob influência das marés (Silva Jr., 1998). São desenvolvidas nas baías estuarinas e recortadas por córregos e canais de maré.

Os manguezais são bordejados por praias, estão presentes também na parte interna, junto aos *cheniers* e os depósitos arenosos das praias-barreira (*barrier-beach ridge*) (figuras 02a e 07).

► *Chenier*

São paleocordões praias e dunas-praias repousando sobre depósitos lamosos de manguezais, isolados dos processos costeiros por uma planície lamosa subsequente, implicando geneticamente que a progradação da planície lamosa foi interrompida pela formação do *chenier* (Augustinus, 1989). A altura dos *cheniers* na Planície Costeira de São João de Pirabas não ultrapassa 2 m e são colonizados por vegetação do tipo arbustiva (Silva Jr., 1998). Na Ilha do Marajó, os *cheniers* são poucos numerosos (França, 2003). Na Ilha do Mosqueiro, não há registros de *cheniers*.

► Dunas costeiras

As dunas são o resultado do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da zona de intermaré, que, expostos durante a maré baixa, são transportados pela atividade eólica, causando a migração destes depósitos em direção aos manguezais. Esses depósitos tem forma linear, às vezes piramidal, e são transversais à direção principal do vento. Estas dunas estão recobertas total ou parcialmente por vegetação. Na Ilha de Atalaia, as dunas são degradadas (Pereira, 1995).

As dunas estão distribuídas no litoral, e separam as praias dos manguezais (figura 07). São constituídas por areias finas a muito finas, apresentando estratificação cruzada tabular com ocorrência de *placers* de minerais pesados (Alves, 2001; Souza Filho & El-Robrini, 1997).

Na Ilha do Mosqueiro, as dunas são praticamente inexistentes (El-Robrini, 2001) (figura 08). Na Ilha do Marajó, porém, as dunas têm orientação preferencial NNW-SSE e N-S e apresentam alturas baixas (França, 2003) (Figura 09).

► Deltas de Maré

São barras arenosas coalescentes, normais à costa, expostas durante a maré baixa, e recortadas por canais de maré rasos. Este sistema contém uma variedade de formas de leito, entre elas, marcas onduladas em várias escalas e *sand waves*. São constituídas por areias finas a muito finas, bem selecionadas, contendo fragmentos de conchas.

Ocorrem nos limites dos canais de maré, e configuram deltas de maré vazante (*ebb tidal delta*), com suas barras e canais associados. Não foi possível observar deltas de maré enchente (*flood tidal delta*), indicando, assim, que as correntes de maré vazante são mais energéticas, o que pode impedir a formação de delta de maré enchente (Alves, 2001). Apresenta uma dinâmica complexa, inclusive com incursões na zona de intermaré inferior.

► Praia-barreira (*Barrier-Beach Ridge*)

São as áreas mais dinâmicas da planície costeira, e configuram elevações arenosas, que se estendem desde o cordão de dunas vegetadas até a linha média de maré baixa de sizígia. Margeiam as áreas de manguezais interiores, e são dominadas por processos de macromaré semidiurna.

As praias-barreiras são constituídas essencialmente por cordões arenosos lineares (Souza Filho, 1995; 2001) (figura 07, prancha 1 estampa 1, prancha 4 estampa 1 e prancha 7 estampas 1 e 2) constituídos, principalmente, de areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos. Localmente, observam-se ocorrências de *placers* de minerais pesados, ao longo da linha de maré alta, ocorrendo também na base de dunas frontais. Nas margens das Ilhas do Mosqueiro (figura 08 prancha 10 estampa 2) e do Marajó (figura 09, prancha 12 estampas 1 e 2), as praias estuarinas são curtas, geralmente apresentando falésias e com larguras entre 6 e 13 m (El-Robrini, 2001).

Ilhas do Mosqueiro e do Marajó

A Ilha do Mosqueiro (79 km de Belém) pode ser subdividida em duas seções fisiográficas principais: (i) Terraços Aluviais Pleistocênicos: situados a N-NE, são as áreas mais elevadas, com altitudes entre 15-25 m, representam 2/3 da superfície da ilha. Constituem-se por sedimentos arenosos, siltosos e argilosos caoliníticos (Costa & El-Robrini, 1992); (ii) Planície Aluvial de Inundação: situadas a S-SE, sendo periodicamente ou permanentemente inundadas. São áreas planas, com altitudes entre 5 a 10 m e constituídas por sedimentos argilosos e siltosos, pouco desenvolvidos, pertencentes à formação mais recente, ou Holoceno (figura 08).

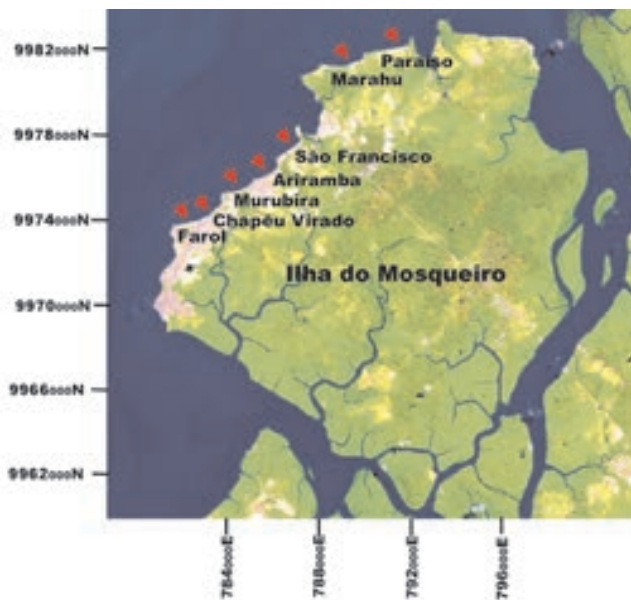


Figura 08. Mapa de Localização das praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro (El-Robrini, 2001).

54

A Margem Leste da Ilha do Marajó apresenta um forte contraste morfológico adquirido sob influência estrutural. O estuário Paracauari representa um divisor entre dois blocos: (i) ao Norte, Soure é representada por uma topografia baixa, onde pode-se observar uma extensa planície flúvio-estuarina e (ii) ao sul, Salvaterra é caracterizada por um alto estrutural (França, 2003) (figura 09).



Figura 09. Mapa de Localização das praias estuarinas (1 a 9) da Ilha do Marajó, na margem Leste (França, 2003).

3. PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DO PARÁ

A Plataforma Continental Interna do Pará é desenvolvida na faixa de profundidade de 0 a 30m e apresenta um gradiente bastante suave de 3,5°, com uma largura máxima de 90km. Os fundos marinhos são em regra geral, arenosos e ocupados por várias estruturas arenosas (figura 10). Na foz do rio Pará, as estruturas arenosas apresentam-se alongadas e orientadas segundo a direção NE-SW, a mesma das correntes de maré: Coroa Grande, da Muriçoca, Banco São João, Espadarte, Coroa das Gaivotas e na plataforma continental interna, Bancos Hylas, Beckle, Marapanim, Maracanã, Bragança, Salinópolis, entre outros. No entanto, ocorrem também afloramentos rochosos (Lateritas do Grupo Barreiras) em determinados pontos, por exemplo: pedra da Cerveja, da Corvina, Manuel Luís na frente de Salinópolis. Os fundos são predominantemente arenosos (areias finas a médias) (El-Robrini *et al.*, 2003a e 2003b).

Figura 10. Mapa Hidrográfico mostrando os fundos arenosos mostrando os fundos arenosos caracterizados por bancos submarinos na Plataforma Continental do Pará (DHN, 1980).



4. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA FAIXA COSTEIRA DO NE DO PARÁ

O litoral do NE do Pará é caracterizado por um clima do tipo AWA'A ' (Costa *et al.*, 1996), ou seja, um clima muito úmido, megatérmico, com deficiência de água moderada nos períodos de julho a dezembro.

A temperatura apresenta uma pequena variação anual, oscilando entre 18°C (mínima) e 33°C (máxima), com média de 27°C, sendo, os valores mais elevados, observados nos meses de agosto a outubro, com valor máximo de 42°C.

Os principais ventos que atingem a costa atlântica do Salgado paraense, são os ventos alísios, que possuem uma direção preferencial NE, com variações para N e E. Estes ventos sopram ao nível do solo, sendo originados por dois anticiclones

subtropicais: o Anticiclone Tropical Atlântico (ATA) e o Anticiclone Tropical Atlântico Norte (ATAN). O encontro, na linha do Equador, dos ventos alísios gerados por estes anticiclones, resulta na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que corresponde a uma área de extensão variável, com fracas pressões e poucos contrastes, ventos fracos e de direções variáveis.

Esta zona sofre deslocamento sazonal, e atinge diretamente o litoral paraense no período chuvoso, com ventos alísios de NE, constantes e moderados, com velocidades de até 7,9 m/s (DHN, 1986, *op cit*; *apud Costa et al.*, 1996). Esses ventos são geralmente precedidos de calmaria e, quase sempre, acompanhados de rajadas violentas e chuva intensa.

Os ventos apresentam velocidade máxima de 6,56 m/s, mínima de 5,03 m/s, e média de 5,92 m/s (REDECELPA, 1998). No entanto, há uma maior concentração em torno de 7 m/s, onde a direção preferencial é a NE, estas direções preferenciais dos ventos são atestadas, principalmente, pela direção de deslocamento dos campos de dunas, e orientação preferencial das ondas, que atingem a linha de costa.

A pluviosidade é elevada, a média anual gira em torno de 2.500 mm/ano. Observa-se a existência de duas épocas com características distintas, uma época chuvosa (dezembro a junho), e outra seca (julho a dezembro). Tal distribuição deve-se, principalmente, ao deslocamento sazonal da ZCIT sobre a região.

A umidade relativa do ar apresenta-se sempre elevada durante todo o ano, variando entre 86 e 91%. Os ventos exercem um papel importante na dinâmica dos ambientes costeiros, como por exemplo, na formação de ondas, que, ao atingirem a costa retrabalham, erodem e/ou misturam os sedimentos depositados na zona de intermaré, sendo responsáveis, também, pelo processo de transporte litorâneo dos sedimentos nas diversas zonas das praias.

5. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB)

Segundo Fonseca *et al.* (2000), a CCNB é a maior corrente de contorno oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico. Esta fecha o giro equatorial dirigido pelo vento, sustentando um sistema zonal de contra-correntes, e transporta águas do Atlântico Sul através do Equador, constituindo parte da célula de revolvimento meridional (*Meridional Overturning Cell*) do oceano Atlântico, uma importante componente da circulação termohalina global.

A região norte é altamente influenciada pela CCNB, que transporta as águas da plataforma continental externa e do talude na direção noroeste, com uma velocidade que chega até $1,2 \text{ m.s}^{-1}$ (Richardson *et al.*, 1994).

Para Metcalf (1968), a CCNB, varre a plataforma continental, na direção NW, com uma velocidade em superfície maior que 75 cm.s^{-1} . Medidas de direção de Flagg *et al.* (1986), mostram-se a mais ou menos de 20°N da CCNB e 100-200 km de extensão e transporte de aproximadamente de 50SV.

A velocidade da CCNB varia entre 25 e 200 cm.s^{-1} , verificando-se, porém, velocidades instantâneas maiores, as quais dependem, sobretudo de padrões dos ventos e da localização desses padrões no trajeto da corrente. Em geral, o limite mais interno da corrente situa-se dentro de uma faixa distante de 20 a 40 km da linha da costa, enquanto que as velocidades máximas desenvolvem-se numa faixa, que dista entre 150 a 200 km da costa. De acordo com Luedemann (1967), a velocidade média combinada da CCNB é de cerca de 110 cm.s^{-1} entre março e abril.

Segundo Geyer *et al.* (1996), as fontes interferem nos processos oceanográficos físicos na plataforma continental, os ventos alísios e o forte fluxo decorrente da CCNB.

Ondas na faixa oceânica e estuarina

O litoral norte sofre influência das ondas formadas a partir dos alísios, que apresentam em regra geral, alturas abaixo de 1-1,5m em mar aberto, corroborada com os dados do CPTEC/INPE e do Oceanweather.

No entanto, ocasionalmente ocorrem ondas oceânicas anormais, geradas por ciclones extra tropicais. Por exemplo, no período de 13-19 de outubro de 1999, o ciclone IRENE (classe II) provocou ondas superiores a 14 m de altura no Atlântico Norte e 3 m no litoral norte do Brasil (Innocentini *et al.*, 2000).

Praias de baixa declividade são propícias para a formação de ondas deslizantes, nas quais, as ondas gradualmente empinam-se para então deslizar pelo perfil, dissipando sua energia através de uma larga faixa da zona de surfe.

Segundo Pinheiro (1987), na baía de Guajará, as ondas quebram com altura de 1 m e períodos em torno de 8 segundos. A superfície das águas na Ilha do Mosqueiro, em condições de baixamar, caracteriza um sistema relativamente tranquilo, com presença de pequenas ondulações, que não chegam a 0.3 m de altura.

Marés e Correntes de Marés

Faixa oceânica

No Atlântico Equatorial, as marés semidiurnas são predominantes, onde os componentes M2 (componente lunar principal, período de 12 a 42 horas) S2 (componente solar principal, período de 12 horas), e N2 (componente lunareléptica maior, período de 12 a 66 horas) são muito fortes (Beardsley *et al.*, 1995).

As correntes induzidas pelos fluxos dos rios são restritas às regiões estuarinas e vários fatores climáticos afetam a quantidade e a sazonalidade da descarga. As correntes induzidas pelos ventos alísios na direção NE e E transportam grandes quantidades de sedimentos pelíticos e arenosos da plataforma continental interna, em direção a costa e é responsável pela orientação das ondas, que atingem a linha de costa com um ângulo de 45°, estabelecendo um fluxo paralelo à linha de costa, gerando as correntes de deriva litorânea, que transportam sedimentos no sentido E-W.

A Média das Preamares de Sízigia (MHWS) e a Média das Preamares de Quadratura (MHWN) alcançaram valores máximos, respectivamente em Salinópolis e no estuário do rio Caeté de 5 m e 3,98 m. A Média das Baixa-mares de Sízigia (MLWS) e as Média das Baixa-mares de Quadratura (MLWN) apresentam valores altos, respectivamente na Ilha dos Guarás e no Cabo Maguari de 5,2 m e 2,8 m (FEMAR, 1997). A Média das Preamares de Sízigia (MHWS) e a Média das Preamares de Quadratura (MHWN) alcançaram valores máximos, respectivamente em Viseu de 4,96 m e 3,9 m (FEMAR, 1997). A Média das Baixa-Mares de Sízigia (MLWS) e a Média de Baixa-Mares de Quadratura (MLWN) apresentam respectivamente, em Viseu 0,43m e 1,49 m.

58

A velocidade das correntes de maré pode alcançar 1.5 cm s⁻¹ (Lara *et al.*, 1999) nas “falsas rias”, em particular no estuário do rio Caeté e 2,1 nós (6 horas antes da preamar nas marés de sizígia), e mínimas de 1,9 nós (4 horas depois da preamar nas marés de quadratura) em Salinópolis, com direções E-NW e NE (DHN, 1962).

Faixa estuarina (Baía de Guajará)

Os setores insular estuarino do rio Amazonas e continental estuarino do rio Pará/Baía do Marajó sofrem influência da mesomaré, que apresenta amplitudes de até 3,65 m durante as marés de sizígia, no período, chuvoso, em janeiro. As menores amplitudes de marés são registradas em abril (0,5 m), durante a maré de quadratura.

As informações apresentadas aqui são baseadas em dados adquiridos (referente ao ano de 1987) da estação maregráfica do Porto de Belém (CDP/PETROBRÁS), desativada no final da década de 1980 e trabalhos anteriores feitos na Baía de Guajará (Pinheiro, 1987). As marés apresentam intervalos periódicos de aproxima-

damente 6 horas e 12 min, que separam uma baixamar e uma preamar, correspondendo a um 1/4 do dia lunar para as marés semi-diurnas. As maiores amplitudes coincidem, em regra geral, com as datas das posições de lua cheia e lua nova (maré de sizígia), entretanto, as menores amplitudes coincidem com aquelas de quarto minguante e crescente (maré de quadratura) (Pinheiro, 1987).

Durante o ano de 1987, a amplitude máxima registrada foi de 360 cm, em março e abril, enquanto que a mínima foi de 50 cm, em outubro. Em outros períodos, excepcionalmente, as marés podem alcançar amplitudes muito acima destas supracitadas, tal como ocorreu em 1923, quando alcançou 4,47 m (Lima, 1956).

Na Ilha do Mosqueiro, a Média das Preamares de Sizígia (MHWS) e a Média das Preamares de Quadratura (MHWN) alcançaram valores respectivamente de 3,38 m e 2,66 m. A Média das Baixa-mares de Sizígia (MLWS) e a Média de Baixa-mares de Quadratura (MLWN) apresentam valores respectivamente de 0,31 m e 1,03 m.

As velocidades máximas médias ocorrem durante as marés de sizígia, na enchente, a cerca de 1 m da superfície d'água e as velocidades mínimas médias associadas às marés de Quadratura, na vazante, do mesmo modo a 1 m da superfície. As velocidades máximas absolutas ocorrem durante as marés de sizígia, as máximas ocorrem durante a vazante (1,74 m/s) e enchente (2,1 m/s) (Pinheiro, 1987).

Na Baía de Guajará, existem pouquíssimos dados sobre a maré salina. No entanto, dados de diatomáceas marinhas (Sioli, 1957; Moreira Filho *et al.*, 1974) e dados físico-químicos (Eggler & Schzassman, 1962; Santos, 1982; entre outros) evidenciam o caráter salobro das águas durante os meses de estiagem. Na Baía do Marajó, poucos dados oceanográficos são disponíveis.

6. TRANSPORTE RESIDUAL DE SEDIMENTOS

Dados sobre o transporte de sedimentos na zona costeira norte brasileira são escassos. Segundo Komar (1976), não é muito fácil caracterizar a deriva litorânea no campo, entretanto, alguns métodos indiretos podem mostrar, aproximadamente, sua evolução. A deriva litorânea não é constante no tempo e no espaço e as formas costeiras são indicadores bastante adequados para a sua determinação (Komar, 1976; Dominguez *et al.*, 1983; Villwock & Tomazelli, 1995).

Os métodos mais utilizados para determinar o transporte litorâneo, porém, são as mudanças nas morfologias apresentadas por algumas feições costeiras, como esporões arenosos (Komar, 1976; Silva, 2001; Souza Filho, 2001). Entretanto, não podem ser utilizadas para estimar quantitativamente as taxas de transporte (Komar, *op cit.*).

Dentre esses métodos, a deriva litorânea pode, às vezes, ser determinada através da observação da configuração da linha de costa, nas vizinhanças de estruturas costeiras, naturais ou feitas pelo homem. Desta forma, a observação de feições costeiras, como promontórios e barreiras litorâneas, puderam ser usadas para indicar a direção de transporte litorâneo através da ZCEP (figura 11). A migração dos canais de maré e foz de canais estuarinos ao longo da costa também foram utilizados para determinar a direção da deriva litorânea.

Segundo Komar (*op cit.*), três métodos têm sido utilizados: (1) medindo-se taxas de acreção ou *bypassing* de areias em um litoral com obstáculos, como *jetties* ou quebramares; (2) calculando a deriva litorânea, através de dados estatísticos de onda, utilizando uma equação que os relacione e; (3) medindo-se a taxa de diluição dos minerais pesados nas areias de praia.

Sonu (1972) fez um estudo sucinto sobre as relações entre a topografia da zona litorânea e a célula de circulação no golfo do México, onde constatou que, com as ondas chegando normais à costa, as correntes de retorno ocupam calhas, com *shoals* presentes entre as correntes de retorno.

Durante os eventos de menor energia, como no período seco, ocorre a migração *offshore/ onshore* dos sedimentos, com formação de sistemas de crista e calha (*ridge and runnel*). Durante eventos de maior energia, como no período chuvoso, há migração *onshore/ offshore* dos sedimentos, com preenchimento das calhas e o aplainamento da zona de intermaré (Pedreros *et al.*, 1996; Michel & Howa, 1999; Alves, 2001).

60 | Não foram feitas medidas diretas do transporte sedimentar, porém, é possível tecer algumas inferências à respeito. Segundo Souza Filho (2001), na praia de Ajuruteua, ocorrem mudanças na deriva litorânea de um setor a outro, onde existem duas direções preferenciais, devido principalmente, às variações na orientação da linha de costa e nas condições oceanográficas. A migração dos canais de maré, e da foz destes canais ao longo da costa têm sido utilizadas para determinar a direção da deriva litorânea.

Seymour & Castel (1989) testaram alguns modelos de predição de transporte *crosshore*. Em semelhança aos valores limites, por estes autores fixados, os valores da praia de Ajuruteua enquadram-se muito bem, o que pode mostrar que, esta praia possui um padrão sazonal bem característico no transporte *onshore/ offshore*. Dentre estes modelos, está o de Short (1979), que leva em conta as características das ondas na zona de arrebentação. De acordo com o modelo deste autor, na praia de Ajuruteua, durante o período seco, ocorre transporte *onshore*, e durante o período chuvoso, o transporte é *offshore*.

De acordo com a morfologia das feições costeiras e com as análises dos modelos de predição de transporte, pode-se chegar a um padrão de uma célula de circulação

para a praia de Ajuruteua (figura 11a). Este padrão parece obedecer ao sistema de correntes de retorno com ondas normais à costa, proposto por Sonu (1972), haja visto que, durante as etapas de campo, nenhuma obliquidade foi observada na direção das ondas incidentes e a morfologia dos perfis poderia ser considerada como a zona de *shoaling*, situada entre as duas calhas, que seriam as morfologias dos perfis praias de Ajuruteua (Alves, 2001).

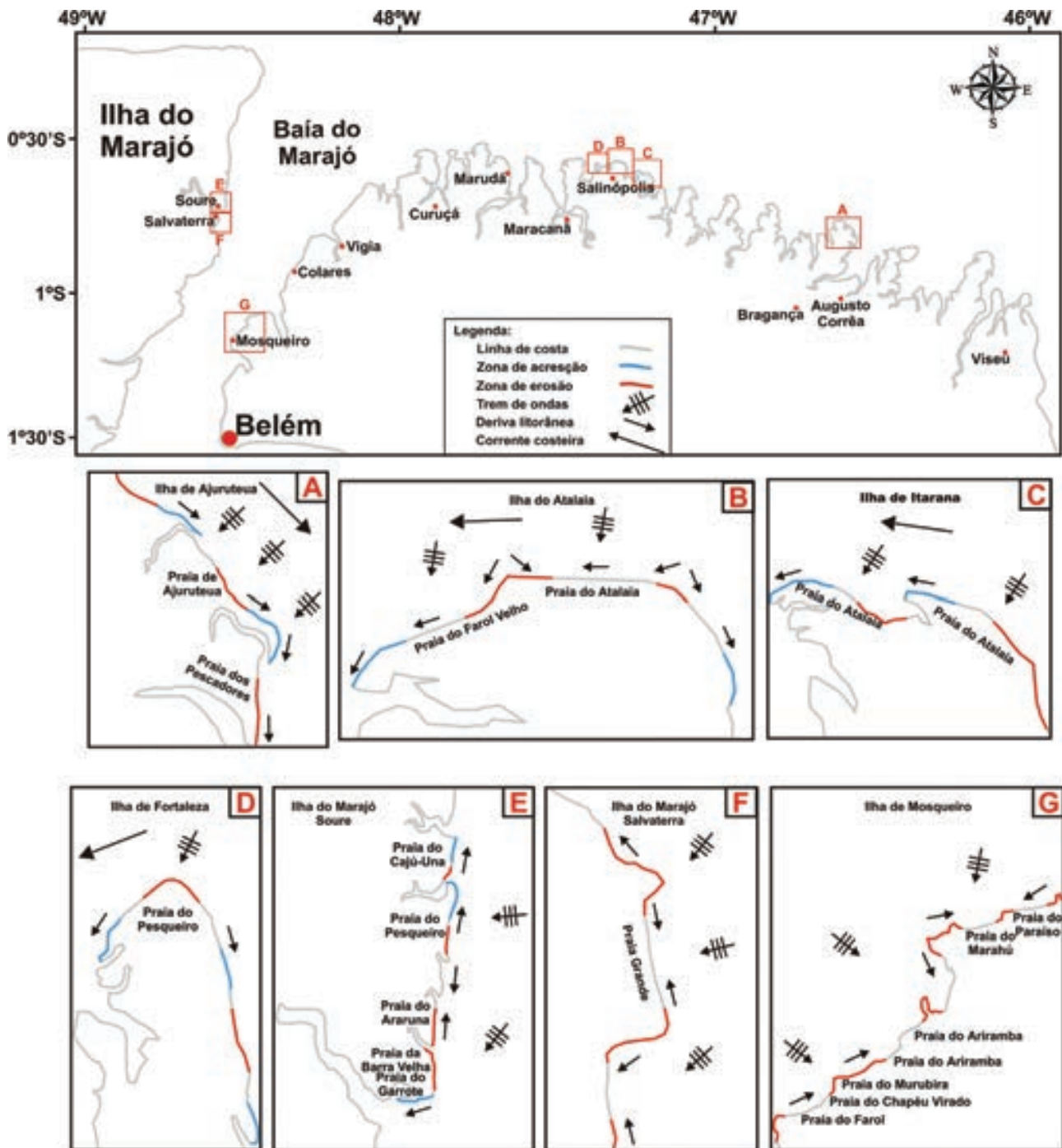


Figura 11. Células de deriva litorânea proposta para as praias da ZCEP, com base na observação visual e medida do clima de ondas e na morfologia das feições costeiras (Geoindicadores).

A incidência de ondas que chegam normais à costa, a ação constante de ventos alísios de NE, a configuração das formas costeiras com suas terminações e orientações (esporão arenoso da praia do Pescador e as extremidades recurvadas da praia de Ajuruteua), além das mudanças na direção do curso dos deltas de maré vazante, sugerem uma célula de circulação, com transporte litorâneo resultante no sentido de NW para SE (Alves, 2001) (figura 11a).

Em Salinópolis, na praia do Atalaia, a incidência de ondas normais a costa produzem correntes de deriva no sentido W-E, o que pode ser mostrado pela existência de um pontal arenoso na parte leste desta praia. Já na praia do Farol Velho, no seu limite com a praia do Atalaia, ocorre um promontório que causa refração nas ondas, gerando duas correntes de deriva. Nesta praia, o transporte litorâneo é de NE-SW (figura 11b).

Na Ilha de Itarana, nas praias da Baixinha e do Cueiral, o comportamento da deriva litorânea é similar para as duas praias, onde a incidência das ondas é normal à costa e o sentido da circulação hidrodinâmica é de E-W, evidenciado pelo crescimento de pontões arenosos nesta direção (figura 11c). Entretanto, na Ilha e Fortaleza, na praia do Castelo, a incidência das ondas é oblíqua, gerando uma refração de ondas, que por sua vez, criam duas células de deriva de direção NE-SW e NW-SE (figura 11d).

Na Ilha do Marajó, a posição da área estuarina torna-se complexa, no entanto, pode-se considerar que a incidência das ondas sobre as praias de Soure apresentam o seguinte comportamento, incidência normal a costa nas praias de Caju-Una e Pesqueiro, causando deriva em direção ao norte e nas praias de Araruna, Barra Velha e Garrote, incidência oblíqua de ondas no sentido NE-SW e da circulação hidrodinâmica do rio Paracauari causam uma circulação cujo deriva é posicionada em direção ao S-SE (figura 11e). Na praia Grande em Salvaterra, é possível observar que a incidência de ondas se faz no sentido NE-SW, atingindo principalmente os promontórios, que influenciam na circulação hidrodinâmica. Ao atingirem os promontórios, as ondas refratam e geram células de circulação distintas de cada lado do promontório (figura 11f).

De acordo com El-Robrin (2001), na Ilha do Mosqueiro, as praias estuarinas do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso (figuras 08 e 13) não apresentaram sazonalidade marcante, registrando, assim, episódios de perdas e ganhos indiferentes às estações do ano, com exceção da praia do São Francisco, que apresentou um comportamento similar das praias do Murubira, Chapeu Virado, Farol (perda em março e ganho em setembro). A praia do Ariramba apresentou um comportamento inverso ao das praias do Murubira, Chapeu Virado, Farol, o que sugere um provável transporte efetivo de sedimentos paralelamente a praia, com sentidos se invertendo ciclicamente ao longo do tempo (figura 11g).

7. TIPOLOGIA DAS PRAIAS E ÍNDICE DE MOBILIDADE (PRAIAS OCEÂNICAS: SETOR COSTA ATLÂNTICA DO SALGADO; E PRAIAS ESTUARINAS: SETORES INSULAR ESTUARINO E CONTINENTAL ESTUARINO: ILHAS DO MOSQUEIRO E MARAJÓ)

A tipologia das praias é altamente influenciada pela sua localização na linha de costa e sua morfologia depende intimamente dos processos hidrodinâmicos oceânicos (setor costa atlântica do Salgado), e estuarinos (setores insular estuarino e continental estuarino) que atuam na ZCEP (figura 12).

As praias oceânicas têm geralmente um traçado retilíneo, apresentando suas extremidades recurvadas. As praias estuarinas, por sua vez, são caracterizadas pela forma retilínea a convexa, são estreitas e geralmente formam enseadas, além de diminuírem suas larguras em direção aos pontões rochosos, caracterizando orlas marcadas por sucessivos pontões e enseadas.

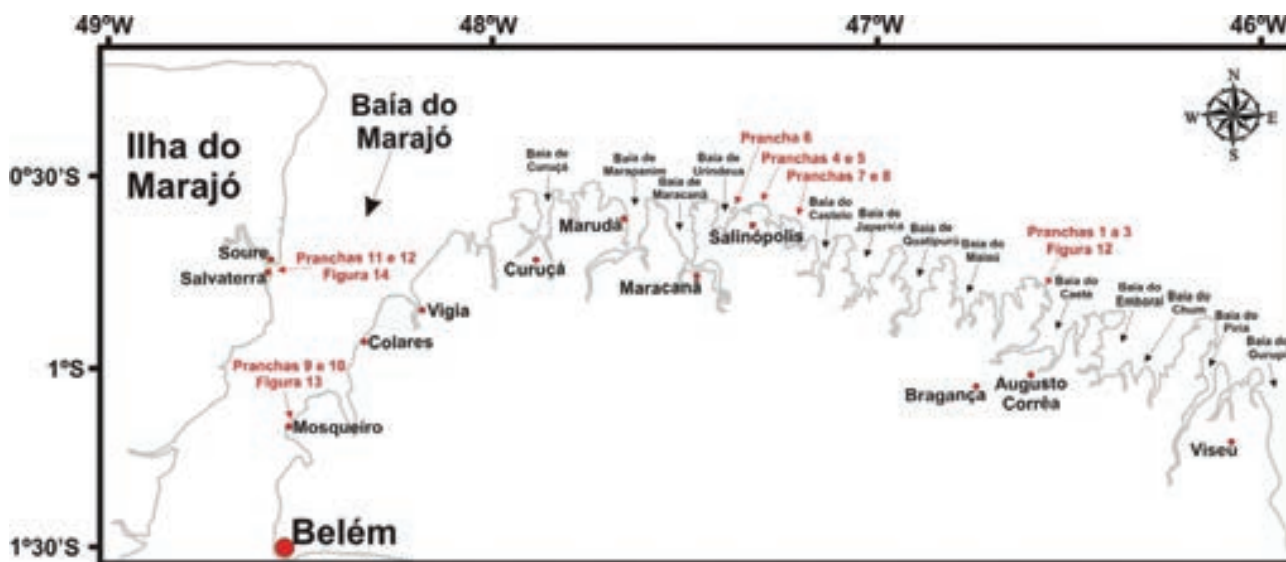


Figura 12. Mapa de localização dos perfis praias da ZCEP, das pranchas e estampas.

Praias oceânicas: Setor Costa Atlântica do Salgado

Os levantamentos topográficos dos perfis praias oceânicos revelaram que a maioria das praias caracterizam-se por apresentar uma baixa declividade com valores entre 1°30' e 3°, tendo como valor médio 1°52' (figuras 07 e 12). Estes valores condizem com a granulometria e o nível de energia da praia.

Ao longo da zona costeira paraense, que possui aproximadamente 600 km de extensão e 20 km de largura média, as únicas irregularidades que interrompem a homogeneidade das praias são as “rias” e os canais de maré, que configuram deltas de maré vazante.

As praias oceânicas da zona costeira paraense são praias de macromarés e, baseando-se nos níveis relativos de maré de Wright *et al.* (1982), são divididas em: (1) zona de supramaré: que se estende à partir do nível de maré alta de sizígia, que coincide com a escarpa das dunas, até o limite das dunas vegetadas; (2) zona de intermaré: que ocorre entre os níveis de maré alta e baixa de sizígia. Esta zona é subdividida em três subzonas: de intermaré superior, média e inferior; além da zona de inframaré, que consiste na área mais baixa do perfil praial, e ocorre sob o nível de maré baixa de sizígia, estendendo-se até a zona de arrebentação.

Utilizando-se dos conceitos morfodinâmicos, constata-se que na maior parte do tempo, as praias oceânicas apresentam-se dissipativas ou intermediárias (*ridge and runnel* ou *low tide terrace*), onde seu perfil transversal possui uma declividade suave, além de uma larga zona de surfe, em geral, apresentando duas linhas de arrebentação, indicando a ocorrência de barras paralelas.

Durante o período seco, parte dos sedimentos que constituem estas barras é transferida lentamente em direção às praias, que passam a desenvolver, na zona de intermaré, uma morfologia do tipo crista e calha (*ridge and runnel*) de relevo variado. Este estado morfológico é comum neste período e interrompido por eventos de alta energia, como marés equinociais de sizígia, associadas a ondas altas, que removem grande parte do material sedimentar das praias para as zonas de inframaré. Na figura 13, observam-se os perfis praiais médios e seu respectivo período.

Os perfis praiais de Ajuruteua apresentam uma zona de intermaré superior com uma largura média entre 35 e 45 m, limitada, em alguns trechos, por um campo de dunas frontais de 1,5 a 3 m de altura. Este campo de dunas, porém, não ocorre em outros perfis, devido à construção de casas e pousadas neste trecho. No período chuvoso, ocorre erosão das dunas frontais, formando-se escarpas praiais de 1,8 a 3 m, a morfologia dos perfis causa recuos de até 25 m na linha de costa, seu gradiente médio varia de 1:33 a 1:46. A zona de intermaré média, por sua vez apresenta uma largura variando de 98 a 130 m e seu gradiente médio fica entre 1:52 e 1:65. Esta zona é caracterizada por um sistema de crista e calha (*ridge and runnel*) suave, paralelo à linha de costa. A calha de 40 a 50 cm de profundidade ocorre numa distância de cerca de 100 m a partir da linha de maré alta de sizígia. No período chuvoso, porém, esta calha sofre um preenchimento devido ao deslocamento da crista arenosa em direção à praia, o que leva ao aplainamento da zona de intermaré média. A zona de intermaré inferior apresenta um gradiente variando de 1:33 a 1:42.

No setor costa atlântica do Salgado, novas praias estão sendo objeto de estudos como as praias do Atalaia, Corvina, Marudá, Maiandeua, Princesa e do Marco, que trarão novas informações para o conhecimento da zona costeira paraense.

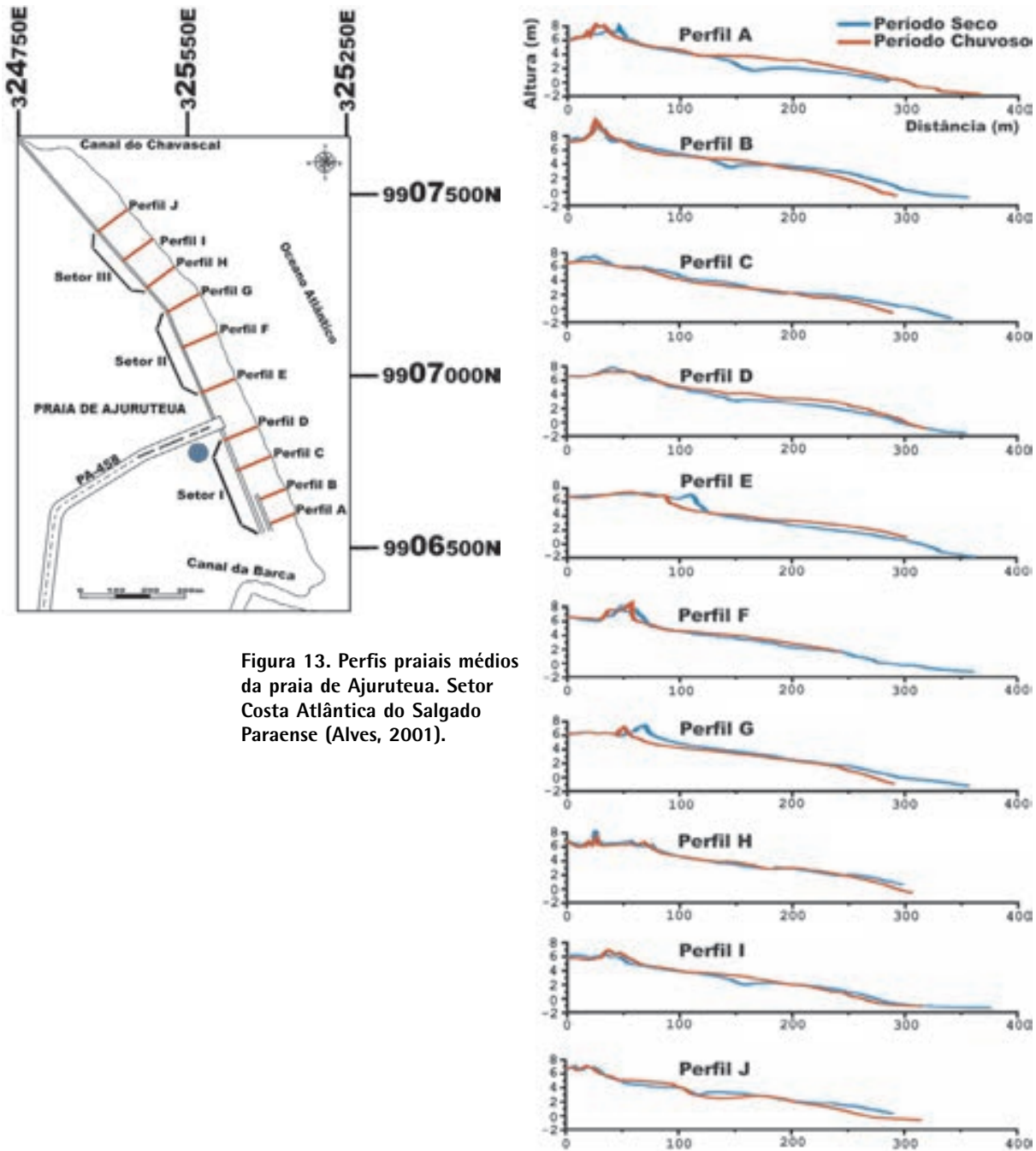


Figura 13. Perfis praias médios da praia de Ajuruteua. Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense (Alves, 2001).

Praias estuarinas: setores insular estuarino e continental estuarino

A presença sucessiva desses promontórios exerce uma influência importante sobre as ondas e as correntes de marés, na dispersão e deposição dos sedimentos e, por conseguinte, na evolução da linha de costa, pois os promontórios não só capturam a energia da onda, causando um raio de convergência, mas também têm uma tendência para impulsionar os fluxos de maré, criando um redemoinho de maré (Robinson, 1983 *apud* Carter, 1988).

Na Ilha do Mosqueiro, as praias apresentam estreitas faixas de pós-praia, com algumas escarpas na zona de intermaré (praias de São Francisco e Marahu) (figuras 08, 12 e 14), sendo mais largas e íngremes, caracterizando praias refletivas, com exceção das praias do São Francisco e Paraíso, de menor declividade, constituindo praias de terraços de maré baixa. A morfologia de algumas praias é marcada pela presença de algumas barras internas (praias do Ariramba, Marahu, Farol e Chapéu Virado), e barras arenosas no início da zona de inframaré (praias do Ariramba e Marahu), com granulometria variando desde areia grossa até fina (El-Robrin, 2001). Estas areias de praias apresentam similaridades com a seqüência estratigráfica local, representada pelos sedimentos do Grupo Barreiras, que aflora em muitas praias durante a baixamar, e os sedimentos pós-barreiras (Sá, 1969). Na figura 14, observam-se os perfis praias médios e seu respectivo período na Ilha do Mosqueiro. Algumas destas praias estão próximas a assentamentos urbanos, apresentando, no

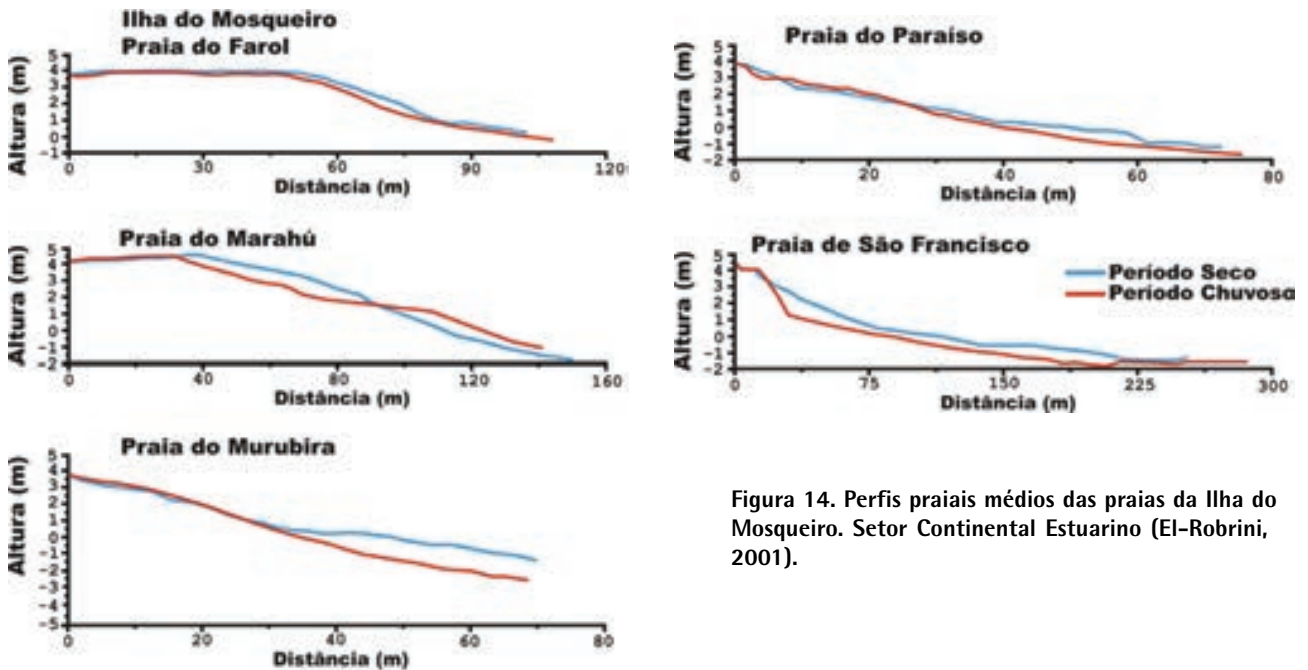


Figura 14. Perfis praias médios das praias da Ilha do Mosqueiro. Setor Continental Estuarino (El-Robrin, 2001).

66

entanto, diferenças na distribuição de infra-estrutura em seu entorno. Algumas apresentam esgotos a céu aberto, que deságuam diretamente nas referidas praias. El-Robrin (2001) mostra que os amostras de sedimentos das praias do Farol, Chapéu Virado, Murubira, Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso apresentam variedade granulométrica, com o domínio de areia média, seguida de amostras arenosas grossas e finas, devendo ocorrer nas praias da Ilha do Mosqueiro, alguma troca de sedimentos entre as mesmas. A predominância de areia média foi explicada pela baixa energia diária de ondas ($H_b=0,8$ m), o que contribui para a não remoção de partículas mais grossas, não havendo nenhum mecanismo para deposição de areia fina entre períodos de maior energia e, por não ocorrer ondas de *swell* longas, planas, que normalmente são responsáveis pelo transporte de sedimentos finos.

As praias do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso não apresentam uma sazonalidade marcante, provavelmente, por ser um setor de maior atividade hidrodinâmica, o contrário ocorre com as praias do Farol, Chapéu Virado e Murubira, que apresentam um comportamento mais sazonal, com estreitamento do perfil em março (período chuvoso) e engordamento em setembro (período seco) (El-Robrini, *op cit.*) (figura 14).

Quanto aos parâmetros estatísticos dos sedimentos destas praias, as respostas são similares, com sedimentos de areia média, bem selecionada, aproximadamente simétrica e mesocúrtica. Os parâmetros estatísticos para cada zona do perfil, não variam muito, com predomínio de areia média na zona de supramaré, areia fina na zona de intermaré inferior e areia grossa somente nas zonas de intermaré, aumentando em ocorrência, da zona de intermaré superior para a zona de intermaré inferior. Na zona de supramaré, predominou areia média, com algumas frações finas encontradas em junho e setembro. Na intermaré superior, há maior frequência também de areia média, com ocorrência, no entanto, de areia grossa e areia fina, em junho e setembro.

A zona de intermaré inferior apresenta um comportamento mais condizente com a sazonalidade, com predomínio de areias grossas em março (maior energia), areia média em junho (período intermediário) e areia fina em setembro (menor energia). Essa maior oscilação no nível de energia nesta zona, talvez seja em virtude de encontrar-se em constante retrabalhamento.

As praias estuarinas da Ilha do Marajó são caracterizadas pela forma retilínea a convexa, sendo que a largura alcança uma faixa de 420 m e um gradiente médio entre 1:52 e 1:95 (Soure), a 60 m e um gradiente de 1:6 e 1:23 (Salvaterra) (Figuras 09 e 12). Em regra geral, o perfil topográfico compreende as seguintes zonas: (i)

zona de supramaré com 20 m de largura; (ii) zona de intermaré com 420 m de largura máxima e (iii) de zona de inframaré com 50m de largura (França, 2003). Na figura 15, observam-se os perfis praias médios e seu respectivo período na Ilha do Marajó.

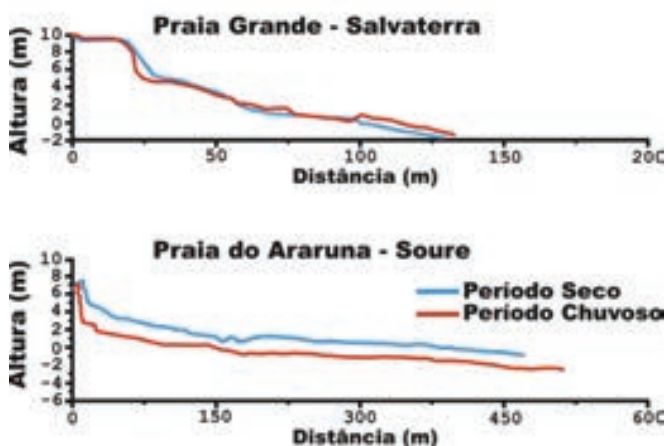


Figura 15. Perfis praias médios das praias da Ilha do Marajó. Setor Insular Estuarino (França, 2003).

8. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS COM TENDÊNCIA EROSIVA, *BYPASS* E ACREÇÃO

Apenas trechos do litoral do Pará são abordados: Litoral de Bragança e Salinópolis, Ilha do Mosqueiro e Margem Leste da Ilha do Marajó (Soure e Salvaterra) (figura 11). Segundo Souza Filho & Paradella (2001), a linha de costa de Bragança foi sujeita a severos processos de erosão, acreção, e ainda alguns setores permaneceram sem mudanças.

Na Ilha do Mosqueiro, estudos recentes (El-Robrini, 2001) indicam que os processos de erosão e de progradação nas praias estuarinas são cíclicos. Nos períodos chuvoso (março) e seco (setembro), a princípio ocorre retrogradação praial e engordamento praial, respectivamente.

Erosão

A erosão praial é um dos fenômenos mais impressionantes entre os processos costeiros, que acabou transformando-se em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo. Segundo BIRD (1985, *apud* Souza & Angulo, 1997), mais de 70% das costas arenosas têm exibido uma tendência erosiva nas últimas décadas, menos de 10% apresentam progradação de 20-30% e mostram-se estáveis. Trabalhos descritivos de erosão na zona costeira paraense são escassos, as primeiras investigações sobre este tema se iniciaram no ano de 2000 (Souza Filho *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2000).

68

Esta tendência à erosão das praias arenosas, nos dias de hoje, têm sido discutidas por numerosos autores, e a maioria deles admite um aumento do nível do mar relativo, como causa mais importante. Komar (1983) sugeriu que a erosão costeira é o resultado de uma complexa interação entre os processos físicos, bem como de movimentos combinados de águas induzidos pelas ondas incidentes e de tempestades, marés e correntes litorâneas, interagindo com a costa.

Short (1979), Wright *et al.* (1979), Short & Hesp (1982), Alves (2001) e El-Robrini (2001) sugeriram que os estados morfodinâmicos da praia e da zona de surfe são também outros fatores importantes nos processos erosivos de escala local e de curta duração. Silva *et al.* (2000) estudaram a praia dos Pescadores (NE do Pará) e descreveram as mudanças ocorridas neste ambiente, caracterizando as correntes estuarinas e a deriva litorânea, a causa dos processos erosivos que retrabalharam as areias removidas da linha de costa. Souza Filho *et al.* (2000) descrevem os efeitos da ocupação desordenada na planície costeira bragantina (NE do Pará) e propõe soluções para minimizar os problemas decorrentes da erosão. Segundo os mesmos autores, os processos naturais atuantes na planície costeira bragantina, são extremamente

energéticos, o que vem propiciando intensas modificações na paisagem costeira. Souza Filho & El-Robrini (1997) observaram que a posição geográfica do NE do Pará (0-1°S), aliada às suas reentrâncias e à grande extensão da Plataforma Continental do Pará, proporcionam o desenvolvimento de um ambiente de alta energia, dominado por macro-marés semidiurnas, ondas geradas por ventos alísios de NE, correntes de maré de vazante de SE-NW e correntes de maré de enchente de NW-SE.

Os perfis praias levantados na ZCEP indicam que a praia está sendo afetada por processos erosivos, decorrentes, principalmente, da ação das marés equinociais de sizígia, que amplificam a energia das ondas (pranchas 1 a 12).

A erosão ocorre em todos os setores da costa, porém, na praia de Ajuruteua, o setor mais prejudicado é o setor central, que vem sendo submetido a um forte processo erosivo, devido à fortes ondas com alturas de até 1,5 m, e uma amplitude de maré de aproximadamente 6 m, que expôs pousadas e casas de veraneio, antes situadas no pós-praia, à erosão na zona de intermaré (pranchas 2 e 3).

Estas condições propiciaram um recuo de linha de costa de até 25 m (09/1999-06/2000) (Alves, 2001). Nos outros setores, esta variação é menor e o recuo médio da linha de costa é de 4 e 3 m, respectivamente. Durante eventos de maré de sizígia, observou-se um recuo médio de 27 m, onde em certos trechos houve rompimento do campo de dunas frontais, formando um leque de lavagem (*washover fan*) sobre a zona de supramaré (pós-praia). No entanto, Souza Filho & Paradella (2001) mostram que no período de 1972 e 1998, as áreas que sofreram o maior recuo de costa são a Ponta de Maiaú e praia de Buçucanga, respectivamente de 1.500 m e 1.250 m \pm 28 m, sendo que estes trechos recebem pouco ou não sedimentos lamosos. Segundo os mesmos autores, o processo sedimentar responsável pelo recuo da linha de costa é relacionado a migração das planícies arenosas em direção ao continente.

Outro fator relacionado à erosão, segundo Duncan (1964), é a perda de sedimentos, devido à entrada e saída da maré na zona subsaturada, onde, durante os períodos de maré baixa, ocorre a retirada de sedimentos através de uma ampla rede de marcas de escorrimento (*rill marks*). Essas feições são muito bem observadas, durante o período chuvoso, quando do aumento da precipitação e acúmulo de água na zona de supramaré e também o conseqüente aumento do lençol freático, que aflora nas praias, acabam por destruir a duna frontal gerando sangradouros (prancha 3 estampa 6).

Os minerais pesados também têm sido utilizados como indicadores de erosão. Frihy & Komar (1993), observando as praias do delta do Nilo, conseguiram relacionar zonas de erosão da linha de costa e mostraram que há uma grande correlação com a distribuição e concentração de minerais pesados (*placers*), nas áreas sujeitas à erosão. Segundo estes autores, com a erosão mais atuante, haverá uma concentração mais alta de minerais pesados.

Depósitos de minerais pesados podem ser observados em todas as praias paraenses. Em Ajuruteua, a acumulação destes minerais ocorre, principalmente, na base das dunas frontais.

Na Ilha do Mosqueiro, El-Robrinini (2001) mostra que os processos de erosão e de progradação nas praias estuarinas são cíclicos. Nos períodos chuvoso (março) e seco (setembro), a princípio ocorre retrogradação praial e engordamento praial, respectivamente.

O pós-praia em praticamente todas as praias recuou durante o período chuvoso (março):

- ▶ praia do Paraíso (figura 14F), o pós-praia passa de 18,50 m (período seco) para 6,62 m (período chuvoso);
- ▶ praia do Farol (figura 14C, prancha 10 estampas 5 e 6), o pós-praia passa de 57,27 m (período seco) para 51,46 m (período chuvoso).

Entretanto, a zona de intermaré sofreu também erosão, como é mostrado na:

- ▶ praia do Paraíso (figura 14F), a largura passa de 7,35 m (período chuvoso) a 85,26 m (período seco);
- ▶ praia do Murubira (figura 14E), a largura passa de 23,75 m (período chuvoso) a 36,50 m (período seco).

De acordo com França (2003), toda a margem leste da Ilha do Marajó (Soure e Salvaterra) sofreu o predomínio da erosão nos últimos 15 anos, sendo um total de 2.02 km² de áreas erodidas e 0.61 km² de áreas progradadas (pranchas 11 e 12).

Acreção

No setor próximo às margens do canal da Barca na praia de Ajuruteua (figura 11A), um amplo delta de maré vazante funciona como armadilha de sedimentos, propicia o suprimento e a deposição dos mesmos, protegendo este setor dos processos de erosão.

Outro fator condicionante é o controle climático exercido no campo de dunas frontais. Os fortes ventos alísios que sopram continente adentro, seriam os responsáveis, durante o período seco, pela migração e acumulação de sedimentos nas dunas frontais, sendo, este processo interrompido durante a estação chuvosa.

Segundo Souza Filho (2001), durante a maré baixa, o retrabalhamento pelo vento das areias da zona de intermaré, possibilita a formação de pequenas acumulações arenosas na escarpa de praia, que formam pequenas dunas, e provocam o alargamento da berma praial. Segundo Souza Filho & Paradella (2001), o processo de acresção é registrado na Ponta de Picanço, onde a linha de costa migrou no período

de 1972 a 1998 de 1.250 m *offshore*. Ainda, segundo os mesmos autores, ilhas, a exemplo da Ilha de Maciel migrou de 1.000 m no mesmo período.

Sob condições normais, algumas plantas podem colonizar estas dunas dentro de pouco tempo. Seu contínuo crescimento estabiliza as dunas, protegendo o litoral contra a erosão e, por conseguinte, propiciando uma acresção da linha de costa.

Nas praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro, o processo de acresção é também cíclico (El-Robrini, 2001).

De acordo com França (2003), toda a margem leste da Ilha do Marajó (Soure e Salvaterra) sofreu o predomínio da erosão nos últimos 15 anos, sendo um total de 2 km² de áreas erodidas e 0,6 km² de áreas progradadas.

9. TAXAS DE EROSIÃO/ PROGRADAÇÃO COM INCLUSÃO DE ÍNDICE DE MOBILIDADE

Os balanços negativos (perdas sedimentares) estão relacionados, principalmente, às zonas de intermaré superior dos perfis praiais, quando ocorre erosão das dunas frontais.

Os balanços positivos (ganhos sedimentares) são justificados pela migração de bancos arenosos e retrabalhamento dos sedimentos pelas marés de sizígia que retiram os sedimentos da zona de intermaré superior, transportando-os para as zonas de intermaré média e inferior.

Na zona praial de Bragança, o perfil topográfico A (figura 13), localizado às proximidades do delta de maré vazante do canal da barca, é o que possui o maior balanço positivo, justificado pela migração dos bancos arenosos do delta de maré vazante em direção a este perfil.

Apesar de submetidos à erosão, os perfis praiais (figura 13), apresentaram um balanço positivo, em sua variação de volume (50,14 e 22 m³/m, respectivamente). O Setor II (figuras 13B), por sua vez, submetido a um severo processo de erosão, apresenta um balanço negativo (47,65 m³/m).

Parte destes sedimentos do Setor II podem ter sido deslocados pelas correntes de maré, para os outros dois setores, haja visto que, ambos também sofrem erosão, que é menos intensa no Setor I (figura 13a).

Na Ilha do Mosqueiro, verificou-se que as praias estuarinas do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso (figura 08, prancha 9 e estampas 1 a 5, Prancha 10 e Estampas 1 a 2), situadas à N/NE da Ilha, apresentaram episódios de perdas e gan-

hos indiferentes às estações do ano (El Robrini, 2001), onde foi verificada uma maior capacidade de transporte nestas praias. As praias situadas mais a S-SW da Ilha, praias do Farol, Chapéu Virado, Murubira (figura 08, prancha 10 e estampas 3 a 6), ao contrário, revelaram um comportamento mais sazonal, com estreitamento do perfil em março (mais chuvoso), quando as ondas, associadas às marés de sizígia, tornam-se mais altas nessa área, facilitando desta forma, a retirada de sedimentos da zona de intermaré e engordamento em setembro (menos chuvoso, menor energia de ondas), quando esse material arenoso é novamente remanejado para a zona de intermaré.

Em geral, as praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro, apresentaram uma variedade granulométrica, com o domínio de areia média, devendo haver nas mesmas alguma troca de sedimentos entre as mesmas. Nas praias do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso (figura 08, prancha 9 e estampas 1 a 5), houve predomínio de erosão, mais expressivo em setembro, período de maiores velocidades do vento, aumentando a capacidade de transporte nesse setor. Nas praias do Farol, Chapéu Virado e Murubira (figura 08, prancha 10 e estampas 3 a 6), houve tendência a deposição, em março e setembro. Levando-se a deduzir, que ocorre um transporte longitudinal ao longo das praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro, em períodos distintos, sendo, no entanto, menor nas praias do Farol, Chapéu Virado e Murubira (figura 08, prancha 10 e estampas 3 a 6), situadas na porção mais baixa da Ilha (S-SW).

Na Ilha do Marajó, em particular na margem leste (Soure e Salvaterra), as análises multitemporais de médio período (1986–2001) (França, 2003) mostram que as áreas erodidas passaram de 0,89 km² (1986-1995) para 0,38 km² (1995-1999) e 0,75 km² (1999-2001). No entanto, a mesma autora mostra que as áreas em progradação variaram de 0,21 km² (1986-1995) para 0,32 km² (1995-1999) e 0,08 km² (1999-2001).

Pranchas 1 a 8. Praias oceânicas do Estado do Pará

PRANCHA 1

Estampa 2. Vista aérea parcial da praia de Ajuruteua (Bragança – PA).

Estampa 1. Vista aérea da praia de Ajuruteua (Bragança – PA).



Estampa 4. marcas onduladas indicando o fluxo das correntes nas calhas (runnels) situadas na zona de intermaré da praia de Ajuruteua (Bragança – PA).

Estampa 3. calhas (runnels) situadas na zona de intermaré da praia de Ajuruteua (Bragança – PA).



Estampa 5. cordões de dunas frontais de 1 a 3m na praia de Ajuruteua (Bragança – PA).

PRANCHA 2

Estampas 1 a 6. erosão costeira causando déficit de sedimentos da zona de intermaré superior. Notar diferença na altura verificada entre os períodos seco (período de acresção – Estampas 1, 3 e 5) e chuvoso (período de erosão – estampas 2, 4 e 6) na praia de Ajuruteua (Bragança – PA).

Estampa 1



Estampa 2



Estampa 3



Estampa 4



Estampa 5

Estampa 6

PRANCHA 3

Estampas 1 a 4. atividade erosiva das ondas atuando diretamente sobre as casas e pousadas durante as marés de sizígia durante o período chuvoso (período de erosão – Estampas 2, 4 e 6) na praia de Ajuruteua (Bragança – PA).



Estampa 1



Estampa 2



Estampa 3



Estampa 4



Estampa 5. Atividade erosiva das ondas que derrubaram um poste, antes situado na zona de supramaré na praia de Ajuruteua (Bragança – PA).



Estampa 6. Sangradouros formados na zona de supramaré, causados pelo grande volume de água gerado por intensa precipitação no período chuvoso (período de erosão).

PRANCHA 4



Estampas 1 e 2. Vistas aéreas da praia do Atalaia (Salinópolis – PA).



Estampa 4. Destruição da cerca de proteção da casa na praia do Atalaia (Salinópolis – PA).



Estampa 3. Erosão causando desmoronamento de blocos das falésias da formação do Grupo Barreiras na praia do Atalaia (Salinópolis – PA).



Estampas 5 e 6. Enrocamentos e sacos de areia como forma de proteção às atividades erosivas na praia do Atalaia (Salinópolis – PA).

PRANCHA 5



Estampa 1. Enrocamentos substituindo o muro de arrimo destruído como forma de proteção às atividades erosivas na praia do Atalaia (Salinópolis – PA).



Estampa 2. Sacos de areia como forma de proteção às atividades erosivas na praia do Atalaia (Salinópolis – PA).

Estampa 3. Estruturas de concreto na forma de muros de arrimo para a proteção às atividades erosivas na praia do Atalaia (Salinópolis – PA).



PRANCHA 6



Estampas 1 e 2. Dunas frontais situado na zona de intermaré média na praia da Corvina (Salinópolis – PA).



Estampas 3 e 4. Calha (runnel) de 1,55m de profundidade aproximada situado na zona de intermaré média na praia da Corvina (Salinópolis – PA).

PRANCHA 7



Estampas 1 e 2. Vista aérea da praia do Castelo na (Ilha de Fortaleza – PA).

PRANCHA 8

Estampa 1. Vista da praia do Pilão (Ilha de Fortaleza – PA).



Estampas 2 e 3. Manguezais soterrados após o recuo da praia na praia do Pilão (Ilha de Fortaleza – PA).



Estampas 4 e 5. Erosão causada por atividades de ondas no arenito pilões causando fragmentação em blocos na p raia do Pilão (Ilha de Fortaleza – PA).

Pranchas 9 a 13: Praias estuarinas do Estado do Pará

PRANCHA 9



Estampas 1 e 2. Erosão costeira originando recuo da linha de costa e causando destruição de árvores e barracas na praia do Marahú (Ilha do Mosqueiro – PA).



Estampa 3. Sacos de areia como forma de proteção da linha de costa na praia do Marahú (Ilha do Mosqueiro – PA).



Estampa 4. Erosão costeira mostrando o recuo da praia em direção à estrada na praia do Marahú (Ilha do Mosqueiro – PA).



Estampa 5. Vista geral da praia de São Francisco mostrando berma, crista e calha (ridge e runnel) (Ilha do Mosqueiro – PA).

78

PRANCHA 10



Estampa 1. Vista geral da praia do Ariramba (Ilha do Mosqueiro – PA).



Estampa 2. Falésias de 3,5m de altura esculpidos nos sedimentos arenó-argilosos do Grupo Barreiras na praia do Ariramba (Ilha do Mosqueiro – PA).

Estampa 3. Vista parcial da praia do Chapéu Virado (Ilha do Mosqueiro – PA).



Estampa 4. Vista parcial da praia do Chapéu Virado, mostrando um afloramento do lençol freático na zona de intermaré (Ilha do Mosqueiro – PA).

Estampa 5. Vista parcial da praia do Farol (Ilha do Mosqueiro – PA).



Estampa 6. Vista geral da praia do Farol (Ilha do Mosqueiro – PA).

PRANCHA 11



Estampas 1 e 2. Erosão causada pelos processos erosivos do conjunto ondamaré, na praia do Pesqueiro (Ilha do Marajó – PA).



Estampa 3. Manguezais soterrados pelo recuo da praia na praia do Araruna (Ilha do Marajó – PA).



Estampa 5. Vista geral da praia do Garrote (Ilha do Marajó – PA).



Estampa 6. Vista geral da praia do Araruna (Ilha do Marajó – PA).

PRANCHA 12



Estampa 1. Vista geral da praia Grande em Salvaterra (Ilha do Marajó – PA).



Estampas 2, 3 e 4. Erosão causada por atividades de ondas gerando desmoronamentos das falésias na formação do Grupo Barreiras na praia Grande em Salvaterra (Ilha do Marajó – PA).



Estampas 5 e 6. Vista parcial da praia Grande e erosão costeira, originando recuo das falésias e queda de árvores na praia Grande em Salvaterra (Ilha do Marajó – PA).

CONCLUSÃO

A síntese dos trabalhos (relatórios, trabalhos de conclusão de curso, teses de mestrado e doutorado, artigos publicados) permitiu obter uma visão regional sobre a dinâmica da ZCEP (Setores 1, 2 e 3). A ZCEP sob forma de “falsas rias” está inserida num forte contexto estrutural, sendo esta subdividida em dois trechos: (i) o primeiro (Golfão Marajoara até São João de Pirabas) está esculpido em terrenos altos (sedimentos do Grupo Barreiras), em contato com as águas e (ii) o segundo, em terrenos baixos, formando extensas planícies costeiras lamosas, densamente colonizadas por manguezais. Assim, os dois setores reagem de uma maneira diferente aos processos (hidrológicos, meteorológicos, oceanográficos e antrópicos).

O Setor I (figuras 01 e 02A) é ocupado por várias unidades e sub-unidades: (i) Planalto Costeiro, (ii) Planície Costeira (manguezais, *cheniers*, Dunas Costeiras, Deltas de Maré, Praias-barreiras), o Setor II – Ilha do Marajó (Figuras 01 e 09) é formado basicamente pelo: (i) Planalto Rebaixado da Amazônia ou Pediplano Pleitocênico (ii) a Planície Amazônica, com um relevo plano e baixo e o Setor III – Ilha do Mosqueiro (figuras 01 e 08) está estruturado da seguinte forma, de acordo com Silva (1975) e Costa & El-Robrini (1992): (i) ao Norte/ Nordeste, ocorrem os Terraços Aluviais Pleistocênicos e (ii) ao Sul/ Sudeste, a Planície Aluvial de Inundação. Assim, as praias oceânicas (Setor I) e estuarinas (Setores II e III) estão, em regra geral, instaladas em cima destas varadas unidades e sub-unidades que compõem o cenário da ZCEP. A plataforma continental interna é ocupada por importantes estruturas arenosas móveis, orientadas em particular NE-SW, o mesmo sentido das correntes de marés. Segundo El-Robrini (1990) e El-Robrini *et al.* (1992), os bancos arenosos representam estoques fósseis, atualmente remanejados pelas correntes de maré. Os mesmos autores mostram que a migração destes bancos pode alcançar velocidades de até 180 m/ano, sobretudo na Baía de São Marcos e podem representar fontes importantes de alimentação das praias oceânicas e estuarinas, sendo que para estas últimas, os sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras devem contribuir também.

A ZCEP sofre influência das ondas e marés, respectivamente com uma altura de 1-1,5m e 5m (macro-maré) na zona oceânica e 1-0,3 m e 3,38 m (meso-maré) na zona estuarina.

No conjunto de trabalhos disponíveis, não houve medições e/ou experimentos de transporte sedimentar nos Setores I, II e III, porém algumas observações mostram que no Setor I (Setor Costa Atlântica) (figura 01), em particular na praia de Ajuruteua (figuras 02A, 07, 11 12 e 13) ocorrem mudanças da deriva litorânea de um setor para outro, onde observam-se duas direções preferenciais (Souza Filho, 2001). Nos Setores II e III (Continental e Insular Estuarino), em particular na Ilha do Mosqueiro, as praias não apresentaram durante o levantamento uma sazonalidade marcante

(El-Robrini, 2001), no entanto, observou-se um provável transporte efetivo de sedimentos paralelamente a costa.

Na ZCEP, ocorre uma diferença entre as praias oceânicas (Setor I) e estuarinas (Setores II e III): as primeiras são extensas e alcançam a largura entre 400 e 800 m e são dissipativas ou intermediárias com *ridge and runnel* e as segundas são menos largas (120 m) e geralmente apresentam-se sob forma de enseadas, sendo que a largura vai diminuindo em direção aos pontões e são definidas com reflectivas e intermediárias *low tide terrace*.

Nos trechos costeiros e estuarinos, em particular nos locais estudados, se pode observar tendências erosivas e de acreção. Na praia de Ajuruteua, em particular na ponta de Maiaú e praia de Buçucanga (figuras 02a, 07, 11 e 12), houve o maior recuo, respectivamente de 1.500m e 1.250 m \pm 28 m (período de 1972 a 1998) (Souza Filho & Paradella, 2001). Segundo os mesmo autores, estas áreas são pouco providas por sedimentos. Apesar destas praias serem submetidas a eventos erosivos, registrou-se também processos de acreção na Ponta do Picanço, a linha de costa migrou de 1.250 m no sentido *offshore* (período de 1972 a 1998) (Souza Filho & Paradella, 2001).

Na Ilha do Mosqueiro, os eventos erosivos e de acreção são cíclicos (El-Robrini, 2001), sendo que durante os períodos de chuva e seco, as praias estuarinas sofrem, respectivamente retrogradação e engordamento. A título de exemplo, na praia do Paraíso, o pós-praia passou de 18,50 m (período seco) para 6,62 m (período chuvoso). Na Ilha do Marajó, os trabalhos apontam também recuo e acreção nas praias estuarinas de Soure e Salvaterra.

Em comparação aos estudos das zonas costeiras dos setores Nordeste, Central e Sul do Brasil, na região norte, os estudos são recentes, com início na década de 1990, e devem nos próximos anos trazer novos cenários.

Referências bibliográficas

- ALVES, M.A.M.S., 2001. Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua – NE do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 104p. (Dissertação de Mestrado).
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P. & MARINHO, R.K., 1990. Origem e Evolução das Bacias de Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás. Rio de Janeiro: 221-233.
- ASMUS H.E., 1981. Introdução Geral. In: Petrobrás. Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Brasileira, e suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação dos Recursos Minerais. Série Projeto Remac. n.9. Rio de Janeiro: 7-10.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1989. Cheniers and Chenier Plains: A General Introduction. *Marine Geology*, v. 90: 219-229.
- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N., 1973. Geomorfologia da Folha SA-23 (São Luís) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In Brasil: Projeto Radam Brasil. Rio De Janeiro. Cap.2: 3-26.
- BEARDSLEY R.C.J.; CANDELA, R.; LIMEBURNER, W.R.; GEYER, S.J.; LENTZ, B.M.; CASTRO, D.; CACCHIONE & CARNEIRO, N., 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. *Journal Of Geophysical Research*, 100: 2283-2320.
- CARTER, R.W.G., 1988. Coastal Environments. Academic Press. New York: 617p.
- COHEN, J.C.P, SILVA DIAS, M.A. & NOBRE, C., 1995. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. *American Meteorological Society*. 123 (11): 3129-3143.
- COSTA, A.C.L.; RIBEIRO, J.B.M. & FILHO, J.D.C., 1996. Estudo micrometeorológico em manguezais. Projeto de Pesquisa. MADAM/UFGPA/ZMT. Belém. Pará: 9p.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BERMEGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JR., P.S. & COSTA, M.L.C., 1992. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro: Carta Geológica da Folha Salinópolis (SA.23-V-A-V). IBAMA/ IDESP. Belém. Pará: P
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S. & PINHEIRO, R.V.L., 1991. Aspectos da tectônica cenozóica na região do salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: III Simpósio de Geologia da Amazônia. Resumos Expandidos. Belém. SBG-Núcleo Norte: 156-165.
- COSTA, J.B.S; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S. & JOÃO, X.S.J., 1988. Faixa de Cisalhamento Tentugal Na Folha SA-23-V-B. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. Anais. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo. v. 5: 2257-2266.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A..F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. & WANDERLEY FILHO, V.J.R., 1977. Projeto Gurupi. Relatório Final. DNPM/CPRM. Belém, v.1: 258p.
- COSTA, W.J.P. & EL ROBRINI, M., 1992. Evolução morfo-estrutural da Ilha do Mosqueiro. Baía do Marajó. Norte-Brasil. Relatório Técnico Científico Final – UFPA/CG/PROMAR:18p.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BERMEGUY, R.L.; BORGES, M.S.; SOARES JÚNIOR, A.V.; VILLEGAS, J.M.C., 2002. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Basin, Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74 (3): 1-13.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN), 1962. Cartas de Correntes de Maré: rio Pará de Salinópolis a Belém. 1. edição. Marinha do Brasil. Hidrografia e Navegação.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN), 1980. Mapa Hidrográfico Brasil, Costa Norte: Salinópolis a Belém, Escala, 1/200.000.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L., 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocadoras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (2): 98-105.
- DNPM, 1974. Mapa geomorfológico d Folha AS. 22 (Belém). Ecala 1:1.000.000. Rio de Janeiro, Prometo RADAM.
- DUNCAN, J.R., 1964. The effects of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology*. 2: 186-197.
- EGGLER, W.A. & SCHZASSMANN, H. O., 1962. Limnological Studies in the Amazon Estuary. *Boletim do Museum Paraense Emilio Goeldi, Nova Série, Geologia*, nº 1: 25p.
- EL-ROBRINI, M., 1990. Evidences of a paleo-golfe on the Pará continental shelf. PICG 274. La Plata. Argentine. Novembre 1990. Abstracts Volume: p.23.
- EL-ROBRINI, M., 1992. Evolution rapide des fonds d'une zone estuarine: le secteur d'Itaqui-Baie de São Marcos- Maranhão (Brésil). Editions IFREMER, Paris: 159-175.
- EL-ROBRINI, M., 1999. A Cobertura Sedimentar da Plataforma Continental do Norte do Brasil. Relatório do Score/NO – Programa REVIZEE: 30p.

- EL-ROBRINI, M.; FARIA JR., L.E.C.; TORRES, A.M.; SOUZA FILHO, P.W.M. & SILVA, M.S., 1992. Deposição e assoreamento das rias do nordeste do estado do Pará – Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Anais, Sessões Técnicas, São Paulo: SBG, v. 2: 79-80.
- EL-ROBRINI, M.H.S., 2001. Variabilidade morfológica e sedimentar de praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 85p. (Dissertação de Mestrado).
- EL-ROBRINI, M, LUIS ERCÍLIO DO. C.F.Jr., CARVALHO,C.A., COSTA, P.S.DA. Jr., ALVES, M.A.M.S. & EL-ROBRINI, M.H.S. (2003a). The Brazilian Northern Shelf: Physiography and Sedimentation. VI Congreso de Ciencias del Mar, MarCuba'2003. 1 al 5 de diciembre de 2003. La Habana, Cuba, bajo el lema: El mar y las costas: elementos fundamentales del desarrollo social.
- EL-ROBRINI, M, LUIS ERCÍLIO DO. C.F.Jr., CARVALHO,C.A., COSTA, P.S.DA. Jr., ALVES, M.A.M.S. & EL-ROBRINI, M.H.S. (2003b). A Plataforma Continental Norte Brasileira: Fisiografia e Sedimentação. XX SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE. 16-20 de novembro de 2003. Fortaleza.
- FEMAR, 1997. Catálogo das estações maregráficas do Brasil. Disponível em: www.femar.com.br/biblioteca/bem/indice.html. Acesso em: 15/03/2003.
- FERNANDES, G.O.L., 1988. O microfítotoplâncton no estuário do rio Paciência, Paço Lumiar, Maranhão. Bol. Lab. Hidrobiol. 8: 23-44.
- FERREIRA, C.S., 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico do Estado do Pará. In: I Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais. Belém. SBG. 1: 84-88.
- FLAGG, C.N.; GORDON, R.L.; MC. & DOWELL, S., 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the western Equatorial Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 16: 1412-1429.
- FONSECA, C.A.; PATTI, J.R.; CAMPOS, E.J.D. & SILVEIRA, I.C.A., 2000. Estudo numérico dos vórtices emitidos pela corrente norte do Brasil. Laboratório de Modelagem dos Oceanos (Lab. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP): p
- FRANÇA, C.F., 2003. Análise morfológica da porção oriental dos municípios de Soure e Salvaterra, Ilha do Marajó-PA. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 144p. (Tese de Doutorado).
- FRIHY, O.E. & KOMAR, P.D., 1993. Long-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of Nile delta, Egipt. *Marine Geology*, 115: 253-261.
- GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; LENTZ, S.J.; CANDELA, J.; LIMBURNER, R.; JHONS, W.E.; CASTRO, B.M & SOARES, I.D., 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 16: 575-616.
- GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W., 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na região bragantina, nordeste do estado do Pará. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. Camboriú. SBG. v.2: 766-771.
- GÓES, A.M., 1981. Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no NE do Pará e NW do Maranhão. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 55p. (Dissertação de Mestrado).
- IGREJA, H.L.S., 1991. Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do NE do estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências.: 192p. (Tese de Doutorado).
- INMAN, D.L. AND NORDSTRÖM, C.E., 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, v.79: 1-21.
- INNOCENTINI, V.; PRADO, S.C.C.; PEREIRA, C.S.; ARANTES, F.O. & BRANDÃO, I.N., 2000. Marulhos no litoral norte do Brasil geradas por furacões: Caso 24 de outubro de 1999. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia de 16 a 20 de Outubro. Rio de Janeiro: P
- KOMAR, P.D., 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice Hall Editors. Englewood Cliffs. New Jersey. 429p.
- KOMAR, P.D., 1983. Handbook of coastal processes and erosion. fl: CRC Press: 1-20.
- LARA, R.J., BERGER, U. & COHEN, M.C.L., 1999. Mangrove degradation by sand depositional in Bragança, northern Brazil. Symposium on Tidal Action, Tidal Processes and Tidal Effects on Coastal Evolution. VII Brazilian Association for Quaternary Studies (ABEQUA), Porto Seguro, Oct. 1999: p
- LUEDMANN, E.F., 1967. Preliminary results of drift-bottle releases and recoveries on the western tropical Atlantic. *Bol. Inst. Oceanogr.*, 16 (1): 13-22.
- METCALF, W.G., 1968. Shallow currents along the northeastern coast of South America. *Journal Of Marine Research*, 26: 232-243.
- MICHEL, D. & HOWA, H.L., 1999. Short term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. *Journal of Coastal Research*. 15 (2): 429-437
- MINISTÉRIO DE MEIO AMBIENTE, 1996. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC. Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Coordenações Estaduais do Gerenciamento Costeiro. Brasília, Programa Nacional do Meio Ambiente: 301p.
- MOREIRA FILHO; COREIRA, I.M.V. & CECY, I.C.T., 1974. Diatomáceas do rio Guamá (foz do rio Pará - estado do Pará). *Leandra Mas*. III e IV Dez. n. 4-5: 122-135.

- PALMA, J.J.C., 1979. Geomorfologia da margem continental norte brasileira. In: PETROBRÁS (Ed.). Geomorfologia da Margem Continental e das Áreas Adjacentes. Rio de Janeiro: 7-24 (Série Projeto REMAC, 7).
- PEDREROS, R., HOWA, H.L. & MICHEL, D., 1996. Application of grain-size-trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135: 35-49.
- PEREIRA, S.W.M., 1995. Mapeamento plani-altimétrico e morfo-topográfico da micro-região do salgado paraense a partir de procedimentos fotogramétricos. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 126p. (Dissertação de Mestrado).
- PINHEIRO, R.V.L., 1987. Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do estuário Guajará- Belém (PA). Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 152p. (Dissertação de Mestrado).
- REDECELPA, 1998. Relatório de climatologia: Estação de Ajuruteua. 1 disquete 3 ½ pol. Gráficos Excel/97.
- RICHARDSON, P.L.; ARNAULT, S.; GARZOLI, S. & BROWN, W.S., 1994. North Brazil Current retroflection eddies. *Journal Of Geophysical Research*, vol. 99, nº 6: 997-1014.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. E GÓES, A.M., 1989. Estudo Paleambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museum Paraense Emílio Goeldi (Ser. Bot.)* 4: 133-154.
- SÁ, J.H.S., 1969. Contribuição à geologia e aos sedimentos terciários e quaternários da região bragantina. *Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro*. 3: 21-36.
- SANTOS, J.J., 1982. Porto de Belém. Análise dos estudos realizados sobre a sedimentação na área portuária. *Relat. INPH 80/82. cód. 170/71, 2v. Rio de Janeiro*: 160p.
- SENNA, C.S.F.; BASTOS, M.N.C.; OLIVEIRA, J.R.; LOBATO, L.C.; SANTOS, R.T. & MORAES, P.G., 1991. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Geomorfologia. IBAMA/SECTAM. Relatório Técnico. Belém: 59-67.
- SEYMOUR, R.J. AND CASTEL, D., 1989. "Modeling cross-shore transport." *Nearshore Sediment Transport*, Plenum Press, New York, N.Y.: 387-401.
- SHORT, A.D. & AAGAARD, T, 1993. Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research. Special Issue*. 15: 141-157.
- SHORT, A.D. & HESP, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*. 48: 259-284.
- SHORT, A.D., 1979. Three dimensional beach stage model. *Journal of Geology*. 87: 553-571.
- SILVA Jr., O.G., 1998. Morfoestratigrafia do noroeste da planície costeira de São João de Pirabas (Nordeste do Pará). *Revista Brasileira de Oceanografia*, 49 (1/2): 99-114.
- SILVA, M.G.L., 2001. Avaliação Multitemporal da Dinâmica Costeira da Praia do Pescador. Bragança (Norte do Brasil). Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 128p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, M.G.L.; SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M. & EL-ROBRINI, M., 2000. Shoreline changes in the Pescadores Estuarine beach, Bragança Coastal Plain, Northern Brazil. In: *Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas*, 1. Itajaí, 2000. *Anais... Itajaí: ABEQUA*: 184-185.
- SILVA, M.S. 1996. Morfoestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis. NE do Estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 122p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, R.P. & CALLIARI, L.J. 1997. Influência das Tempestades Extratropicais sobre os sedimentos das praias entre Rio Grande e Chuí, Rs. In: *VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Resumos Expandidos*. Curitiba. Paraná: 420-423.
- SIOLLI, H., 1957. Valores de pH de Águas Amazônicas. *Boletim do Mus. Paraense Emílio Goeldi. Série avulsa*, Belém (1): 27-41.
- SONU, C.J., 1972. Field observations of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3232-3247.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & PARADELLA, W.R., 2001. Synthetic Aperture Radar for Coastal Erosion Mapping, and Land-Use Assessment in the Moist Tropics: Bragança Coastal Plain Case Study. *Anais X SBSR, Foz do Iguacu*, 21-26 abril 2001, INPE, Sessão Técnica Oral - Workshop: 339-347.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M., 1998. As variações do nível do mar e a estratigrafia de seqüências da planície costeira bragantina – nordeste do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 10: 45-78.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 2001. Análise Multitemporal e Multisensor (TM Landsat e Radarsat) da Dinâmica de Ambientes Costeiros dominados por macromaré na Planície Costeira Bragantina-Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 236p. (Tese de Doutorado).CD-ROM.
- SOUZA FILHO, P.W.M. E EL-ROBRINI, M., 1997. A morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da planície costeira bragantina – nordeste do estado do Pará (Brasil). *Geonomos*, 4 (2): 1-16.

SOUZA FILHO, P.W.M., 1995. A planície costeira bragantina (NE do Pará): Influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 123p. (Dissertação de Mestrado).

SOUZA FILHO, P.W.M.; TOZZI, H.A.M. E EL-ROBRINI, M., 2000. Geomorphology, land-use and environmental hazards in Ajuruteua macrotidal sandy beach, northeastern Pará, Brazil. In: I Simpósio Brasileiro de Praias Arenosas, Itajaí, 2000. Anais.Itajaí: ABEQUA: 401-402.

SOUZA, M.C. & ANGULO, R.J., 1997. Variações temporais nas características morfológicas dos perfis praias em Itapoá - SC. IN: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Resumos Expandidos. Curitiba. Paraná: 142-146.

VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J., 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas 8: 1-45.

WRIGHT, L.D., 1995. Morphodynamics of inner continental shelves. London, CRC Press Lewis Publishers: 240p.

WRIGHT, L.D.; CHAPPELL, J.; THOM, B.G.; BRADSHAW, M.P. & COWELL, P., 1979. Morphodynamics of relative and dissipative beach and inshore systems: southeastern Australia. *Marine Geology*, 32: 105-140.

WRIGHT, L.D.; NIELSEN, P.; SHORT, A.D. & GREEN, M.O., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, 50: 97-128.

www.pa.gov.br/conhecaopara/salinopolis2.asp

www.pa.gov.br/conhecaopara/braganca.asp

Maâmar El-Robrini

GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPO
LABORATÓRIO DE MODELAGEM DE OCEANO & ESTUÁRIOS AMAZÔNICOS – MODELAZ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Valter Marques J.

CPRM/ SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Marcelo Augusto Moreno Alves da Silva

GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPO
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA & RECURSOS MINERAIS MARINHOS
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Maria Helena S. El-Robrini

CENTRO FEDERAL DE EDUCAÇÃO TECNOLÓGICA DO PARÁ, DIREÇÃO DE ENSINO

Antonio Cordeiro Feitosa

CURSO DE GEOGRAFIA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO – UFMA

José Edgar Freitas Tarouco

LABOHIDRO, UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO – UFMA

Jorge Hamilton Souza dos Santos

CURSO DE GEOGRAFIA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO – UFMA

Janilson Rosa Viana

CURSO DE GEOGRAFIA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO – UFMA



MARANHÃO

Resumo

A ZCEM possui 5 setores: (i) Golfão maranhense; (ii) Litoral oriental; (iii) Litoral ocidental; (iv) Baixada maranhense e (v) Parque Estadual Marinho do Parcel Manuel Luís. O litoral do estado do Maranhão enquadra-se na costa do tipo *amero edge trailing* e configura-se como um litoral de “falsas rias”, com vales afogados, bastante ativos. A plataforma continental interna adjacente é ocupada por inúmeros bancos assimétricos e altos (8 a 20 m), com direção ENE-WSW. Toda a ZCEM é influenciada pelas marés semidiurnas com amplitude de macromaré (7.2 m) nos setores 1 e 3 e mesomaré (entre 3,83 e 1,57 m) nos setores 2 e 4 e 5. As correntes de marés são fortes: 2.5 m s^{-1} e a altura das ondas fica em torno de 0.6 a 1.4 m. As praias oceânicas da Ilha de São Luís apresentam uma largura média de 250 m e são dissipativas e intermediárias. Os esparsos dados disponíveis mostram que a dinâmica da ZCEM se traduz sob forma de recuo e progradação.

Abstract

The Maranhão Coastal Zone (MCZ) presents 5 sectors: (i) the Western Coast that shows deep false “rias”; (ii) the Maranhão Gulf, that represents an estuarine complex; (iii) the Eastern Coast with a straight shoreline, occupied by sandy structures; (iv) the Maranhenses Lowlands and (v) the Marine State Park of the Parcel Manuel Luís, that consists of coralline algae, hermatypic coral and hydrocoral (Coura, 1994). The internal part of the adjacent continental shelf is occupied by several high asymmetrical sandy banks (8 to 20m high), with ENE-WSW direction.

All the MCZ is influenced by semidiurnal macrotides (7,2 m tidal range) in the sectors 1 and 3, and semidiurnal mesotides (1,57 and 3,83 m tidal range) in the sectors 2, 4 and 5.

The tidal currents are strong and reaches $2,5 \text{ m s}^{-1}$ and the dissipative waves height is 0,6 to 1,4 m. The oceanic beaches of the São Luis presents a 250 m average width, and are dissipative and intermediary. The poor available data shown that the dynamic of the MCZ is characterized by retreat and progradation.

APRESENTAÇÃO

As investigações na Zona Costeira e Estuarina do Maranhão (ZCEM) e na área contígua submersa iniciaram-se a partir do início da década de 1970 com o advento do LABOHIDRO/ UFMA. Além disso, o GEMC/ UFPA participou e desenvolveu vários projetos e programas de pesquisa nos diversos setores da ZCEM em:

I. âmbito nacional:

(1) *na costa atlântica*: Gerenciamento Costeiro do Maranhão (GERCO/MA, 1992/1993); Programa REVIZEE (desde 1995); “Minerais Pesados da Plataforma Continental do Pará-Maranhão: Quantificação, Distribuição Espacial e Proveniência” (CNPq, 2001–2002); “Atlas Oceanográfico na área de influência do Bloco Exploratório BM-BAR-1. PETROBRÁS” (2002); “Atlas da Plataforma Continental Norte Brasileira: Fisiografia, Cobertura Sedimentar, Argilo-Minerais & Recursos Minerais Marinhos” (2004 –2007).

II. âmbito internacional:

GLOBESAR 2 - Aplicação do RADARSAT no Golfão maranhense (Cooperação Canadá/Brasil, 1998/2000).

No entanto, os estudos sobre a dinâmica costeira são escassos no litoral maranhense e se concentram, sobretudo ao norte da Ilha de São Luís (El-Robrini, 1992; Feitosa, 1989, 1996, 1997; Santos, 1996; Tarouco e Santos, 1997; Sobrinho, 1998; Viana, 2000, entre outros) e no Delta do Parnaíba (Bittencourt et al., 1990; Bittencourt et al., 2003, Dominguez, 1999, entre outros).

A ZCEM apresenta 5 setores com características fisiográficas bem diferenciadas:

- ▶ Golfão maranhense: população de 981.972 hab. (174.74 hab/km²), caracterizado como um complexo estuarino, onde deságuam os afluentes dos rios Mearim, Itapecuru e Munim, entre outros menos expressivos;
- ▶ Litoral oriental: população de 155.215 hab. (13.12 hab/km²), é marcado por uma linha de costa retilínea, recortando restingas, cordões de dunas fixas e móveis, manguezais, praias, baías, ilhas, enseadas e sistemas deltáicos, estuarinos;
- ▶ Litoral ocidental: população de 280.417 hab. (8.07 hab/km²), conhecido como a região das “reentrâncias maranhenses”, exibindo importantes manguezais e profundos estuários;
- ▶ Baixada maranhense: população de 190.493 hab. (22.42 hab/km²) é representada por terras baixas, planas e inundáveis, caracterizadas por campos, matas de galeria, manguezais e bacias lacustres e
- ▶ o Parque Estadual Marinho do Parcel Manuel Luís: não habitada, é uma região recifal coralina, quase totalmente submersa, com pequenos afloramentos de algas durante a baixamar (MMA, 1996), que ocorre a 49 milhas da costa.

O litoral do Maranhão perfaz uma extensão de 640 km (entre a foz dos rios Gurupi

e Parnaíba) e apresenta um forte controle estrutural, seguindo as orientações das falhas normais NW-SE e falhas transcorrentes NE-SW, vinculadas à atuação de binário dextral E-W, no Terciário-Quaternário (Costa et al., 1991). É nesse contexto costeiro, influenciado por macro (6,65 m/ FEMAR, 1997) e meso-maré (2,02 m/ FEMAR, 1997) que os processos de erosão e de acreção modelam uma fisiografia dinâmica.

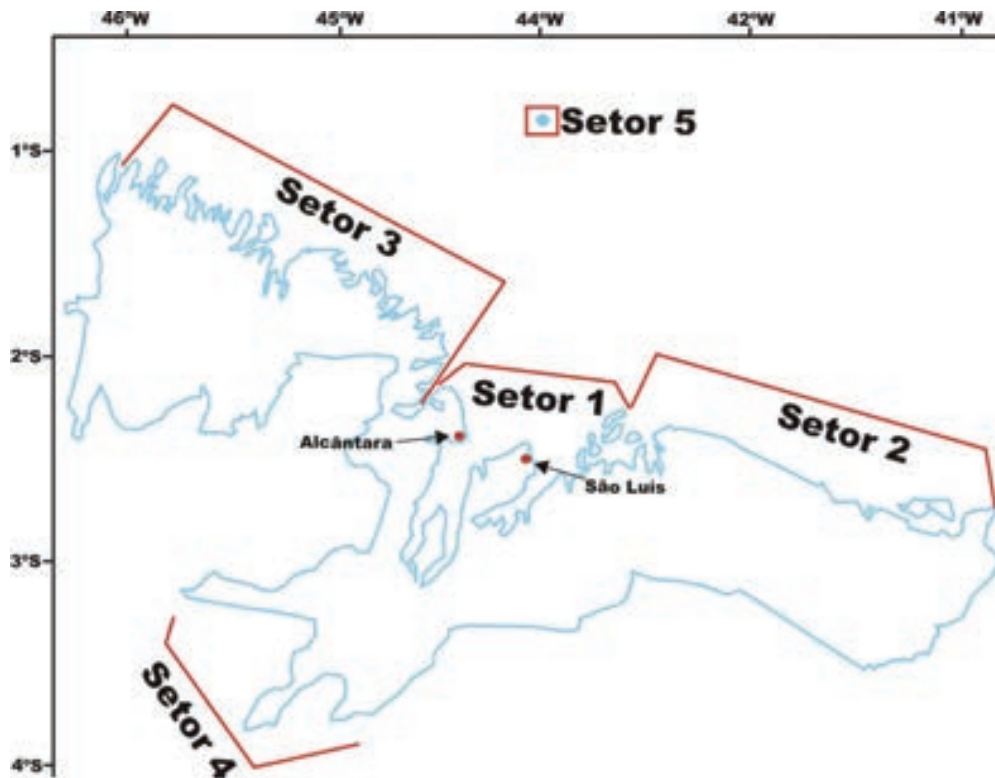


Figura 01. Mapa de Setorização da Zona Costeira do Estado do Maranhão (ZCEM): 01. Golfo maranhense, 02. Litoral oriental, 03. Litoral ocidental 04. Baixada maranhense 05. Parcel Mauel Luís (MMA, 1996).

1. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA

A zona costeira será estendida até a plataforma continental interna, em função desta possuir uma estreita conexão com as praias arenosas, zonas de surf e estuários, foz de rios (Wright, 1995). A plataforma continental interna representa: (i) a fonte imediata dos sedimentos costeiros, como foi demonstrado na baía de São Marcos (El-Robrini, 1992) e (ii) a zona de ocorrência de processos oceanográficos, responsáveis pelo transporte sedimentar e movimentos das águas costeiras. A linha de costa recorta desde as formações geológicas do Mesozóico (Sequência Itapecuru Superior) até os sedimentos de Pós-Barreiras e recentes. A topografia não alcança 30 m, em particular na região de Alcântara (setor 03, figura 01) e ao norte da Ilha de São Luís (setor 01, figura 01).

Geomorfologia

Preferiu-se, a exemplo de Costa *et al.* (1991), descrever o relevo de litoral de “falsas rias”, utilizando-se o termo de planície flúvio-marinha, entretanto, foi mantida a terminologia de Planalto Rebaixado da Amazônia para caracterizar a unidade de relevo de maior amplitude (Planalto Costeiro).

O relevo do litoral do Maranhão apresenta 3 padrões morfológicos:

- ▶ ao NW (setor 03, figura 01), o litoral é recortado por profundas indentações (“Reentrâncias maranhenses”), cujas planícies costeiras são colonizadas por florestas de manguezais;
- ▶ a Leste (setor 02, figura 01), o litoral é subretilínea, com formações dunárias, praias arenosas e baías; e
- ▶ o Golfão maranhense (setor 01, figura 01), que é sustentado por três unidades geomorfológicas distintas (Costa *et al.*, 1977):
 - (a) o maciço residual que representa as maiores elevações (200 m), caracterizando *inselbergs*, desenvolvidos sobre metassedimentos do Grupo Gurupi;
 - (b) a zona dos platôs, que constituem uma série de platôs de bordas escarpadas e ravinadas, esculpidas em sedimentos do Grupo Barreiras; e
 - (c) o planalto rebaixado da Amazônia da zona bragantina (Barbosa & Pinto, 1973) e a unidade geomorfológica do baixo planalto costeiro, que representa um planalto sustentado por conglomerados da Formação do Grupo Barreiras, caracterizado por um relevo colinoso de baixa amplitude. Os sedimentos quaternários representam a unidade de planície aluvionar (Costa *et al.*, 1977), correlacionável à unidade morfoestrutural do litoral de “rias” (Barbosa & Pinto, 1973), à unidade geomorfológica planície costeira baixa, caracterizada por manguezais e à unidade geomorfológica planície arenosa, constituindo por planícies arenosas, praias, dunas e cordões dunários.

Segundo Silveira (1968), a costa do Maranhão é citada por Raja Gabáglija como costa mista; por Delgado de Carvalho como costa quaternária do norte; e como litoral amazônico ou equatorial pelo autor que justifica: “O litoral maranhense é todo rendilhado e a linha da costa indecisa; o rio carrega material em abundância e, assim, se forma cordões litorâneos, onde as vagas arrebentam com violência”.

Segundo Zembruksi *et al.* (1971), três tipos principais de costas foram indentificados:

- ▶ costa construcional eólica, correspondendo ao trecho: baía de São José – litoral norte da ilha de São Luís – é constituído por campos de dunas e *salt-marshs*;
- ▶ costa construcional marinha no trecho Tutóia – delta do Parnaíba, representada por *barrier beach*, *beach island*, *barrier spits* e cordões litorâneos;
- ▶ costa mista, compreende o trecho baía de São José e foz do rio Gurupi. São planícies costeiras e costas de erosão marinha, formando pequenos terraços, platôs e tabuleiros terciários e/ou rochas cristalinas do embasamento.

Barbosa e Pinto (1973) dividem o litoral do Maranhão em duas subunidades: o litoral de “rias” e os Lenções Maranhenses. Por correlação, pode-se associar o litoral ocidental à costa amazônica ou guianense (Paiva et al., 1937; Silveira, 1968). Segundo Santos (1996), 92.47% da franja costeira encontra-se na faixa altimétrica de 0 a 35 m, onde, 31.37% representa o intervalo de 0 a 5 m (situado predominantemente na zona do estirâncio e nas dunas atuais) e 33.44% situa-se entre 5 e 15 m.

Geologia

Litoestratigrafia

A ZCEM compreende várias unidades litoestratigráficas pertencentes desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico. Nos terrenos Pré-Cambrianos (Abreu, 1996 apud Ferreira Jr., 1996) ocorrem no âmbito do Crâton de São Luís, de rochas de idade variando do Arqueano ao Proterozóico médio e no âmbito da faixa móvel, de rochas indiferenciadas retrabalhadas durante o evento brasileiro. O Fanerozóico é materializado por várias pequenas bacias com sedimentos paleozóicos (Abreu et al., 1980, Igreja, 1985 e 1992, Aranha et al., 1990, apud Ferreira Jr., 1996). O mesozóico, marcado pela abertura do oceano Atlântico equatorial, provocando a abertura de bacias extensionais na faixa litorânea brasileira, entre estas, a bacia de São Luís e de Barreirinhas. Segundo Costa et al. (1977), Aranha et al. (1990), apud Ferreira Jr., (1996), os produtos litológicos são representados pelos diques de diabásio e as formações de Codó, Grajaú e Itapecuru. No terciário, formaram-se pequenas bacias, as quais acolheram os sedimentos das formações do Pirabas e do Grupo Barreiras.

92

O preenchimento sedimentar da bacia de São Luís é constituída por um empilhamento de unidades litoestratigráficas:

► (1) sistema Codó/ Grajaú

Estes sedimentos constituem a unidade basal da bacia de São Luís, sendo constituídos, por folhelhos betuminosos intercalados com níveis de calcário e recobertos por arenitos (Aguiar, 1971, *apud* Ferreira, 1996). Mesner e Woldridge (1964) subdividiram a formação Codó em: (i) unidade basal com folhelhos negros e betuminosos intercalados com níveis de carbonatos e anidrita, indicando um ambiente lacustre; (ii) intermediária com arenitos brancos a esverdeados, mal selecionados e micáceos e (iii) superior com folhelhos cinza-esverdeados, indicando um ambiente marinho transgressivo;

► (2) formação Itapecurú

Nas porções NW-SE, assenta-se discordantemente sobre rochas pré-cambrianas do Crâton de São Luís e do cinturão de cisalhamento de Gurupi (Ferreira Jr.,

1996), sendo separado dos sedimentos da Formação do Grupo Barreiras por uma discordância. Esta formação é representada por duas unidades (i) basal – dominam conglomerados e arenitos vermelho-acastanhados intercalados com siltitos e argilitos e (ii) superior – inclui arenitos médios a finos, por vezes siltosos, intercalados com siltitos, argilitos e níveis carbonáticos em direção ao topo (Cunha e Del’arco, 1988; Colares e Araújo, 1990 e Aranha et al., 1990, apud Ferreira, Jr., 1996)(prancha 5, estampas 4 e 5; prancha 6, estampas 1 a 5).

Campbell (1949) foi quem primeiro descreveu esta unidade, denominando-a de Formação Serra Negra, posteriormente, o mesmo autor propôs o termo Formação Itapecuru para designar as Camadas Itapecuru de Lisboa (*op.cit.*), incluindo nesta unidade a Formação Serra Negra proposta anteriormente por ele. Lima & Leite (1978) referiu-se como Formação Itapecuru ao conjunto de arenitos com cores variegadas com estratificação cruzada e plano-paralela, textura fina a grossa e intercalações de siltitos e lamitos.

Ocorre na porção oeste-sudoeste da área, em uma pequena faixa nas proximidades de Magalhães de Almeida. Rodrigues *et al.* (1994) definiram litologicamente a Formação Itapecuru, na bacia de São Luís (a oeste da área), como sendo constituída por uma litofácies dominante, à qual se associam quatro litofácies subordinadas. A litofácies dominante foi designada de pelitos com laminação plano-paralela e as subordinadas de: pelitos com geometria sigmoidal, pelitos arenosos com estratificação cruzada de baixo ângulo, argilitos tabulares com intercalações de calcário e arenitos finos com grânulos de quartzo.

Mesner & Wooldridge (1964) e Miura & Barbosa (1972) posicionaram a Formação Itapecuru no Cretáceo, entre o Albiano e o Turoniano;

► (3) Formação Pirabas

Caracteriza-se por calcários marinhos altamente fossilíferos, com teor variável de argila. Foram depositados em camadas horizontalizadas de 4 a 6 m de espessura, repousando ora diretamente sobre o embasamento cristalino, ora sobre os sedimentos paleozóicos (Costa *et al*, *op.cit.*).

Constituem pequenas lentes calcárias e ocorrem no Litoral NW do Maranhão, nas margens da lagoa do Saco, no Maranhão, e no vale do Longá, próximo à localidade de Salgado, no Piauí. Além dessas foram mapeadas ocorrências nas margens do rio São Miguel, na margem oriental do rio Parnaíba (Lama Preta, Monte Alegre e Cajueiro) e entre os rios Longá e Parnaíba (Olho D’Água).

Na localidade de Monte Alegre, Costa *et al* (*op.cit.*) descrevem o seguinte perfil, sob uma capa laterítica: 0,70 m de solo cinza escuro, margoso, com matéria orgânica; 2,0 m de calcário margoso, creme amarelado, intemperizado; e 3,0 m de calcário margoso, amarelo escuro, consistente, criptocristalino, maciço, com horizontes coquinóides e restos de plantas. Segundo os autores citados, uma das características da Formação Pirabas é a existência de camadas altamente

fossilíferas, constituindo-se em alguns locais de camadas coquinóides, como na região do baixo Parnaíba;

► (4) Formação Barreiras

É representada por camadas areno-argilosas, de cores variegadas (Branner, 1902), não ou pouco litificados, de coloração avermelhada, creme ou amarelada, muitas vezes com aspecto mosqueado, mal selecionados, de granulação variando de fina a média, mostrando horizontes conglomeráticos e níveis lateríticos, sem cota definida, em geral associados à percolação de água subterrânea. A matriz é argilosa caulinitica, com cimento argilo-ferruginoso, às vezes silicoso. A estratificação é geralmente indistinta notando-se, apenas, um discreto paralelismo entre os níveis de constituição faciológica diferentes. Nos níveis conglomeráticos, por vezes observa-se uma incipiente organização em estruturas cruzadas e paralelas, bem como aumento da granulometria em direção à base (granodecrescência), mostrando alguns seixos imbricados. Estes clásticos normalmente são de quartzo e, mais raramente, de feldspato, bocós de laterito e outros tipos de rocha, com diâmetros variados. Bigarella (1975) atribui-se uma idade miocênica superior a pleistocênica para essa unidade.

A formação do Grupo Barreiras afloram a princípio no NW e no Golfão maranhense e em trechos do litoral oriental e o seu contato basal é marcado por discordância erosiva marcada por conglomerados finos e arenitos conglomeráticos instalados sobre os sedimentos da sequência Itapecuru superior (Igreja, 1992). Segundo Ferreira Jr. (1996), o seu contato com o pacote mais recente (Quaternário) é marcada também por uma discordância angular e erosiva, acompanhados ou não por um nível laterítico. Estes sedimentos são caracterizados por vários fácies (conglomerados finos, arenitos conglomeráticos, arenitos com estratificação cruzada acanalada, arenitos maciços, argilitos com laminação plano-paralela, argilitos maciços e arenitos/argilitos com estruturas *wavy* e *flaser*).

Finalmente, o mesmo autor descreve três sequências sedimentares relacionadas a evolução do Holoceno:

- inferior: representados por fácies de arenitos a argilitos maciços, arenitos e argilitos com estruturas *wavy*, *flaser* e *lense*, argilitos maciços, argilitos com laminação plano-paralela e arenitos maciços;
- intermediária: grande extensão é caracterizada por conglomerados, arenitos conglomerados, arenitos maciços e argilitos com laminação plano-paralela e
- superior: representado por sedimentos inconsolidados fluviais, transicionais, dunários e costeiros.

Em 1959, um levantamento gravimétrico de reconhecimento detectou a existência de uma fossa sedimentar no litoral do Maranhão. De acordo com Pamplona (1969)

e as modificações propostas por Figueiredo et al. (1982), a estratigrafia na bacia de Barreirinhas pode ser resumida em três grupos: Grupos Canárias e Caju (Albo-Cenomaniana) e Humberto de Campos (Coniaciano até o Oligoceno) e as formações Pirabas (Mioceno) e Grupo Barreiras.

No Setor 02 (figura 01), a Província Parnaíba compreende a bacia intracratônica do Parnaíba, ou bacia do Maranhão ou do Meio Norte ocorrem terrenos da borda nordeste da bacia (predominantemente paleozóica, embora depósitos mesozóicos, pouco espessos, cubram grandes áreas). É constituída, pelos Grupos Serra Grande (Siluro-Devoniano) e Canindé (Devoniano-Carbonífero), este último é representado pelas formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Do Mesozóico, ocorre a formação cretácica Itapecuru e, de forma mais limitada, as rochas intrusivas básicas da Formação Sardinha e áreas bem mais restrita, encimando a bacia do Parnaíba na área, vale citar os calcários terciários da Formação Pirabas.

Porém, o litoral Leste recorta apenas as seguintes formações: Pirabas, Grupo Barreiras, Pós-Barreiras e recentes.

Aspectos Estruturais e Neotectônicos

Segundo Rodriguez et al. (1994), vários lineamentos fotogeológicos (fraturas) de direção geral NE-SE e NW-SE, menos freqüentemente, NNE-SSW e WNW-ENE, nos terrenos cretácicos e terciários da bacia de São Luís. De acordo com Ferreira Jr. (1996), as evidências neotectônicas são expressas através dos seguintes aspectos: anomalias e orientação da rede de drenagem, inflexões bruscas na orientação das baías, orientação preferencial e esculturação das formas de relevo, as falhas normais e transcorrentes afetando os depósitos das formações Itapecuru e do Grupo Barreiras. O mesmo autor subdivide a região da bacia de São Luís em quatro domínios:

- ▶ limite norte da bacia compreende um feixe de falhas transcorrentes de direção E-W, que impõe bruscas inflexões nos principais cursos d'água (baía de Turiaçu, rio Gurupi, etc.) e forte controle na rede de drenagem (Turiaçu e Cururupu). o relevo desse domínio é caracterizado por formas em colinas médias, médias alongadas e amplas modeladas sobre sedimentos das formações Itapecuru e do Grupo Barreiras e orientadas, segundo a direção E-W, as principais falhas se apresentam como feixes anostomóticos de falhas subverticais e de direção WNW-ESSE;
- ▶ limite sul da bacia é caracterizado por vários feixes de falhas transcorrentes, orientadas preferencialmente na direção E-W. As falhas maiores são realçadas pelos segmentos retos de drenagem de diversas ordens e pelas anomalias em arcos e cotovelos ao longo dos cursos dos rios Mearim, Pindaré e baía de São Marcos. No entanto, segmentos destes cursos sofrem orientação NW-SE, devidos

a falhas normais entre as falhas transcorrentes E-W. O relevo é desenhado por colinas médias (formação Itapecuru), que se alternam com extensas planícies de inundação colmatadas e lagos. Em geral, as falhas compõem arranjos anostomosados, subverticais;

- ▶ parte nordeste da bacia de Pinheiro é definida por um sistema de falhas normais orientadas na direção NW-SE e inclinadas para SW. O relevo é marcado por colinas assimétricas (mais alta) de até 130 m, nas proximidades do litoral;
- ▶ porção sudoeste da bacia é caracterizada por falhas normais planares, orientadas na direção NW-SE e inclinadas para NE. O relevo é marcado por colinas assimétricas e com cotas de 85 m.

No Setor 02 (figura 01), o traçado invariavelmente retilíneo do litoral, não somente das drenagens, como, surpreendentemente, dos limites externos dos campos de dunas e dos próprios bosques de manguezais indica um controle neotectônico.

No Delta do Parnaíba, o rio do mesmo nome se encaixa numa extensa e importante zona de falha, sendo que os rejeitos verticais com deslocamentos verticais são da ordem de 100 m. Assim, este rio separa dois blocos, o oriental e ocidental, este último está alçado positivamente em relação ao primeiro bloco. Esta situação provocou o aparecimento do substrato cristalino e de extensas ocorrências de arenitos da formação do Grupo Barreiras.

2. CLASSIFICAÇÃO DO LITORAL E COMPARTIMENTAÇÃO FISIAGRÁFICA

96

A compartimentação fisiográfica da ZCEM é baseada aqui, apenas na literatura disponível. Segundo Inman & Nordström (1971), a morfologia da ZCEM está ligada à sua posição em relação ao movimento das placas tectônicas, desta forma, a zona costeira paraense, é classificada como uma costa do tipo *Amero-trailing edge coast*, caracterizada por apresentar formas costeiras de topografia plana e plataforma continental mais larga.

A ZCEM é recortada por várias reentrâncias, formadas por baías flúvio-estuarinas, configurando um litoral de “falsas rias”, com vales fluviais afogados. Estas “falsas rias” são caracterizadas por ricas comunidades bióticas, que formam um macro sistema de manguezais, bordejando as baías e os canais flúvio-estuarinos.

As planícies costeiras do Maranhão são caracterizadas por uma dinâmica significativa, sobretudo, por tratar-se de uma costa transgressiva, dominada por macromaré (6 m).

O regime neotectônico distensivo e as flutuações do nível do mar vem controlando a evolução da paisagem destas planícies costeiras (Igreja, 1992; Souza Filho, *op cit.*; Souza Filho & El-Robrini, 1998), onde a máxima transgressão marinha, ocorrida a 5.200 anos AP marca o início desta evolução (Souza Filho, *op cit.*).

Segundo El-Robrini et al. (1993), El-Robrini (1999), transformações morfo-sedimentares (depósitos de paleo-corais, estuários submersos, concheiras, etc). São registradas na plataforma continental adjacente. Na zona costeira, ocorrem falésias pleistocênicas inativas, campos de paleo-dunas, *cheniers* e dunas atuais, planícies arenosas e planícies lamosas recentes.

Planalto Costeiro

É conhecido como tabuleiro e/ou baixo planalto sedimentar costeiro, caracterizado por apresentar relevo suave e de baixa altitude. Na faixa costeira, a ação erosiva das águas marinhas sobre os tabuleiros resulta na geração de falésias ativas (Santos, 1989). Estas feições ocorrem freqüentemente na parte norte e nordeste da Ilha de São Luís (Cavalcante et al., 1983)(prancha 5, estampas 4 e 5) e no Litoral NW do Maranhão (prancha 6, estampas 1 a 5).

Golfão maranhense

O Golfão maranhense é um complexo estuarino localizado em uma posição em ângulo reto em relação ao litoral. No golfão, desembocam duas drenagens independentes; o sistema Mearim/ Pindaré/ Grajaú, na baía de São Marcos, e o rio Itapecurú, na baía de São José (prancha 5, estampas 3 e 4). O golfão é largamente aberto ao norte sobre a plataforma continental (100 km) e é desenvolvido entre os setores 02 e 03 (figura 01)(a NW, o litoral é constituído por “falas rias” e a Leste, este trecho é retilíneo e ocupado por campos dunários (El-Robrini, 1992).

A baía de São Marcos (prancha 5, estampa 1) é uma vasta zona estuarina, com orientação NE-SW e cuja, morfologia integra dois tipos contrastantes de costa; ao nordeste, a costa é subretilínea, com formação de dunas e praias arenosas (norte da ilha de São Luís); a noroeste ao contrário, a costa é recortada por “falsas rias”, é uma parte colonizada por mangue. Esta vasta baía, amplamente aberta sobre a plataforma continental tem 50 km na parte norte, 15 km na parte central (entre Alcântara e a Ponta de São Marcos), 25 km, ao nível da ilha dos Caranguejos e 4km na foz do rio Mearim. As duas baías que constituem o Golfão maranhense tem ligação distinta com o mar aberto. A baía de São Marcos, a mais longa, é um estuário ativo, com um canal central bem desenvolvido e dominado por correntes de vazante, onde sucedem-se bancos arenosos, em série, desde a foz da baía, até dezenas de quilômetros para o interior. Na foz da baía de São José, ocorrem extre-

midades de esporões ou de bancos, assimétricos, com direção ENE-WSW, oblíqua à costa, separados por canais estreitos. Alguns bancos situados pouco mais a leste orientam-se paralelamente à linha de costa. Na baía de São José, não existe canal de maré desenvolvido como na baía de São Marcos. Em frente ao Golfão maranhense, a plataforma continental apresenta uma depressão, que é chamada de “depressão maranhense”.

Planície Flúvio-Marinha

A planície marinha é compartimentada em três unidades geomorfológicas:

- (1) planície aluvial, com canal fluvial, diques marginais e planície de inundação, que são áreas pouco elevadas, acima do nível médio das águas, sujeitas ou não a inundações por ocasião das cheias. A planície de inundação é, também, denominada de terraço, várzea, leito maior, etc (Santos, 1996). Esta planície é observada preferencialmente nas margens dos rios Calhau, Pimenta, Claro, etc);
- (2) planície estuarina, com canal estuarino, subdividido em curso superior, segmento reto, segmento meandrante e funil estuarino; e
- (3) planície costeira, com ambientes de pântano salino (interno e externo), planície de maré (manguezais de supramaré, intermaré e inframaré, planície arenosa com baixios de maré), *cheniers* (Souza Filho, 1995).

Planície Costeira

98

A planície costeira representa uma extensão ampla na região, e ocorre desde as planícies de maré até os cordões duna-praia dominadas pelos processos oceanográficos. Nesta, estão inseridos os subambientes de manguezais, planícies arenosas, *cheniers*, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de maré enchente e vazante, e praias-barreira (*barrier-beach ridge*) (Souza Filho, op cit.).

Manguezais

Os manguezais maranhenses são encontrados desde o município de Carutapera, na costa ocidental do estado, estendendo-se pela costa oriental até Tutóia. Ocupam toda faixa de terras abrangidas pela foz e as margens de rios, até o limite interno da influência de maré, nas reentrâncias maranhenses. Segundo IBAMA/SEMATUR (1991), a área de manguezais no Maranhão foi avaliada inicialmente em 602.300 ha, incluindo-se os 226.600 ha de mangues ocorrentes no Golfão maranhense. De acordo com Rebelo e Medeiros (1988), as áreas abrigadas da ação das ondas, associadas ao clima quente e úmido, constituem o paraíso desse ecossistema litorâneo, pois as águas calmas e salobras favorecem o surgimento dos depósitos de sedimentos finos (silte e argila)(prancha 1, estampa 3; prancha 4, estampas 1 a 5).

Campos

Os campos do litoral maranhense ocorrem à noroeste do estado, bordejando os manguezais, e estão presentes desde as proximidades da baía de Turiaçu, onde ocupam uma faixa estreita, alargando-se em torno da baía de São Marcos, acompanhando os baixos cursos dos rios Pindaré, Grajaú e Mearim. À leste da baía de São Marcos, os campos tornam-se outra vez estreitos, acompanhando, apenas, uma pequena área do baixo Itapicuru, não ultrapassando para leste os limites da baía de São José (Kuhlmann, 1977b *apud* IBGE/SEMATUR, 1977).

Os campos desta região conhecida como baixada maranhense são caracterizados por uma fisionomia graminóide-herbácea nas áreas úmidas e alagadas e na periferia dos cursos d'água e brejos, com predominância de gramíneas. Em certos locais, apresenta-se arbustiva, recebendo a denominação de “tezos”. As inundações periódicas dos rios acima citados são o principal elemento formador destes campos (IBGE, 1962 *apud* SUDENE, 1977).

Chenier

São paleocorpos arenosos (cordões praias e duna-praia) repousando sobre depósitos lamosos de manguezais, isolados dos processos costeiros por uma planície lamosa subsequente, implicando geneticamente que a progradação da planície lamosa foi interrompida pela formação do *chenier* (Otvos e Price *apud* Augustinus, 1989, Augustinus, op. cit.). A altura dos *chenier* não ultrapassa 2 m e são colonizados por vegetação do tipo arbustivo (Silva Jr., 1998; Silva Jr. & El-Robrini, 2001). Na ZCEM, os *chenier* são observados em vários trechos (El-Robrini et al., 2002) apresentando várias direções. Lebigre (1994a, 1994b) descreveu cordões litorâneos antigos recobertos pela floresta de manguezais na Baía de São Marcos.

Depósitos Eólicos Costeiros (Pleistocênicos e Recentes)

► Depósitos Eólicos Costeiros Pleistocênicos (Paleodunas)

As paleodunas ocorrem numa posição afastada da praia e se caracterizam por uma coloração amarelo laranjada, fixadas por uma cobertura vegetal exuberante. As paleodunas são localizadas sobre os tabuleiros, apresentando aproximadamente 50 a 60 m de altura, em sua maioria vegetadas.

As restingas (prancha 2, estampa 1) surgem logo após as praias, em terrenos arenosos e bastante permeáveis, formados por dunas antigas e recentes, livres da influência do mar, na porção oriental da costa maranhense. Foram mapeados, um total de 280.839 ha de restingas na região dos Lençóis Maranhenses (IBAMA/SEMATUR, 1991). A vegetação típica consta de espécies lenhosas, tenras, bem desenvolvidas sobre as elevações arenosas, e de gramíneas de pequeno porte, nas pequenas baixadas mais úmidas e mais salgadas, ricas em húmus (IBGE,

1962 *apud* SUDENE, 1977). As espécies mais características são: o cipó-de-leite (*Oxypetalum sp.*), orquídea-da-restinga (*Epidendrum elipticum*), guaco-da-restinga (*Marcethia taxifolia*), cebola-da-restinga (*Clusia lanceolata*), araticum (*Annona coriacea*), erva-de-cascavel (*Crotalaria striata*), coroa-de-frade (*Melocatus violacens*) e o guriri (*Allagoptera arenaria*).

► Depósitos Eólicos Costeiros Holocênicos (Recentes)

As dunas ocorrem no litoral da ilha de São Luís, seguindo em direção ao continente até uma distância de 50 km da costa (IBAMA, 1989).

No litoral oriental, entre os municípios de Primeira Cruz e Barreirinhas, formam a unidade de conservação do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses. Uma pequena porção dessa área é também invadida por vegetação de cerrados, ao norte (IBGE, 1962 *apud* SUDENE, 1977). As dunas são situadas na zona contígua à linha máxima de preamar, quase sempre desprovida de vegetação. Estas formações são constituídas predominantemente por areias finas a muito finas (Santos, 1996).

Ao oeste-noroeste do Delta do Parnaíba, ocorrem campos de dunas fixas (prancha 1, estampa 4) a cerca de 50 km de distância da atual linha de praia, estendendo-se ainda mais continente adentro. Repousam discordantemente sobre os sedimentos terciários da Formação do Grupo Barreiras. Em alguns setores, encontram-se rebaixadas quase ao nível dos tabuleiros (prancha 1, estampa 5), com suas formas dissipadas pelo retrabalhamento eólico, e em outros preservam feições de barcanas. Observa-se uma notável concordância com a direção de deslocamento das dunas recentes livres, movidas de NE para SW pelos ventos dominantes de nordeste. Caracterizam-se por apresentarem desenvolvimento pedogenético (daí serem também chamadas de dunas edafizadas), favorecendo a instalação de uma cobertura vegetal de porte arbóreo que promove a estabilização/ fixação das dunas. São acumulações constituídas por areias inconsolidadas, de coloração acastanhada, acinzentada e/ou esbranquiçada, de granulação média a fina, bem classificadas, de composição quartzosa/ quartzo-feldspática, com grãos de quartzo foscos e arredondados.

Os campos de dunas recentes têm significativa expressão territorial no Delta do Parnaíba (prancha 1, estampa 4), ocorrendo como uma faixa quase contínua, de largura variável, que começa a esboçar-se a partir do *backshore*, disposta paralelamente à linha de costa, vez por outra interrompida por planícies fluviais e flúvio-marinhas. O setor mais largo dos cordões dunares localiza-se no trecho entre Tutóia, Paulino Neves e a Barra do Preguiças, no Maranhão. Neste trecho, ocorre no extremo noroeste da área, um extenso campo de dunas móveis denominado de Pequenos Lençóis, localizado a leste do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses. Ao contrário, entre Bitupitá (CE) e Barra Grande (PI), no extremo

leste da área, o cordão de dunas torna-se bastante estreito, prevalecendo praticamente a faixa de sedimentos praiais.

As **dunas móveis** (prancha 1, estampa 5) caracterizam-se pela ausência de vegetação e ocorrem mais próximo à linha de praia, onde a ação dos ventos é mais intensa. As **dunas fixas** (prancha 1, estampa 4) ocorrem à retaguarda ou entremeadas com as dunas móveis e apresentam incipiente desenvolvimento de processos pedogenéticos, resultando na fixação de um revestimento vegetal pioneiro, que impede ou atenua a mobilização eólica. Estes depósitos provavelmente representam uma geração de idade intermediária entre as paleodunas e as dunas móveis ou atuais. Alguns autores consideram ainda uma outra geração de dunas, posicionada cronologicamente entre as dunas fixas e as dunas móveis. São as dunas semi-fixas, parcialmente retidas pela vegetação (gramíneas e arbustos esparsos) mas sem desenvolvimento pedogenético.

Esses depósitos são originados por processos eólicos de tração, saltação e suspensão sub-aérea. São formados por areias esbranquiçadas, bem selecionadas, de granulação fina a média, quartzosas, com grãos de quartzo foscas e arredondados. Muitas vezes encerram níveis de minerais pesados, principalmente ilmenita. Estratificações cruzadas de médio a grande porte e marcas ondulares eólicas podem ser registradas em algumas exposições.

Quanto à morfologia em relação à direção dos ventos predominantes (NE-SW), esses corpos podem ser de dois tipos: transversais e longitudinais. Os primeiros, dispostos perpendicularmente à direção dos ventos, apresentam feições de barcanas (meia lua), com declives suaves a barlavento (5° a 10°), contrastando com inclinações mais acentuadas (em torno de 30°) das encostas protegidas da ação dos ventos. Na face de barlavento, a superfície exibe marcas de ondas *ripple marks*. A interseção das duas faces esboça uma nítida crista, que se exibe de forma arqueada ou sinuosa. As dunas longitudinais *seifs* ocorrem com geometrias lineares, dispostas concordantemente com a direção principal dos ventos (NE-SW). Outra feição notável nesses ambientes, são as áreas de interdunas. São áreas úmidas, bem destacadas, que formam lagoas interdunares nos períodos de chuvas, e marcam os rastros do movimento migratório ao longo do tempo.

Dunas transversais/ barcanas caracterizam o restante do litoral norte até o Estado do Maranhão. As dimensões destes campos de dunas são variáveis, atingindo seu maior desenvolvimento no Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses (MA), com largura máxima medida no sentido de migração das dunas de 27 km, e se estendendo por cerca de 60 km ao longo da linha de costa (Dominguez & Martin, 2004).

Deltas de Maré

São barras arenosas coalescentes, normais à costa, expostas durante a maré baixa, e recortadas por canais de maré rasos. Este sistema contém uma variedade de formas de leito, entre elas, marcas onduladas em várias escalas e *sand waves*. São constituídas por areias finas a muito finas, bem selecionadas, contendo fragmentos de conchas.

Ocorrem nos limites dos canais de maré, e configuram deltas de maré vazante (*ebb tidal delta*), com suas barras e canais associados. Não foi possível observar deltas de maré enchente (*flood tidal delta*), indicando, assim, que as correntes de maré vazante são mais energéticas, o que pode impedir a formação do delta de maré enchente. Apresenta uma dinâmica complexa, inclusive com incursões na zona de intermaré inferior.

Praia-Barreira (*Barrier-Beach Ridge*)

Segundo Santos (1996), as praias apresentam uma declividade suave do seu prisma de praial, bem como uma larga e extensa zona de estirâncio, resultante da grande amplitude de marés característica da região que, durante as marés de sizígia, chegam a 7 m (DHN, 1988). As praias são constituídas predominantemente por areias quartzosas, associadas a alguns fragmentos de conchas e restos vegetais e, em alguns pontos próximos às desembocadoras dos córregos e estuários, observa-se também a presença de fácies areno-siltosa.

São as áreas mais dinâmicas da planície costeira, e configuram elevações arenosas, que se estendem desde o cordão dunário vegetado até a linha média de maré baixa de sizígia. Margeiam as áreas de manguezais interiores, e são dominadas pelos processos de macromaré semidiurna.

As praias-barreiras são constituídas essencialmente por cordões arenosos lineares constituídos, principalmente por areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos.

No ambiente praial, observam-se ainda canais naturais formados sobre o estirâncio, pelas correntes de maré, ou seja canaletas, as quais assumem dimensões variadas e são constituídas por sedimentos finos que assumem aspecto de “areia movediça” (Feitosa e Cristofolletti, 1993). Entretanto, outras feições foram identificadas como as crostas e as cangas ferruginosas. As canaletas e/ou sulcos de tamanhos arriados por onde passam as correntes de maré, são presentes. Observações na praia indicam afloramentos rochosos ocorrentes no estirâncio, localizados podendo indicar testemunhos de antigas linhas de costa.

Na praia da Ponta d’Areia, ocorre um pontal, apresentando-se como uma língua de areia, de baixa altura e paralela à costa, sendo que estas feições encontram-se em

estágio de acreção, em virtude do considerável aporte de sedimentos, através do transporte litorâneo no sentido predominante E-W.

Apresentam-se depósitos relativamente contínuos, situados na zona contígua à linha de preamar, com aproximadamente 1 a 2.5 m de altura, constituídos por sedimentos arenosos provindos da zona de estirâncio pela ação de agentes oceanográficos e climáticos (Santos, 1996). Estas feições alcançam às vezes 500 m de extensão.

No Setor 02 (figura 01), as praias são formadas por areias médias a grossas, ocasionalmente cascalhos (próximo à foz dos rios maiores), moderadamente selecionadas, com abundantes restos de conchas, matéria orgânica e minerais pesados.

Incluem-se também, neste contexto, os *beach-rocks* ou arenitos de praia que ocorrem em determinados trechos. Estas formações encontram-se distribuídas descontinuamente, formando alinhamentos paralelos à linha de costa e, normalmente, afloram em dois sub-ambientes praias: nas zonas de estirâncio e arrebenção. Em geral, são arenitos conglomeráticos com grande quantidade de bioclastos (fragmentos de moluscos e algas), cimentados por carbonato de cálcio. Mostram estratificações cruzadas dos tipos planar e acanalada. As melhores ocorrências situam-se nas praias do Coqueiro e de Macapá (prancha 2, estampas 2, 3, 4 e 5).

Lagoa

Na ilha de São Luis, a lagoa de Jansen ocupa uma área de 130 a 150 ha. (IBAMA/SEMATUR, 1991). É constituída num corpo aquático e tem sua origem antrópica com uma pequena comunicação com o mar quando das marés de sizígia. As suas margens estão ocupadas por manguezais (prancha 5, estampa 1) .

3. PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DO MARANHÃO

A Plataforma Continental Interna do Maranhão está limitada externamente pela isóbata de 20m, possuindo um relevo suave, com gradiente de 1:2250 e apresenta uma continuidade com o litoral das “falsas rias” da região.

De acordo com Dias et al., (2004), esta plataforma é recoberta na sua totalidade por areias finas e médias, porém, na foz das “falsas rias”, ocorrem depósitos de lama e areia lamosa, em função da descarga dos estuário, que corroboram com as observações de DHN (1986); Pomerancblum e Costa (1977); Francisconi et al. (1979); Koppler et Nogueira (1973); Kowsman e Costa (1979). Na depressão Maranhense, ocorre localmente cascalho. Segundo Palma (1979), bancos arenosos ou “dunas

hidráulicas” ocorrem nesta plataforma, dispostos em padrão paralelo, de direção ENE-WSW, perpendicular ou oblíquo à direção regional da linha de costa e paralelo às correntes de maré. São bancos assimétricos, com comprimento entre 14 e 70 km, largura em torno de 7 m e altura entre 8 e 20 m.

4. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA ZCEM

Segundo Rocha et al. (no prelo), a ZCEM está associada à temperaturas elevadas durante o ano todo, com amplitudes térmicas máximas em torno de 6°C. Esta homogeneidade térmica apresenta um contraste com a variabilidade espacial e temporal das chuvas, cuja precipitação anual supera 1.600mm no litoral.

O regime meteorológico do litoral Norte/Nordeste brasileiro (N-NEB) e região oceânica contígua é regido e influenciado por sistemas de várias escalas, que interagem entre si, sendo eles sistemas de grande escala: zonas de convergências ligadas a circulações térmicas diretas que migram sazonalmente aproximadamente de noroeste para sudeste, provocando o aquecimento diabático no verão do HS, responsável pela formação da Alta da Bolívia (AB) e o vórtice ciclônico do NEB; sistemas de escala sinótica (cerca de 1000 km): formação de aglomerados convectivos associados à ZCAS, no oeste do nordeste brasileiro; sistemas sub-sinóticos (menores que 500 km): aglomerados de cumulonimbus (CB) associados às linhas de instabilidade (LI), tipicamente surgindo na costa atlântica, forçadas pela circulação da brisa marítima e propagando-se para sudoeste (Cohen, 1989 e Cohen *et al.*, 1995); sistemas de meso-escala e pequena escala: aglomerados de CB (aproximadamente 100 km) e célula isolada de CB (de 10 a 20 km).

104

Regime de precipitação

A precipitação média anual no litoral N-NEB é de aproximadamente 1600 mm. Os máximos são observados no litoral norte com precipitações superiores a 2500 mm por ano. Estes máximos apresentam ciclo anual bem distinto, com uma estação de estiagem e outra chuvosa, e são em primeira instância, efeito do posicionamento da ZCIT próximo ao litoral, aumentando a precipitação desde o verão até o outono. Também é uma região, onde a precipitação durante todo o ano origina-se de sistemas precipitantes, oriundos de linhas de instabilidade (LI), que surgem devido à circulação de brisa marítima ao longo da costa atlântica da Guiana francesa até o norte do Maranhão (Cohen, 1989; Cohen *et al.*, 1995).

O comportamento anual da pluviosidade para o Golfão maranhense, em termos de

sua distribuição, identificou 2 períodos bem definidos: (i) um chuvoso e os registros máximos oscilam entre os meses de março, abril e maio, sendo que, nestes 2 últimos, encontram-se as frequências mais altas e (ii) e outro seco, as menores médias pluviométricas mensais ocorrem em setembro, outubro e novembro, seco agravadas nestes 2 últimos. Os dados pluviométricos oscilam entre 1258 mm e 2221 mm, sendo a média de 1823 mm (Feitosa, 1989).

O período chuvoso é caracterizado por elevados valores de umidade relativo (em torno de 80%), baixa insolação (cerca de 150 h/mês), maior grau de nebulosidade (aproximadamente 7 décimos), o que contribuiu para a redução das taxas de evaporação. Durante o período seco, observa-se uma forte subsidência provocada pela entrada do sistema de alta pressão subtropical nesta região, e conseqüentemente chega uma maior radiação solar global a superfície, constatada pelo aumento da insolação, favorecendo a elevação das taxas de evaporação. No Setor 02 (figura 01), Lins, 1978, Apud Bittencourt et al. (1990) indica uma pluviosidade de 1.000 a 1.250 mm/ano.

Temperatura do ar

A variabilidade das temperaturas médias são características das estações do ano, onde os valores mínimos são observados durante o período chuvoso (janeiro a junho), com valores médios em torno de 24°C. Entretanto, os valores mínimos absolutos são observados no outono-inverno (abril a agosto), devido a influência de sistemas frontais nesta região Rocha et al., no prelo). Os máximos são observados na primavera-verão (setembro a março). Nota-se que a temperatura máxima absoluta ocorre em julho (18,8°C) e a temperatura mínima absoluta em agosto (14,5°C). A máxima temperatura absoluta acontece entre novembro e janeiro, com média aproximada de 38,5°C, enquanto as temperaturas máximas perfazem valores de 35,3°C entre outubro e novembro. A tendência no padrão térmico das máximas e mínimas é acompanhada na variação da temperatura média compensada, cuja amplitude atinge um pico em novembro (29°C) e mínimos entre março e julho (aproximadamente 24°C). Este aumento da temperatura é causado pela influência da alta pressão subtropical, que provoca subsidência e bom tempo nesta área. Não foram verificadas na variação intra-anual grandes alterações dos valores de temperatura, cuja maior diferença entre as temperaturas médias anuais ficou em 5°C.

Direção e velocidade do vento

O vento no litoral norte brasileiro segue essencialmente a circulação de grande escala, com predominância de fluxo zonal de leste e atingindo uma velocidade média em torno de 5m/s. Ressalta-se que a velocidade do vento aumenta com a proximidade do litoral, devido ao efeito de brisa acentuado. Com a chegada da primavera e o início do verão, a velocidade do vento aumenta satisfatoriamente, em função da influência dos ventos alísios, que passam a soprar mais sobre a região tropical. Esses ventos são caracterizados como um presságio ao aumento das precipitações, e ficam bem definidos pelo perfil do vento próximo a superfície. Medições feitas no litoral norte da Ilha de São Luís indicam velocidades entre 6.0 e 31 km/h (Feitosa, 1996). Segundo Viana (2000), o litoral norte da Ilha de São Luís sofre efeito de ventos constantes, com a combinação dos ventos alísios de NE; os dominantes (43%) sopram de NE, com velocidade de 3.1m/s e os ventos e (13.8%) com velocidade anual de 3.0m/s; de menor frequência são os ventos de SE e N, embora os ventos de N, sopram com maior velocidade média anual de 3.5m/s (Tarouco & Santos, 1997). Segundo Bittencourt et al. (1990), os vento alísios de NE e E predominam durante o ano todo e as velocidades variam de 2,1 a 5,9 m/s.

5. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB)

106

Segundo Fonseca *et al.* (2000), a CCNB é a maior corrente de contorno Oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico. Esta fecha o giro equatorial dirigido pelo vento, sustentando um sistema zonal de contra-correntes, e transporta águas do Atlântico Sul através do Equador, constituindo parte da célula de revolvimento meridional (*meridional overturning cell*) do Oceano Atlântico, uma importante componente da circulação termohalina global.

A região norte é altamente influenciada pela CCNB, que transporta as águas da plataforma continental externa e do talude na direção noroeste, com uma velocidade que chega até 1,2 m.s⁻¹ (Richardson *et al.*, 1994).

Para Metcalf (1968), a CCNB, varre a plataforma continental, na direção NW, com uma velocidade em superfície maior que 75 cm.s⁻¹. Medidas de direção de Flagg *et al.* (1986), mostram-se a mais ou menos de 20°n da CCNB e 100-200 km de extensão e transporte de aproximadamente de 50 sv.

A velocidade da CCNB varia entre 25 e 200 cm.s^{-1} , verificando-se, porém, velocidades instantâneas maiores, as quais dependem, sobretudo de padrões dos ventos e da localização desses padrões no trajeto da corrente. Em geral, o limite mais interno da corrente situa-se dentro de uma faixa distante de 20 a 40 km da linha da costa, enquanto que as velocidades máximas desenvolvem-se numa faixa, que dista entre 150 a 200 km da costa. De acordo com Luedemann (1967), a velocidade média combinada da CCNB é de cerca de 110 cm.s^{-1} entre março e abril.

Segundo Geyer *et al.* (1996), as fontes interferem nos processos oceanográficos físicos na plataforma continental, os ventos alísios e o forte fluxo decorrente da CCNB.

Ondas

A refração é o mecanismo primário que controla as variações na energia das ondas ao longo da linha de costa (Munk & Taylor, 1967; Goldsmith, 1976, Apud Bittencourt *et al.*, 2003). Segundo os mesmos autores, os modelos de clima de ondas obtidos através de diagramas de refração têm se tornado uma importante ferramenta para auxiliar na compreensão dos processos costeiros (Munk & Taylor, 1947; Cherry, 1966; Zenkovitch, 1967; Goldsmith, 1967; Goldsmith & Golik, 1980; Laurence & Davidson-Arnott, 1997; Bittencourt *et al.*, 2000, 2002, Apud Bittencourt *et al.*, 2003).

Estes autores consideraram as seguintes direções de frente-de-onda, com os seus percentuais anuais de ocorrência no litoral oriental do Maranhão (Setor 02, Figura 01) N ($\text{N}0^\circ$), NE ($\text{N}45^\circ$) e E ($\text{N}90^\circ$), com percentuais relativos entre si de 7%, 23% e 70% para as ondas com período de 5 seg. e alturas de 1 m. Neste trecho costeiro, eles identificaram uma significativa refração nas frentes-de-onda de leste.

Em regra geral, o litoral norte sofre influência das ondas formadas a partir dos alísios, que apresentam alturas abaixo de 1-1,5 m em mar aberto, corroborada com os dados do CPTEC/INPE e do OCEANWEATHER e em algumas ocasiões por ciclones extratropicais no hemisfério norte (Innocentini *et al.*, 2000). Estes dados são confirmados pelas observações feitas no Golfão maranhense, atribuindo-se valores entre 0.6 e 1.4 m, com média geral de 1 m (Feitosa, 1989). Segundo este autor, os dados sobre a altura das ondas foram agrupados em classes com intervalos de 0.6 a 0.8 m, 0.9 a 1.1 m, e 1. A 1.4 m. As frequências são muito bem distribuídas entre as classes, registrando-se os maiores percentuais na de 0.9 a 1.1 m que correspondem a um indicador mediano. Os períodos de ondas oscilam entre 11 e 19 seg., com amplitude relativamente pequena. As médias distribuem-se entre 13.5 e 16.5 e a média geral é de 15.3 cristas.

As ondas atingem a praia obliquamente devido a direção dos ventos dominantes NE (Viana, 2000), assim, ocorrem as correntes de deriva litorânea no sentido leste-

oeste, responsável pelo transporte de sedimentos e migração de barras arenosas.

Praias de baixa declividade são propícias para a formação de ondas deslizantes, nas quais, as ondas gradualmente empinam-se para então deslizar pelo perfil, dissipando sua energia através de uma larga faixa da zona de surfe.

Segundo Morais (1977), as ondas na Baía de São Marcos apresentam características exclusivamente originadas pela ação do vento. Verificou-se também que as ondas com altura de 0.20 m tem uma frequência de 95% e as de 2.80 m tem apenas frequência de 1%.

O regime de ondas que se aproxima no Delta de Parnaíba provém predominantemente dos quadrantes Leste e Nordeste.

No entanto, ocasionalmente ocorrem ondas oceânicas anormais, geradas por ciclones extra tropicais. por exemplo, no período de 13-19 de outubro de 1999, o Ciclone Irene (Classe II) provocou ondas superiores a 14 m de altura no Atlântico Norte e 3 m no litoral norte do Brasil (Innocentini *et al.*, 2000).

Marés e Correntes de Marés

A análise das tabelas das estações maregráficas brasileiras (FEMAR, 1997) permitiu observar que as médias das preamares de sizígia (MHWS) e as médias das preamares de quadratura (MHWN) diminuem do (i) litoral NW (Setor 03, Figura 01)(respectivamente de 6.12 m e 4,79 m na Baía de Mutuoca e 6,65 m e 5,24 m em Turiaçu); (ii) Golfão Maranhense (setor 01, figura 01) (5,63m e 4,49 m em Alcântara, 6,48 m e 4,98 m na Ilha do Cajual e 6,02 m e 4,87 m em São Luis) para (iii) o litoral Leste (setor 02, figura 01)(3,83 m e 3,03 m em Primeira Cruz, 3,15 m e 2,41 m em Tutoia, 2,78 m e 2,20 m na Barra do Estuário do rio Preguiça). Entretanto, no Recife Manuel Luís (Setor 05, figura 01), as médias das preamares de sizígia (MHWS) e as médias das preamares de quadratura (MHWN) são respectivamente de 2,02, e 1,57 m.

No Golfão maranhense, Feitosa (1989) mostra que a amplitude de maré oscila entre 4,9 m e 7,2 m, com média de 6,6 m, no entanto, durante a sizígia, a amplitude alcança a altura de 7,2 m, porém, na maioria do tempo (75%) as amplitudes de marés são inferiores a 5,5 m (PORTOBRÁS, 1988). Segundo Viana (2000), durante a maré enchente, a hidrodinâmica conduz a ação das ondas sobre o estirâncio, podendo chegar ao pós-praia na lua nova e/ou cheia, quanto há sizígia, a elevação do nível do mar possibilita a formação de correntes que movimentam os sedimentos arenosos ao longo do prisma praiial leste-oeste. Segundo o mesmo autor, durante a maré vazante, a ação das correntes manifestam-se em sentido contrário, sobre as superfícies rebaixadas da zona sublitorânea interna e ao longo dos canais de marés no interior da baía de São Marcos (Sobrinho, 1998). Esse regime de maré com uma

duração de cerca de 25 h, atinge a velocidade máxima de corrente na terceira hora de enchente e na terceira hora de vazante, decrescendo proporcionalmente até as estofas de preamar e baixamar.

Morais (1977) mostra que na Baía de São Marcos, velocidades de correntes de maré alcançam até 2,5 m/s no Canal do Boqueirão. No canal a leste do Banco dos Cavalos, as correntes de maré atingem a velocidade de 2,3 m e 1,2 a 1,5 m/s na parte interna.

Medições das correntes de maré feitas na zona de arrebentação do litoral norte da ilha de São Luís mostram o predomínio de correntes induzidas por ondas com deslocamento para esquerda, que correspondem à direção geral leste-oeste da praia, sendo esta direção mais coerente com a dos ventos dominantes, que provêm do quadrante nordeste (Feitosa, 1989). Os resultados indicam o domínio de correntes de baixa velocidade com índices oscilando entre 0,40 m/s e 1,6 m/s.

Trabalhos recentes nos manguezais da Ilha de São Luís (Melo, 2002) apontam velocidades variando de 0 a 0,8 m s⁻¹ (quadratura) e 0 a 1,3 m s⁻¹.

6. TRANSPORTE RESIDUAL DE SEDIMENTOS

Dados sobre o transporte de sedimentos na zona costeira norte brasileira são escassos. Segundo Komar (1976), não é muito fácil caracterizar a deriva litorânea no campo, entretanto, alguns métodos indiretos podem mostrar, aproximadamente, sua evolução. A deriva litorânea não é constante no tempo e no espaço e as formas costeiras são indicadores bastante adequados para a sua determinação (Komar, 1976; Dominguez *et al.*, 1983; Villwock & Tomazelli, 1995).

Dentre esses métodos, a deriva litorânea pode, às vezes, ser determinada através da observação da configuração da linha de costa, nas vizinhanças de estruturas costeiras, naturais ou feitas pelo homem. Promontórios e outras barreiras litorâneas naturais, podem, similarmente, ser usadas para indicar a direção de transporte. A migração dos canais de maré e foz de canais ao longo da costa, têm sido utilizados para determinar a direção da deriva litorânea.

Segundo Komar (op cit.), três métodos têm sido utilizados: (1) medindo-se taxas de acreção ou *bypassing* de areias em um litoral com obstáculos, como *jetties* ou quebramares; (2) calculando a deriva litorânea, através de dados estatísticos de onda, utilizando uma equação que os relacione e; (3) medindo-se a taxa de diluição dos minerais pesados nas areias de praia.

Sonu (1972) fez um estudo sucinto sobre as relações entre a topografia da zona litorânea e a célula de circulação no Golfo do México, onde constatou que, com as ondas chegando normais à costa, as correntes de retorno ocupam calhas, com *shoals* presentes entre as correntes de retorno.

Durante os eventos de menor energia, como no período seco, ocorre a migração *offshore/ onshore* dos sedimentos, com formação de sistemas de crista e calha (*ridge and runnel*). Durante eventos de maior energia, como no período chuvoso, há migração *onshore/ offshore* dos sedimentos, com preenchimento das calhas e o aplainamento da zona de intermaré (Pedreros *et al.*, 1996; Michel & Howa, 1999; Alves, 2001).

Seymour & Castel (1989) testaram alguns modelos de predição de transporte *crosshore*.

Na ZCEM, poucos trabalhos versam sobre o transporte de sedimentos costeiros.

Dentre estes modelos, está o de Short (1979), que leva em conta, as características das ondas na zona de arrebentação.

Na Ilha de São Luís, durante o período de agosto a dezembro, os processos eólicos são intensos (Feitosa, 1996). Segundo o mesmo autor, a migração dos sedimentos arenosos pelas correntes litorâneas, durante a preamar, e pela deposição eólica, após a terceira hora antes da baixa-mar, as canaletas são alimentadas permanentemente por grandes quantidades de areias, que são retrabalhadas, formando marcas de ondulação do tipo *mega ripples* e *ripple marks*.

As praias do litoral norte da Ilha de São Luís apresentam baixo índice de curvatura, e, conseqüentemente, alto ângulo de abertura (Christofoletti e Pires Neto, 1976, Apud Feitosa & Cristofoletti, 1993), devidos ao padrão retilíneo da corda de praia. Este padrão representa a uniformidade de todas as zonas de praias arenosas do litoral maranhense. Segundo Feitosa (1996), a orientação de praia desempenha um papel importante na dinâmica das praias, pois convergem com a direção geral do vento, que provém do quadrante nordeste. Esta condição favorece o trabalho das ondas, que atingem a praia obliquamente, no transporte de materiais e na geração de correntes induzidas, durante o influxo, e o transporte eólico, por ocasião do refluxo. Além disso, o transporte eólico é mais efetivo através da praia e tem importância maior na determinação do padrão granulométrico dos sedimentos. Conforme Feitosa e Cristofoletti (1993), no período de maior deficiência hídrica, o transporte eólico se intensifica a partir da terceira hora antes da baixa-mar e diminui com o avanço seguinte da maré. Ainda, os sedimentos das dunas começam a ser movimentados quando a humidade dos grãos de areia atinge níveis inferiores a 5% e que tais níveis são facilmente alcançados em áreas submetidas a taxas de insolação iguais aos da área em estudo, depreende-se a importância do transporte eólico, feito principalmente por suspensão e saltação. No entanto, durante o período úmido, o transporte eólico de sedimentos ao longo da praia sofre interferência

da umidade das areias devido ao afloramento do lençol freático, que mantém quase toda a extensão da praia úmida durante os períodos de refluxo das marés.

Para Viana (2000), o deslocamento do material arenoso no sentido leste/oeste é corroborado com as observações feitas por este autor, que mostra que este transporte acontece do limite da praia de Calha (figura 03) até a ponta do Farol (perfil 1, figuras 02 e 04), e conseqüentemente até o pontal da Ponta D'Areia.

A partir das direções médias das principais frentes-de-onda que se aproximam de trecho costeiro norte brasileiro, coincidentes com aquelas dos principais ventos, que ocorrem na área e os seus períodos, Bittencourt et al. (2003) definiram um modelo de clima de ondas baseado na construção de diagramas de refração. Segundo os mesmos autores, um padrão de dispersão de sedimentos identificado por indicadores geomórficos de deriva foi reproduzido. Assim, o litoral oriental do Maranhão é caracterizado por apresentar um sentido geral único na deriva litorânea efetiva de sedimentos, de leste para oeste (Dominguez & Bittencourt, 1996, MMA/UFRJ/FUJB/LAGET, 1996; Martin, et al., 1998, *apud* Bittencourt *et al.*, 2003). Segundo Dominguez & Bittencourt (1996) e Dominguez (1999), os campos de dunas que ocupam quase que continuamente a orla, removeram volumes consideráveis de sedimentos da linha de costa que, de forma, estariam disponíveis para a progradação da mesma. Dominguez e Bittencourt (1996) advogam que do ponto de vista do balanço de sedimentos de longa duração, é esperado que nesse trecho do litoral do Maranhão o mesmo tenda a ser negativo ou próximo do zero, considerando o input fluvial pequeno. Assim, a tendência de longa duração seria para um recuo erosivo ou equilíbrio na posição de linha de costa, situação que parece ter persistido, pelo menos desde o Pleistoceno (Dominguez & Bittencourt, 1996; Dominguez, 1999). Porém, Dominguez (1999), alerta de que alguns trechos costeiros podem ser aí identificados, apresentando localmente um balanço de sedimentos positivo, com áreas de progradação, durante o Quaternário.

A intensidade da deriva litorânea é proporcional ao ângulo com que a frente-da-onda incide na linha de costa (Zenkovitch, 1967; Komar, 1976; Kokot, 1997, *apud* Bittencourt *et al.*, 2003). Os mesmos autores confirmam que o litoral oriental do Maranhão sofre diferentes níveis de energia e representa o trecho mais favorável para a acumulação flúvio-marinha, explicado pelo fato que ocorre um decréscimo acentuado no valor da intensidade potencial da deriva litorânea efetiva dos sedimentos, no sentido de sotamar.

A dinâmica das praias é controlada, fundamentalmente, pelas correntes de deriva litorânea (correntes longitudinais), além do regime de marés e das correntes fluviais. No litoral do delta, o regime de ondas que se aproxima da costa provém, predominantemente, dos quadrantes leste e nordeste, gerando um transporte litorâneo de sedimentos com sentido geral de leste para oeste e de sudeste para noroeste. A estabilidade das praias é o resultado do balanço de sedimentos que transitam em

determinado trecho. Sendo assim, a resposta morfológica do perfil de praia será de erosão quando houver *déficit* sedimentar, ou seja, o volume de sedimentos retirado é maior que o volume retido. No caso inverso, haverá *superávit* sedimentar e, conseqüentemente, engordamento do perfil praial. Quando o volume de saída for igual ao de entrada de sedimentos, a praia estará em equilíbrio.

Segundo Melo (2002), o transporte eólico para o manguezal foi observado na foz do Canal Nunca Mais ao norte da Ilha de São Luis. Nesta região, formam bancos arenosos movimentados pelas correntes de maré, sendo trazidos nos manguezais, ocasionando asfixia destas áreas, assoreando ainda e deslocando pequenos canais de maré.

A presença de barras arenosas e a largura da zona de arrebentação das ondas favorecem o aporte de sedimentos arenosos para a praia (Komar, 1983). A fonte dos sedimentos depositados nas praias e a área oceânica adjacente.

Gonçalves (1998) estudou o transporte eólico de areia nos Lençóis Maranhenses. Concluiu que a taxa de transporte ao longo do primeiro semestre do ano (maior pluviosidade) é significativamente menor que a do segundo semestre (menor pluviosidade), caracterizando um regime de ventos de baixa energia para os meses de fevereiro a julho e de alta energia para os meses de agosto a dezembro. O autor calculou uma taxa de migração das dunas de 10 a 15 m/ano, com um sentido de deslocamento compreendendo valores entre 243° e 252°.

Os campos de dunas são responsáveis pelo barramento de algumas drenagens, obstruindo suas desembocaduras e formando, conseqüentemente, lagoas costeiras, como por exemplo as lagoas do Portinho e Sobradinho, no Piauí, corroborando com as observações feitas ao Norte da Ilha de São Luis (Mello, 2002). A dinâmica eólica, bastante intensa na área do delta, por vezes promove o assoreamento de ecossistemas aquáticos (mangues e lagoas), bem como o recobrimento de estradas e residências (Luís Correia e Tutóia), o que pode causar o aparecimento de áreas de risco, com a possibilidade de serem lentamente soterradas pela movimentação das areias.

Quando os ventos apresentam as maiores velocidades e as chuvas são praticamente inexistentes, as condições são ideais para a remoção de areia da face praial para a planície costeira (Bittencourt et al., 1990). Segundo os mesmos autores, os sedimentos que continuamente estão se incorporando à face praial pela ação das ondas, mediante a migração de barras providas da antepraia, devem ter uma composição granulométrica semelhante à apresentada pela praia de fevereiro em diante, quando, como se verá, cessa praticamente a remoção de sedimentos finos na face praial pela ação dos ventos deve refletir a mesma, portanto, a composição do material provindo da antepraia. Assim, esses sedimentos constituídos por mais de 90% de areias finas e muito fina, começam, a partir do início do período seco, em agosto a sofrer a ação dos ventos de E e EN.

Bittencourt et al. (1990) mostram que durante o período seco (agosto a dezembro) no Delta de Parnaíba, em particular na praia de Atalaia, os ventos com velocidades superiores a 4,0 m/s são responsáveis pela remoção da face praial de uma fração significativa das frações de areia fina a muito fina, depositando-a no campo de dunas ativas contíguo. Assim, os mesmos autores consideram que o vento é um agente efetivo na produção de variações texturais nos sedimentos da face praial.

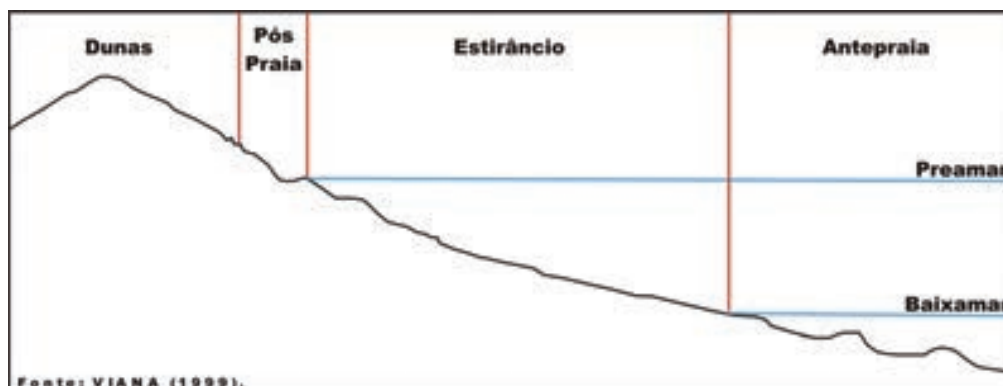
7. TIPOLOGIA DAS PRAIAS E ÍNDICE DE MOBILIDADE

As praias do litoral norte da Ilha de São Luís apresentam largura média de aproximadamente 250 m, podendo variar em face da grande amplitude de maré. A faixa praial possui em geral extensão com cerca de até 8 km. A declividade apresenta idêntico comportamento, constituindo uma superfície plana cuja monotonia é quebrada apenas pela existência de cristas e canaletas, que ocorrem esporadicamente, atravessando as praias em processo migratório na direção da costa, onde desaparecem em seguida, preenchidas por areia. Nas canaletas, observam-se grandes marcas onduladas decorrentes da ação das ondas e das correntes litorâneas, com características de *mega ripples*, pequenas marcas formadas por ondas minúsculas, resultante da ação do vento nas poças d'água, retidas por ocasião do recuo da maré.

De acordo com Wright *et al.* (1982), a morfologia das praias, independente do estágio morfodinâmico em que se encontrem, está associada às características dos sedimentos e às condições imediatas e antecedentes destes ecossistemas. Em função das características das praias do litoral norte da Ilha de São Luís, estas apresentam um estágio morfodinâmico do tipo dissipativo, salientando-se a intensa atividade das ondas, marés, correntes litorâneas e ventos. Santos (1989) considera que o transporte é operado no sentido predominante E-W.

Em regra geral, as praias da Ilha de São Luís apresentam o seguinte perfil (Viana, 2000)(figura 02):

Figura 02. Perfil topográfico típico das praias do norte da Ilha de São Luís (Viana, 2000).



- ▶ Pós-praia (*backshore*) – localiza-se entre a base da duna (máximo de preamar) e a média de preamar, constituindo-se numa estreita faixa de areia com presença de material biodetrítico, imerso quando das grandes marés de sizígia (25%). Este sub-ambiente parcialmente mascarado em virtude da construção de enroncamentos rochosos. No entanto, nota-se ainda pequenos desníveis, formado acima do limite do fluxo da preamar (Santos, 1996);
- ▶ Estirâncio (*foreshore*) – o estirâncio é representado por uma faixa de areia que, fica hora emersa, hora submersa entre as linhas de preamar e baixamar, constituindo-se na praia.
- ▶ Ante-Praia (*offshore*) – este subambiente corresponde ao ambiente de contato com o estirâncio em direção o mar, sempre submerso mesmo durante a baixamar, e caracteriza-se pela presença de barras arenosas (*low and ball*), constituídas por areias finas e quartzosas.



Figura 03. Mapa de localização dos perfis levantados na praia de São Marcos (modificado de Viana, 2000).

Os poucos levantamentos praias foram feitos sobretudo ao Norte da Ilha de São Luís (figura 03)(Viana, 2000). De acordo com o mesmo autor, próximo ao Farol na praia de São Marcos, o perfil praiial, com aproximadamente 200m (Figuras 02 & 03) mostra que apesar da presença de um afloramento rochoso (Itapecuru (Prancha 5 e Estampas 3 & 4), a declividade é até a linha de baixamar, onde ocorre uma quebra brusca do prisma praiial, mergulhando na antepraia (Figuras 03 & 4). Durante o primeiro período (setembro a novembro de 1997), que corresponde ao período de estiagem, traços erosivos apareçam na parte superior e deposição na parte inferior. No período de janeiro a março de 1999 (período chuvoso), marcas de erosão tomaram conta do estirâncio superior e sedimentação na parte inferior. Já no período de setembro a novembro de 1999, as mesmas observações similares foram feitas no primeiro período de levantamento (Viana, 2000).

No Pontal de São Marcos (figuras 03 e 05), o perfil é caracterizado por seixos rolados, afloramento rochoso (Prancha 5 e Estampas 3 e 4) e um declive suave, e uma extensão de 250 m. No período de estiagem (setembro a novembro de 1997), Viana (2000), nota uma alternância de processos erosivos e deposicionais. No período de janeiro a março de 1998, marcas erosivas foram observadas ao longo de todo o perfil. No entanto, no período de setembro a novembro de 1999, processos de sedimentação tomaram conta de todo este perfil praial.

Ao longo do perfil praiial 3 com 250 m de extensão, levantado na parte central da praia de São Marcos (figuras 03 e 06), Viana (2000), mostra que a pós-praia apresenta-se bastante artificializada, devido aos processos antrópicos. Porém, o mesmo autor define que durante o período setembro a novembro de 1997, houve engordamento no pós-praia e processo erosivo nas partes superior e inferior do estirâncio. Durante o período de janeiro a março de 1998 (chuvoso), observou-se traços erosivos em todo o perfil. No entanto, no decorrer do período de setembro a novembro de 1999, este perfil registrou um processo de engordamento em toda a sua extensão, em função da ação eólica bastante ativa nesta época de acordo com Feitosa (1996).

Figura 04. Perfil 1, próximo ao Farol de São Marco na praia do mesmo nome (modificado de Viana, 2000).

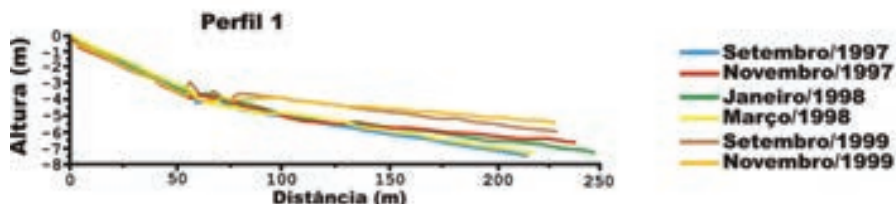


Figura 05. Perfil 2 levantado na praia de São Marcos (modificado de Viana, 2000).

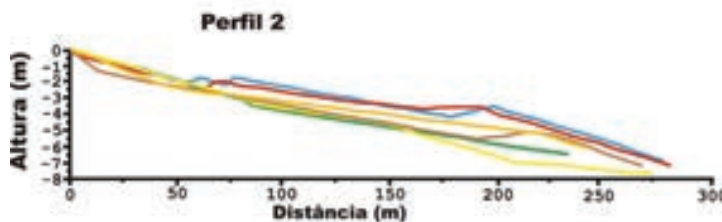


Figura 06. Perfil 3 levantado na praia de São Marcos (modificado de Viana, 2000).

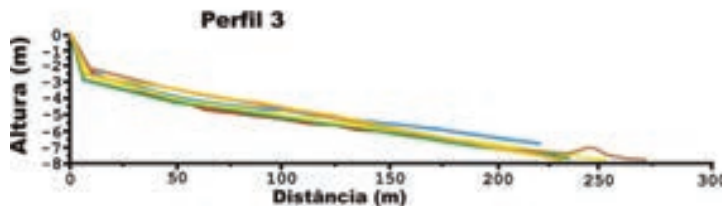
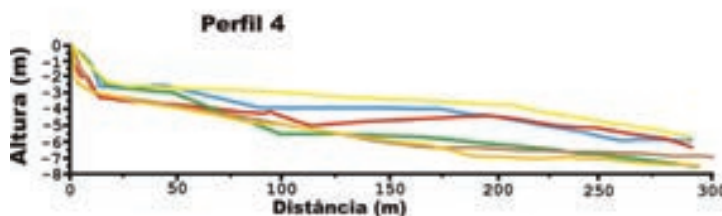


Figura 07. Perfil 4 levantado na praia de São Marcos (modificado de Viana, 2000).



O perfil praial 4 foi levantado perto da desembocadura do rio Calhau (Figuras 03 e 07) por Viana (2000) e parece o mais extenso com cerca de 320m e caracteriza-se por apresentar uma larga zona de surf. Nos meses de setembro a novembro de 1997, o processo erosivo tomou conta do perfil inteiro. No período janeiro a março de 1998, foi possível observar processo de engordamento em todo o perfil. Porém de setembro a novembro de 1999, marcas erosivas atingiram o perfil inteiro.

Trabalhos feitos na praia de Atalaia (Delta do Parnaíba) indicam que o caráter dissipativo das praias, com uma face praial ampla e baixa declividade, onde inexistem bermas, aliada a uma grande abundância de areia na plataforma continental adjacente (Bittencourt et al., 1990).

8. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS ÁREAS COM TENDÊNCIA EROSIVA, BYPASS E ACRESÇÃO

Trabalhos bastante localizados e desenvolvidos sobretudo nos Setores 01 e 02 (Figura 01) da ZCEM indicam processos de erosão e de acresção são mostrados a seguir.

Erosão

116

A erosão praial é um dos fenômenos mais impressionantes entre os processos costeiros, que acabou transformando-se em um problema emergencial, na maioria das áreas costeiras do mundo. Segundo Bird (1985, apud Souza, & Angulo, 1997), mais de 70% das costas arenosas têm exibido uma tendência erosiva nas últimas décadas, menos de 10% apresentam progradação e de 20-30% mostram-se estáveis. A erosão praial é um processo pelo qual, há a remoção de sedimentos praias por ondas, ventos, marés e deriva litorânea. Este processo é acelerado, quando ocorre um déficit de fornecimento, em relação à taxa de remoção dos sedimentos.

Esta tendência à erosão das praias arenosas, nos dias de hoje, têm sido discutidas por numerosos autores, e a maioria deles admite um aumento do nível do mar relativo, como causa mais importante. Komar (1983), sugeriu que a erosão costeira é o resultado de uma complexa interação entre os processos físicos, bem como de movimentos combinados de águas, induzidos pelas ondas incidentes e de tempestades, marés e correntes litorâneas, interagindo com a costa.

Short (1979), Wright et al. (1979), Short & Hesp (1982) e Alves (2001) sugeriram que os estados morfodinâmicos da praia e da zona de surfe são também, outros fatores importantes nos processos erosivos de escala local e de curta duração.

Os minerais pesados também têm sido utilizados como indicadores de erosão. Frihy & Komar (1993), observando as praias do delta do Nilo, conseguiram relacionar zonas de erosão da linha de costa, e mostraram que há uma grande correlação com a distribuição e concentração de minerais pesados (“placers”), nas áreas sujeitas à erosão. Segundo estes autores, com a erosão mais atuante, haverá uma concentração mais alta de minerais pesados.

As praias do litoral norte da Ilha de São Luís sofrem transformações morfológicas (Santos, 1989; Feitosa, 1989, 1997; Tarouco & Santos, 1997; Sobrinho, 1998). Além de processos naturais, estes autores mostram que as alterações morfológicas são também de origem antrópica, devido o processo acelerado da urbanização, que vem causando processos de desmatamento, remoção de dunas e paleo-dunas, poluição de corpos aquáticos, lixo, etc. (Viana, 2000).

Segundo Viana (2000), levantamentos de perfis topográficos nas praias da Ilha de São Luís (Figuras 03, 04, 05, 06 e 07) apresentam as seguintes observações:

- ▶ Praia de São Marcos (farol): no período de setembro a novembro de 1997 (estiação) traços de erosão apareceram na parte superior e deposição na parte inferior da praia. No entanto, no período de setembro a novembro de 1997, foram feitas as seguintes observações: erosão no estirâncio superior e sedimentação na parte inferior.
- ▶ Pontal de São Marcos: entre setembro a novembro de 1997, processos de erosão e sedimentação alternaram-se no estirâncio. Entre janeiro a março de 1988 (chuvas), a erosão tomou conta de todo o perfil praial.

Estas praias são constituídas por areias finas quartzosas como as demais praias da Ilha de São Luís (Santos, 1989; Tarouco e Santos, 1997; Sobrinho, 1998). A mediana segue perfeitamente os valores da média. O desvio padrão caracteriza a presença de sedimentos moderadamente selecionados a bem selecionados, demonstrando uma menor seleção dos grãos. A assimetria é negativa contrariando os valores das praias supracitadas, o que caracteriza uma dinâmica diferente das demais praias, bem como sua morfologia e principalmente sua topografia, o que confirma uma maior ação dos agentes oceanográficos, associados a ação dos ventos. A curvatura apresenta domínio de leptocúrtica a muito leptocúrtica, traduzindo um processo sedimentológico com uma energia capaz de transportar sedimentos arenosos ao longo do perfil, produzindo um ambiente de praia arenosa oceânica dissipativa (Viana, 2000).

Dominguez (1993) advoga que a erosão da linha de costa é, mais adequadamente, caracterizada como recuo da linha de costa. Isto se deve ao fato de que as praias, a

porção mais visível e valiosa da maioria das zonas costeiras não estão, na realidade, sendo erodidas, mas simplesmente mudando sua posição no espaço e este fenômeno não causa danos ao ambiente praial, que se ajusta continuamente à evolução do traçado litorâneo. Segundo o autor, a “crise” da erosão costeira é, em certo sentido, criada pelo homem, pois se ninguém ocupasse as áreas próximas à linha de costa, não haveria problema algum.

Segundo João Evangelista (comunicação verbal), a linha de costa recuou de 700-800 m em dois anos, sempre foi regressiva, com uma taxa de ± 3 m/ano. Este recuo foi atribuído a diminuição da área do Salgueiro, provavelmente em função da construção dos diques dos criatórios de camarão e do aumento da altura das marés com cerca de 1,5 m no mesmo período.

No trecho entre a Pedra do Sal (Prancha 2, Estampa 6) e a foz do rio Igarassú (Delta do Parnaíba), observou-se, na zona de estirâncio, o aparecimento de paleomangue exumado. Trata-se de uma faixa de antigos manguezais que estavam cobertos pelas areias e hoje estão aflorando, testemunhando o recuo da linha de costa. A Pedra do Sal (promontório de rocha granítica) funciona como um obstáculo natural que retém sedimentos transportados pela deriva litorânea do lado de montante, causando erosão a jusante. As praias de Macapá e Cajueiro da Praia também experimentam processo acelerado de erosão, com registros de degradação de vias públicas e patrimônios particulares.

Bocccoli (1971), em estudos sobre deltas marinhos holocênicos brasileiros classificou o delta do Parnaíba como do tipo “destrutivo dominado por ondas”, com a progradação da linha de costa ocorrendo a partir da construção de cordões litorâneos, restingas e barras de desembocadora.

Acresção

Segundo Bittencourt et al. (2003), as zonas de progradação quaternárias, estão associadas, na sua maioria, a foz de rios (delta do o Parnaíba), sendo representadas por planície fluvial e flúvio-marinha e por cordões arenosos marinhos, ambos recobertos por dunas em grandes trechos. No litoral oriental do Maranhão, extensos bancos arenosos defronte à foz de rios que descobrem nas grandes baixa-mares de sizígia (DHN, 1974; 1975; 1978a, *apud* Bittencourt et al., 2003).

9. TAXAS DE EROSIÃO/ PROGRADAÇÃO COM INCLUSÃO DE ÍNDICE DE MOBILIDADE

O único trabalho com informações quantitativas (1988 a 1993)(Santos, 1996) mostra que:

- ▶ a Lagoa de Jansen sofreu redução do espelho d'água em 5.96 ha, numa taxa de 1.19 ha/ano;
- ▶ os mangues nas margens da Lagoa de Lansen sofreram uma diminuição de 2.95 ha;
- ▶ as dunas atuais localizadas imediatamente acima da linha máxima de preamar ou da pós-praia apresentam uma redução de 2.51 ha.;
- ▶ as paleodunas sofreram também uma redução de 8.49 ha.

Trabalhos baseados em análises de dados no período de 1961–1991 (Feitosa, 1996) mostram que não ocorreram alterações significativas na extensão de ambientes costeiras (campos de dunas, etc.), porém as transformações mais relevantes ocorreram nos ambientes mais dinâmicos como canais, dunas móveis, manguezais e praias. As dunas ativas representam o ambiente de maior dinâmica areal, tendo registrado um crescimento contínuo durante o período analisado, com expansão de sua área avaliada em 2,3 km². Segundo o mesmo autor, a superfície ocupada pelas praias, registrou as maiores alterações. Nos últimos 15 anos, este ambiente apresentou uma dinâmica muito intensa, notadamente na extremidade oeste da praia de Carimã, com aumento de sua área em 1.1 km².

Segundo Viana (2000) em trabalhos feitos na praia de São Marcos (figuras 03, 04, 05, 06 e 07), os perfis praias para o período de 09/1997 a 11/1999 conheceram eventos de erosão e engordamento, sendo estes intimamente relacionados aos períodos de estiagem e chuvoso, bem com aos processos oceanográficos, em particular: ondas, marés e correntes associadas.

No litoral maranhense, estudos sobre erosão são escassos, no entanto algumas observações e estudos mostram que vários trechos, a exemplo da Ilha do Caju (Delta do rio de Parnaíba) mostram que a zona praial é sujeita à erosão e acreção (LABOHIDRO, 1999).

Pranchas 1 a 6: Praias oceânicas do Estado do Maranhão

PRANCHA 1



Estampa 1. Tanques instalados nos contornos dos manguezais para carcinicultura e salinas. São areias flúvio-marinhas.



Estampa 2. Planícies flúvio, lacustre-marinhas, abaulados de forma positiva ou negativa, composta por areias quaternárias de origem continental e marinha, sedimentos lacustres, arenosos e argilosos.



Estampa 3. vista panorâmica mostrando a floresta de mangue (*Rhizophora mangle* ou mangue vermelho ou sapateiro, *Avicenia germinans* ou mangue siriba ou siriuba e *Avicenia scharuerina*: mangue preto) no Delta do Parnaíba.



Estampa 4. Dunas fixas em forma de cordões alongados, segundo a direção NE-SW, constituídas por areias bem classificadas (0.125 mm). Ocorrem ao longo de toda a costa ao longo de toda a costa. São colonizadas freqüentemente por cajueiro, murici, coroa de frade, cajui, salsa. Carnáuba e criuli.



Estampa 5. Dunas móveis do tipo barcanas, orientadas NE-SW, com altura de até 20-25m. Ocorrem nas praias Bitupita (CE), Macapá, Luiz Coreia, Igarauçu e Pedra do Sal/Pontal (PI), Canárias, Caju, Tutoia, Paulino Neves (MA).

PRANCHA 2



Estampa 1. Praia de Barra Grande, onde se pode observar a ocorrência de areia grossa a média predominantes e secundariamente areias finas (10%). Ao fundo, observa-se a presença de barreiras naturais, constituídas por níveis de areias laterizadas, que se constituem em cordões paralelos à costa, servindo como anteparo das ondas.



Estampa 2. Praias e restingas, com ocorrência de argila nas lagoas de inundação na praia da Pedra.

Estampa 3. Praia do Macapá, apresentando marcas erosivas.



Estampa 5. Praia do Macapá, onde observam-se estruturas sedimentares encontradas na berma, são exatamente as mesmas encontradas nos denominados cordões de pedra (*beach rocks*) laterizados e que hoje protegem algumas praias, que ocorrem mais para oeste.



Estampa 6. Praia a leste do farol da pedra do sal, onde ocorre uma extensa floresta de mangue afogada por areia. Observa-se, por algumas centenas de metros a presença de restos de vegetação, salientando-se sobretudo os abundantes troncos de árvores, parcialmente incarbonizados, soterrados por areias, muito semelhante às atuais. Localmente observa-se o desenvolvimento de níveis (30-40 cm de espessura) constituídos por material argiloso, muito rico em matéria orgânica.



Estampa 4. Ao longo da praia do Macapá, observou-se extensa deposição de artefatos, jogados dentro do rio Parnaíba.

PRANCHA 3



Estampas 1 a 4. Vista aérea das dunas móveis do tipo barcanas, do Delta do Parnaíba e Litoral Oriental do Maranhão.



PRANCHA 4



Estampa 1. *Slikke* na Ilha de São Luís, observar bancos de areia em fase migração.

Estampa 2. *Slikke* na Ilha de São Luís, observar o litoral recortado e ocupado por florestas de manguezais.

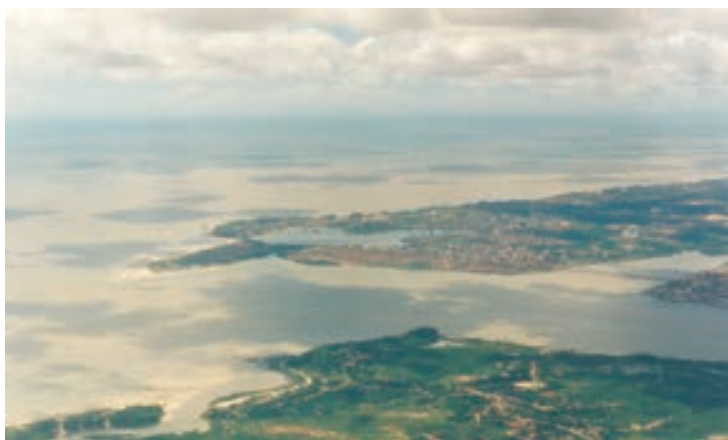


Estampa 3. A foz da Baía de São José no Golfão de Maranhense e processos de acreção.

Estampa 4. Vista aérea mostrando as falésias e as enseadas do norte da Ilha de São Luís.



PRANCHA 5



Estampa 1. Baía de São Marcos, a esquerda a cidade de São Luís e a Lagoa de Jansen.



Estampa 2. Falésia viva ao norte da Ilha de São Luís, esculpida na formação de Itapecuru, indicando processos erosivos atuantes.

Estampa 3. "falsas rias" no Litoral oriental do Maranhão e os campos de dunas litorâneas.



Estampa 4. a Baía de Tubarão faz parte do litoral de "falsas rias" do Maranhão. Observar a dispersão da pluma estuarina na Plataforma Continental Interna do Maranhão.

PRANCHA 6



LOPES, P., CORREIA, R., MAIA, R. & SILVA, S., 1995



REIS, N.; HOMOBONO, D.; OLIVEIRA, A., 1992



FOTO: SOUTO, F.A.F.; TEXEIRA, H. DA S. & CARLOS R., 1992

Estampas 1, 2 e 3. Falésias vivas do Litoral NW do Maranhão (Alcântara) esculpidas na formação do Itapecuru. O pós-praia é recoberto areias fina a média e blocos, cascalho e seixos, provindos da erosão da falésia. Observar intercalações de níveis carbonáticos, argilosos e margosos.



FOTO: REIS E.N.; HOMOBONO, D.; OLIVEIRA, A., 1992

Estampa 4. Falésia viva do Litoral NW do Maranhão (Alcântara) esculpida na formação do Itapecuru. O pós-praia é formado por cascalho, seixos e areia fina a média, está encostado nesta falésia.



FOTO: REIS E.N.; HOMOBONO, D.; OLIVEIRA, A., 1992

Estampa 5. Falésias vivas do Litoral NW do Maranhão (Alcântara) esculpidas na formação do Itapecuru, mostrando intercalações de níveis carbonáticos, argilosos e margosos.

CONCLUSÃO

A síntese dos trabalhos (relatórios, trabalhos de conclusão de curso, teses de mestrado e doutorado, artigos publicados) permitiu obter uma visão regional sobre a dinâmica da ZCEM, sobretudo nos setores 01 e 02. A ZCEM, com um litoral diversificado: o Golfão maranhense, bastante aberto (10 km) para o Oceano Atlântico, separa dois tipos de costas: a NW, as “falsas rias”, bastante ativas e a Leste, um litoral retilíneo, sendo estes trechos fortemente controlados estruturalmente. Em ambos os setores, é possível reconhecer várias unidades e sub-unidades: (i) planalto costeiro, (ii) planície flúvio-marinha; (iii) planície costeira (manguezais, campos, *cheniers*, depósitos eólicos costeiros pleistocênicos/ paleodunas, depósitos eólicos holocênicos/ recentes, deltas ce maré, praias-barreiras, lagoas). Estas unidades e subunidades apresentam assinaturas diferentes em ambos os setores.

A plataforma continental interna é ocupada por “dunas hidráulicas”, dispostas segundo a direção ENE-WSW. Estas estruturas arenosas móveis são assimétricas com comprimento entre 14 e 70 km, largura em torno de 7 m e altura entre 8 e 20 m.

Segundo El-Robrini (1990) e El-Robrini et al. (1992), os bancos arenosos representam “estoques fósseis”, atualmente remanejados pelas correntes de maré. Os mesmos autores mostram que a migração destes bancos pode alcançar velocidades de até 180 m/ano sobretudo na baía de São Marcos e representar fontes importantes de “alimentação” das praias oceânicas e estuarinas, sendo que para estas últimas, os depósitos das formações do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras devem contribuir também.

A ZCEM sofre influência das ondas e marés, respectivamente com uma altura de 1-1,5 m e 6,65 m (macro-maré) no litoral NW e Golfão Maranhense (setores 01 e 03, figura 01) 1,57 m (meso-maré) no litoral oriental (setor 02, figura 01).

Na ZCEM, poucos trabalhos versam sobre o transporte de sedimentos costeiros. Porém em áreas restritas como ao norte da Ilha de São Luís, Feitosa (1996), mostra que a migração dos sedimentos ocorre pelas correntes litorâneas, durante a preamar, e pela deposição eólica, após a terceira hora antes da baixa-mar, as canaletas ou *ridges* são alimentadas permanentemente por grandes quantidades de areias, que são retrabalhadas, formando marcas de ondulação do tipo *mega ripples* e *ripple marks*.

No litoral oriental do Maranhão, um sentido geral único na deriva litorânea efetiva de sedimentos, de leste para oeste (Dominguez & Bittencourt, 1996 MMA/UFRJ/FUJB/LAGET, 1996; Martin, et al., 1998, Apud Bittencourt et al., 2003) foi definido.

As praias situadas ao norte da Ilha de São Luís tem uma largura média de aproximadamente 250 m, podendo variar em face da grande amplitude de maré. A faixa praial possui em geral extensão com cerca de até 8 km. Estas apresentam um estágio morfodinâmico do tipo dissipativo, salientando-se a intensa atividade das ondas, marés correntes litorâneas e ventos.

Estas praias são submetidas à transformações morfológicas (Santos, 1989; Feitosa, 1989, 1997; Tarouco & Santos, 1997; Sobrinho, 1998) devido a processos naturais ocasionalmente antrópicos (Viana, 2000). Poucos dados estão disponíveis na ZCEM, porém na praia de São Marcos, Viana (2000) aponta traços de erosão na parte superior e deposição na parte inferior da praia durante o período de estiagem. No entanto, no período seco, processos erosivos avançam no estirâncio superior e de sedimentação na parte inferior.

Em comparação aos estudos das zonas costeiras dos setores nordeste, central e sul do Brasil, na ZCEM, os estudos são bastante recentes, e localizados, em função também das dificuldades de acesso e devem nos próximos anos trazer novos cenários.

Referências bibliográficas

- ABREU, F.A.M. de; VILLA, R.N. & HASUI, Y; 1980. Esboço estrutural do Pré-Cambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, 1980. Anais SBG, V. 03: 647-698.
- AGUIAR, G.A., 1971. Revisão Geológica da Bacia do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, 1971. Anais. SBG, V.3: 113-122.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1989. Cheniers and Chenier Plains: A General Introduction. *Marine Geology*, v. 90: 219-229.
- ALVES, M.A.M.S., 2001. Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua – NE do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências (Dissertação de Mestrado): 104p.
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P. & MARINHO, R.K., 1990. Origem e Evolução das Bacias de Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobrás. Rio de Janeiro: 221-233.
- BARBOSA, G.V. & PINTO, M.N., 1973. Geomorfologia da Folha SA-23 (São Luís) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In Brasil: Projeto Radam Brasil. Rio De Janeiro. Cap.2: 3-26.
- BIGARELLA, J.J., 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 47 (supl.): 365-393.
- BITTENCOURT, A.C Da S.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MOITA FILHO, O.1990. Variações texturais induzidas pelo vento nos sedimentos da face da Praia de Atalaia, Piauí. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1-4): 201-207.
- BITTENCOURT, A.C Da S.; DOMINGUEZ, J.M.L.; MARTIN, L. & SILVA, I.R., 2003. Um aproximação de primeira ordem entre o clima de ondas e a localização, de longa duração, de regiões de acumulação flúvio-marinha e de erosão na costa do Brasil. *Revista de Geociências*, 33 (2): 159-166.
- BOCOCCOLI, G., 1971. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros – Uma Tentativa de Classificação. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio De Janeiro, 14 (1): 5-38
- BRANNER, J.C., 1902. Geology along the Pernambuco coast south of Recife. *B. Geol. Soc. Amer.*, v.13: 58-92.
- CAMPBELL, D.F., 1949. Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Belém, Petrobras (Rept.7).
- COHEN, J.C.P, SILVA DIAS, M.A. & NOBRE, C., 1995. Environmental Conditions Associated With Amazonian Squall Lines: A Case Study. *American Meteorological Society* 123 (11): 3129-3143.
- COHEN, J.C.P., 1989. Um estudo Observacional de Linhas de Instabilidades na Amazônia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE (INPE-4865 TDL/376).
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIA, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. & WANDERLEY FILHO, V.J.R., 1977. Projeto Gurupi. Relatório Final. DNPM/CPRM.Belém, v.1: 258p.
- CAVALCANTE P.R.S., et al., 1983. Levantamento loecológico na área de Influência da Indústria de Alumínio do Consórcio Alumar na Ilha de Saã Luis: Sub-Projeto Geologia e Geomorfologia. São Luis: Laboratório de Hidrologia:
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S. & PINHEIRO, R.V.L., 1991. Aspectos da tectônica cenozóica na região do salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: III Simpósio de Geologia da Amazônia. Resumos Expandidos. Belém. SBG-Núcleo Norte: 156-165.
- DIAS, G.T.M.; EL-ROBRINI, M.; FREIRE, G.S.S. & FIGUEIREDO, A.G. de, 2004. Carta de Sedimentos do fundo da plataforma Continental Brasileira (Sul, Centro, Nordeste e Norte) – Área de Oceanografia Geológica, Carta J tipo.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1988. Tábua de Maré da Costa do Brasil e Portos Estrangeiros, Rio de Janeiro.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. & MARTIN, L., 1983. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocadoras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (2): 98-105.
- DOMINGUEZ, J.M.L., 1993. Programa de Gestão e Administração Territorial – GATE. Relatório de visita técnica à Residência da CPRM em Fortaleza. Salvador: 9p.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, 1996. Regional Assesment of Long-term Trends of Coastal Erosion in Northearn Brazil. *An Acad. Bras. Ciências*, 68: 355-371.
- DOMINGUEZ, J.M.L., 1999. Erosão costeira na região leste-nordeste do Brasil. Tese de Professor Titular. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia: 175p.
- DOMINGUEZ, J.M.L.. & MARTIN, L. (consultado em 2004). Controles Ambientais no desenvolvimento de dunas costeiras da região Nordeste do Brasil. <http://www.cpgg.ufba.br/ec/dunas.htm>.

- EL-ROBRINI, M., 1992. Evolution Rapide des fonds d'une zone estuarine: le Secteur d'Itaqui-Baie de São Marcos-Maranhão (Brésil). Editions IFREMER, PARIS: 159-175.
- EL-ROBRINI, M.; TUMA, L.S.R. & SILVA, C.A. DA, 1993. Estudo Sedimentológico das Areias Litorâneas do Nordeste do Pará e do Noroeste do Maranhão. IV Congres. Associa. Brasil. Estud. Quatern. – ABEQUA, São Paulo (Brasil), 5-8 de Julho de 1993: 89.
- EL-ROBRINI, M., 1999. A Cobertura Sedimentar da Plataforma Continental do Norte do Brasil. Relatório do Score/NO – Programa REVIZEE: 30p.
- EL-ROBRINI, M.; ROCHA, E.J.P.; RIBEIRO, E.B.M.; DE LIMA, G. DO S. P. DE; SANTOS, M.DE L. S.; ALVES, M.A.M.S. & EL-ROBRINI, M.H.S., 2002. Atlas Oceanográfico na Área de Influência do Bloco Exploratório BM-BAR-I.
- FEITOSA, A.C., 1989. Evolução Morfogenética do Litoral Norte da Ilha do Maranhão. Rio Claro, UNESP: 210p. Dissertação de Mestrado.
- FEITOSA, A.C. & CRISTOFOLETTI, A. C. F. E. A, 1993. Caracterização geomorfológica das praias do litoral norte do município de São Luís Ma. In: V Simpósio de Geografia Física Aplicada, São Paulo. V Simpósio de Geografia Física Aplicada - Anais. São Paulo: USP, 1993. v. 1: 231-236.
- FEITOSA, A. C., 1996. Parâmetros analíticos dos sedimentos da praia do Canto, Paço do Lumiar - Ma. In: 3a Reunião Especial da SBPC, 1996, Florianópolis. Ecossistemas costeiros: do conhecimento à gestão. Florianópolis: UFSC, v. 1: 408-409.
- FEITOSA, A. C., 1997. Morfodinâmica da área costeira a nordeste da ilha do Maranhão. In: VII Simpósio de Quantificação em Geociências, 1997, Rio Claro. VII Simpósio de Quantificação em Geociências - Anais. Rio Claro: UNESP, v. 1: 45-47.
- FEMAR, 1997. Catálogo das Estações Maregráficas do Brasil.
- FERREIRA JR., C.R.P., 1996. Neotectônica na Bacia de São Luis. Tese de mestrado, CPGG/UFPA: 139p.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; TEIXEIRA, L.B.; AMORIM, J. & CARMINATI, M., 1982. Projeto Barreirinhas: reavaliação da bacia cretácea, áreas terrestre e marítima. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. Interno.
- FLAGG, C.N.; GORDON, R.L.; MC. & DOWELL, S., 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the western equatorial Atlantic. *Journal Of Physical Oceanography*, 16: 1412-1429.
- FONSECA, C.A.; PATTI, J.R.; CAMPOS, E.J.D. & SILVEIRA, I.C.A., 2000. Estudo numérico dos vórtices emitidos pela corrente norte do Brasil. Laboratório de Modelagem dos Oceanos (Lab. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP).
- FRANCISCONI, O.; COSTA, M.P.A.; COUTINHO, M.G.N. e VICALVI, M.A., 1979. Geologia Costeira e Sedimentos da Plataforma Continental Brasileira. REMAC, Nº 5:
- FRIHY, O.E. & KOMAR, P.D., 1993. Long-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of Nile delta, Egipt. *Marine Geology*, 115: 253-261.
- GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; LENTZ, S.J.; CANDELA, J.; LIMBURNER, R.; JHONS, W.E.; CASTRO, B.M e SOARES, I.D., 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, 16: 575-616.
- IBAMA, 1989. Lista oficial das espécies da fauna ameaçada de extinção. Diário oficial da União, 23-02.
- IBAMA/SEMATUR, 1991. Diagnóstico dos principais problemas ambientais do Estado do Maranhão. Programa Nacional de Meio Ambiente. Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis / Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Turismo do Maranhão. Ed. Lithograf. São Luís, MA: 194p.
- IGREJA, H.L.S., 1985. Estudo geológico da seqüência Camiranga – nordeste do Pará, Belém: 85p. Tese de Mestrado da UFPA.
- IGREJA, H.L.S., 1992. Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do NE do estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 192p. (Tese de Doutorado).
- INMAN, D.L. & NORDSTROM, C.E., 1971. On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*, v.79: 1-21.
- INNOCENTINI, V.; PRADO, S.C.C.; PEREIRA, C.S.; ARANTES, F.O. & BRANDÃO, I.N., 2000. Marulhos no litoral norte do Brasil geradas por furacões: Caso 24 de outubro de 1999. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia de 16 a 20 de Outubro. Rio de Janeiro.
- KOMAR, P.D., 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice Hall Editors. Englewood Cliffs. New Jersey: 429p.
- KOMAR, P.D., 1983. Handbook of coastal processes and erosion. fl: CRC Press: 1-20.
- GONÇALVES, R.A., 1998. Sobre o transporte eólico de areia nos Lençóis Maranhenses. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte (MG). *Anais*. Belo Horizonte: SBG: 262.
- KOPPLER, J. & NOGUEIRA, R.A., 1973. Influência de Possíveis Rochas Fontes na Plataforma Continental Brasileira. CAMIN/ CPRM - REMAC.
- KOWSMANN, R.O. & COSTA, M.D.A, 1979, Sedimentação quaternária da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. REMAC, nº 8: 55p.

- LABOHIDRO, 1999. Diagnóstico Ambiental da Ilha do Caju. Relatório Síntese das Unidades Ambientais. LABOHIDRO/UFMA: 96p.
- LEBIGRE, J.M., 1994a. Tannes et Transitions Marécageuses de l'Amazonie et du Nordeste du Brésil. Trav. Lab. Géol. Phys. Appl., Bordeaux, n. 12: 7-19.
- LEBIGRE, J.M., 1994b. Les Marais Maritimes de la Baie de São Marcos (MARANHÃO – BRÉSIL). Trav. Lab. Géol. Phys. Appl., Bordeaux, n. 12: 21-35.
- LIMA, E. de A.M. & LEITE, J.F., 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológica-metalogenética. Relatório Final. Recife, DNP/CPRM, 16v. il. mapa.
- LUEDMANN, E.F., 1967. Preliminary results of drift-bottle releases and recoveries on the western tropical Atlantic. Bol. Inst. Oceanogr., 16 (1): 13-22.
- METCALF, W.G., 1968. Shallow currents along the northeastern coast of South America. Journal Of Marine Research, 26: 232-243.
- MELO, T. DE, 2002. Dinâmica de Nutrientes e da Matéria Orgânica em um Manguezal NE da Ilha de São Luis (MA). UFPA/CPGG, Tese de Doutorado: 152p.
- MESNER, J. & WOOLDRIDGE, P., 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretácea do Maranhão. Boletim Técnico PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v.7, n.2: 137-164.
- MICHEL, D. & HOWA, H.L., 1999. Short term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. Journal of Coastal Research. 15 (2): 429-437
- MINISTÉRIO DE MEIO AMBIENTE, 1996. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC. Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil: Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Coordenações Estaduais do Gerenciamento Costeiro. Brasília, Programa Nacional do Meio Ambiente: 301p.
- MIURA, K. & BARBOSA, J.C., 1972. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, 1972, Belém. Anais. Belém: SBG, v.1: 57-66.
- MORAIS, J.O., 1977. O Processo de Sedimentação na Baía de São Marcos. Estado do MARANHÃO, BRASIL. Arquivo de Ciências do Mar, Fortaleza, 17 (2): 153-164.
- PAIVA, G. DE; SOUZA, H.C.A.; & ABREU, S.F., 1937. "Ouro e Bauxita na Região do Rio Gurupi (PARÁ-MARANHÃO). BRASIL" MME, D.N.P.M., Boletim 13, Rio De Janeiro: 172p.
- PALMA, J.J.C., 1979. Geomorfologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. In: H.A.F. Chaves (Editor), Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Rio de Janeiro. PETROBRAS - REMAC, 7: 25-51
- PAMPLONA, H.R.P., 1969. Litoestratigrafia da Bacia Cretácea de Barreirinhas. Rio de Janeiro. Bol. Téc. PETROBRÁS, v.12, nº 3: 261-290.
- PEDREROS, R., HOWA, H.L. & MICHEL, D., 1996. Application of grain-size-trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. Marine Geology, 135: 35-49.
- POMERANCBLUM, M. & COSTA, M.P.A., 1977. Sedimentologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. REMAC. nº 1: 125-146.
- PORTOBRÁS, 1988. Parecer Técnico quanto aos Aspectos Hidráulico/Sedimentológicos Referentes às Alternativas de Solução para Implantação do Pier Petrolero do Porto Comercial do Itaqui. V.1: 51p.
- REBELO, F.C. & MEDEIROS, T.C.C., 1988. Cartilha do Manguê de São Luis. UFMA: 31p.
- RICHARDSON, P.L.; ARNAULT, S.; GARZOLI, S. & BROWN, W.S., 1994. North Brazil Current Retroflexion Eddies. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, Nº 6: 997-1014.
- RODRIGUES, T.L. das N.; FAVILLA, C.A.C.; CAMOZZATO, E. & VERISSIMO, L.S., 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Bacabal. Folha SB.23-X-A. Estado do Maranhão. Escala 1:250000. Brasília, CPRM: 124p. il.
- ROCHA, E.J.P.; RIBEIRO, E.B.M. & EL-ROBRINI, M. (no prelo), Caracterização Climática da faixa costeira do NE do Pará.
- SANTOS, J.H.S. DOS., 1989. Introdução ao Estudo Geomorfológico da Praia da Ponta D'areia – São Marcos. SÃO LUIS. UFMA: 64p. Monografia de Graduação.
- SANTOS, J.H.S. DOS., 1996. Análise por Geoprocessamento da Ocupação na Franja Costeira ao Norte da Cidade de São Luis – MA. Dissertação de Mestrado, UFRJ: 149p.
- SEYMOUR, R.J. & CASTEL, D., 1989. "Modeling cross-shore transport." Nearshore Sediment Transport, Plenum Press, New York, N.Y.: 387-401.
- SHORT, A.D., 1979. Three dimensional beach stage model. Journal of Geology. 87: 553-571.
- SHORT, A.D. & HESP, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. Marine Geology. 48: 259-284.
- SILVA Jr., O.G., 1998. Morfoestratigrafia do noroeste da Planície Costeira de São João de Pirabas (Nordeste do

Pará). Tese de Mestrado – CPGG/CG/UFPA:

- SILVA Jr., O.G. & EL-ROBRINI, 2001. Morfoestratigrafia do noroeste da planície costeira de São João de Pirabas (Nordeste do Pará). *Revista Brasileira de Oceanografia*, 49 (1/2): 99-114.
- SILVEIRA, J.D. DA., 1968. Morfologia do Litoral. In Azevedo, A. Brasil, A Terra e o Homen. São Paulo. Cie Ed Nacional V.1: 254-305.
- SMALL, H.L., 1913. Geologia e suprimento d'água no Piauí e parte do Ceará. Rio de Janeiro: Inspeção Federal de Obras Contra as Secas, série 1-D, publ. 32: 146p.
- SUDENE, 1977. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, Folha no 4 São Luís SE. Série Brasil. Sudene. Hidrogeologia, 51. Ministério do Interior. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. Divisão de Recursos Minerais. Recife, PE.
- SOBRINHO, J.P.C. 1998. Estudo Morfodinâmico da Praia do Meio – S. José de Ribamar – MA. Monografia de Graduação de Bacharel de Geografia. UFMA: 50p.
- SOUZA, M.C. & ANGULO, R.J., 1997. Variações temporais nas características morfológicas dos perfis praias em Itapoá - SC. IN: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Resumos Expandidos. Curitiba. Paraná: 142-146.
- SOUZA FILHO, P.W.M., 1995. A planície costeira bragantina (NE do Pará): Influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências: 123p. (Dissertação de Mestrado).
- SONU, C.J., 1972. Field observations of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77: 3232-3247.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M., 1998. As variações do nível do mar e a estratigrafia de sequências da planície costeira bragantina – nordeste do Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 10: 45-78.
- TAROUCO, J.E.F. & SANTOS, J.H.S., 1997. Morfodinâmica da Praia do Araçaji. Paço do Lumiar – MA. I Forum Latino Americano de Geologia Física Aplicada, Anais. Volume I, Curitiba, Paraná: 474-
- VIANA, J.R., 2000. Estudo da Morfodinâmica da Praia de São Marcos São Luís – MARANHÃO. Trabalho de Conclusão de Curso. Curso de Geografia. UFMA: 91p.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J., 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas* 8: 1-45.
- WRIGHT, L.D.; NIELSEN, P. SHORT, A.D. & GREEN, M.O., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*. 50: 97-128.
- WRIGHT, L.D., 1995. Morphodynamics of inner continental shelves. London, CRC Press Lewis Publishers: 240p.
- ZEMBRUSCKI, S.G.; GORINI, M.A.; PALMA, J.J.C. & COSTA, M.P.A., 1971. Fisiografia e Distribuição dos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental Brasileira. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 14 (3/4): 127-55.

Jáder Onofre de Moraes

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – LGCO
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

George Satander Sá Freire

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA E AMBIENTAL-LGMA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

Lidriana de Souza Pinheiro

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – LGCO
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

Marcos José Nogueira de Souza

LABORATÓRIO DE GEGRAFIA FÍSICA E ANÁLISE GEOAMBIENTAL
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

Alexandre Medeiros de Carvalho

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA E AMBIENTAL-LGMA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

Paulo Roberto Silva Pessoa

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – LGCO
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

Silvania Helena Magalhães Oliveira

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA E AMBIENTAL-LGMA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ



CEARÁ

COORDENAÇÃO E TEXTO

Helenice Vital

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA E MEIO AMBIENTE –
GGEMMA E LABORATÓRIO DE GEOPROCESSAMENTO – GEOPRO
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – DG
PÓS GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA – PPGG
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE – UFRN

EQUIPE DE CAMPO

Iracema Miranda da Silveira
Venerando Eustáquio Amaro
Flávia Taone Lira de Melo
Flavo Elano Soares de Souza
Helenice Vital
Marcelo dos Santos Chaves
Zuleide Maria Carvalho Lima
Eugênio Pires Frazão
Werner Farkatt Tabosa

EQUIPE DE GEOPROCESSAMENTO

Venerando Eustáquio Amaro
Helenice Vital
Armando Bezerra de Araújo
Michael Vandestein Silva Souto



RIO GRANDE DO NORTE

Resumo

A zona sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte perfaz uma extensão de 410 km de costa, constituída predominantemente por praias arenosas (72%) e falésias ativas da Formação Barreiras (26%), sendo em geral subdividida em dois setores distintos, em função da direção preferencial da linha de costa: O Litoral Oriental, de direção Norte-Sul, e o Litoral Setentrional, de direção Este-Oeste. Geomorfologicamente, a planície, os tabuleiros costeiros, rochas praias e os campos de dunas são os elementos de relevo predominantes em todo o litoral.

A principal assinatura morfológica do setor oriental é a seqüência de baías em forma de zeta, que caracteriza um tipo muito particular de evolução, com erosão associada a padrões de refração e difração de ondas muito específicos, explicada como oriunda de processos de erosão diferencial das rochas da Formação Barreiras, em presença de uma direção persistente de aproximação de ondas. Neste setor observa-se predomínio de campos de dunas parabólicas ou *blowouts* controladas pela vegetação. O setor setentrional faz parte da Plataforma de Touros e representa um alto estrutural da Bacia Potiguar. As dunas são predominantemente barcanas e barcanóides. A presença de sistemas de ilhas barreiras é restrita a este setor entre a Ponta do Mel e a Ponta dos Três Irmãos.

Registros atuais de erosão costeira estão presentes em muitos trechos do litoral norte-rio-grandense. As principais causas e fatores da erosão costeira, observados neste estudo, estariam principalmente relacionados a (i) dinâmica da circulação costeira, (ii) evolução holocênica da planície costeira, (iii) suprimento sedimentar ineficiente, (iv) construção de estruturas de concreto perpendiculares a linha de costa na zona de praia, e (v) fatores tectônicos.

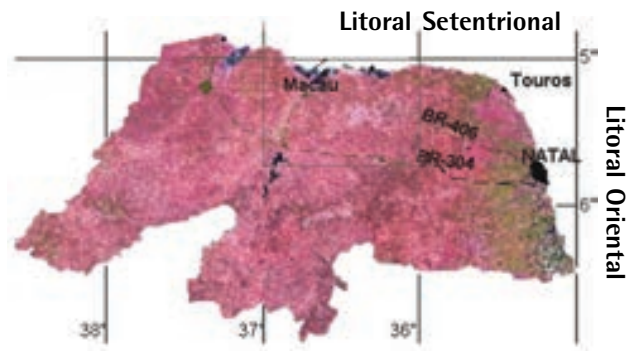
Abstract

The Rio Grande do Norte State's coastal zone extends for 410 km, constituted predominantly by sandy beaches (72%) and active sea cliffs carved into the Tertiary sediments of the Barreiras Formation (26%). Generally it is divided in two distinct sectors, according to the coastline orientation: The Oriental Littoral oriented N-S, and Setentrional Littoral oriented E-W. The coastal plain, the coastal tablelands, beachrocks and the coastal dune fields are the dominant morphological elements along this littoral.

The dominant morphological signature presented by the oriental sector are the zeta bays, which characterizes a particular kind of evolution, with erosion associated to waves refraction patterns, explained by the differential erosion on the Barreiras Formation rocks. On this Sector prevail extensive beaches and the parabolic or blowouts dune fields controlled by vegetation. Here neotectonic effects are little pronounced. The setentrional sector is inserted on the Touros platform, representing a structural high from the Potiguar Basin. The dunes are mostly barchans and barchanoids. Barrier island – sandy spit systems are restrict to this sector, between Ponta do Mel and Ponta dos Tres Irmãos.

Different indicators of coastal erosional processes are observed on the Rio Grande do Norte Coast. This study shows that the most important factors and causes of coastal erosion on this coast are related to (i) coastal dynamic, (ii) Holocene evolution of the coastal plain, (iii) naturally inefficient sediment supply, (iv) construction of hard interface structures, and (v) tectonic factors.

CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA



A zona sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte perfaz uma extensão de 410 km de costa, constituída predominantemente por praias arenosas e falésias ativas, sendo em geral subdividida em dois setores distintos: O Litoral Oriental e o Litoral Setentrional (figura 1).

Figura 1. Localização do estado do Rio Grande do Norte, ressaltando a presença de duas direções de costa, denominadas de Litoral Setentrional (Este-Oeste) e Litoral Oriental (Norte-Sul).

Geomorfologicamente, a planície, os tabuleiros costeiros e os campos de dunas são os elementos de relevo predominantes em todo o litoral; com a planície fluvial restringindo-se a desembocadura dos principais rios. Uma característica marcante deste litoral é a presença de linhas de recifes de arenito (*beachrocks*), aproximadamente paralelas a linha de costa, que alteram o padrão de arrebentação das ondas (figura 2).



Figura 2. Feições características do litoral norte-rio-grandense: A) falésias; B) campos de dunas; C) *beachrocks*.



FOTOS: H. VITAL, 10/2002

Geologicamente, a região é constituída por rochas sedimentares de idade Cretácea, que estão recobertas por rochas da Formação Barreiras e sedimentos Quaternários (dunas, rochas praias, terraços marinhos e aluvionares, coberturas arenosas diversas). A zona sedimentar costeira repousa em não-conformidade sobre o embasamento Pré-Cambriano constituído pelos Grupos Caicó e Seridó. O quadro tectônico da região, principalmente aquele de idade Cenozóica e ligado à tectônica de inversão de bacias sedimentares costeiras, não está completamente compreendido. A região foi afetada por um conjunto de reativações Meso-Cenozóicas geralmente resultando em falhas que, na maioria das vezes, aproveitam zonas de fraqueza crustal representadas por extensas zonas de cisalhamento neoproterozóicas existentes no embasamento. Trabalhos recentes, ou em desenvolvimento, permitem estabelecer relações entre a dinâmica sedimentar atual e os registros neotectônicos (Fonseca 1996; Bezerra et al., 1998; Bezerra et al., 2001; Vital et al., 2001, 2002a,b,c).

Registros atuais de erosão costeira estão presentes em muitos trechos do litoral norte-rio-grandense, com origem atribuída principalmente ao reduzido aporte fluvial de sedimentos, decorrentes das pequenas dimensões das bacias fluviais regionais, e a perda de sedimentos para o continente, com a formação dos campos dunares (Dominguez & Bittencourt, 1996). A deriva litorânea, também tem um papel importante na distribuição de sedimentos ao longo dessa faixa costeira.

A subdivisão do litoral do Rio Grande do Norte em dois setores é feita basicamente em função da sua localização geográfica, que imprime uma direção preferencial da linha de costa na direção Norte-Sul, para o setor oriental, e direção Este-Oeste, para o setor setentrional, associada a diferenças climáticas e tectônicas, que por sua vez influenciarão no regime de direção dos ventos e padrão de circulação oceânica que, juntos, irão modelar o litoral norte-rio-grandense.

O Litoral Oriental é limitado ao sul pela praia do Sagi, município de Baía Formosa (divisa do RN com PB) e ao norte pelo Cabo Calcanhar, município de Touros. Este setor apresenta-se com 166 km de extensão, e representa 41% do litoral do RN, assim distribuídos: 101 km (61%) de praias arenosas planas e estreitas, e 65 km (39%) de falésias ativas, quando os tabuleiros costeiros da Formação Barreiras chegam até o mar. O clima é tropical quente, úmido e sub-úmido (Nimer, 1989). Os ventos apresentam uma proveniência predominante do quadrante SE, com velocidade variando entre 3,8 e 5 m/s na estação de Natal, geram uma deriva litorânea que durante quase todo o ano transporta sedimentos no sentido de S para N.

Este setor compreende uma faixa sedimentar onde se localiza o contato, ainda não definido, entre as bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba. Tipicamente dominado por ondas ou de energia mista e correntes costeiras longitudinais. As ondas apresentam de 0,2 a 1,5 m de altura na zona de arrebentação e correntes costeiras em torno de 0,1 a 0,8 m/s quase sempre no sentido de sul para norte (Diniz e Dominguez,

1999; Chaves, 2000; Souza, 2004). Trechos de praias refletivas são em geral associados a praias limitadas por falésias.

A principal assinatura morfológica apresentada pelo setor oriental é a seqüência de baías em forma de zeta (Diniz, 1998; Amaral, 1999), que caracteriza um tipo muito particular de evolução, com erosão associada à padrões de refração e difração de ondas muito específicos, explicada como oriunda de processos de erosão diferencial dos sedimentos do Grupo Barreiras, em presença de uma direção persistente de aproximação de ondas (Diniz, 1998; Diniz e Dominguez, 1999). Essa configuração da costa em zeta é mais observada a sul de Natal, onde os efeitos da estruturação neotectônica é mais pronunciada (Diniz, 1998; Bezerra et al., 1999, 2001). A alternância de altos e baixos estruturais do tipo *horst* e *grabens* produziu tabuleiros com até 200 m de altitude, compostos pela Formação Barreiras. Na zona litorânea, os tabuleiros produzem falésias de até 15 m de altura, que geralmente desaparecem nas áreas dos baixos estruturais. O litoral Oriental ao norte de Natal, por sua vez apresenta um relevo mais plano, sem desníveis pronunciados e falésias vivas, predominando as praias extensas e os campos de dunas parabólicas ou *blowouts* controladas pela vegetação. Nesse setor os efeitos da estruturação neotectônica é também menos pronunciado.

O Litoral Setentrional é limitado a este pelo Cabo Calcanhar, município de Touros e a oeste pela praia de Tibau, município de Tibau (divisa entre os estrados do RN e CE). Este setor apresenta-se com 244 km de extensão, e representa 59% do litoral do RN, assim distribuídos: 194 km (80%) de praias arenosas, 10 km (4%) de praias lamosas, restritas as desembocaduras dos rios Piranhas-Açu, e 40 km (16%) de falésias ativas. O clima é o tropical quente e seco ou semi-árido (Nimer, 1989). Os ventos apresentam uma proveniência predominante de E-NE, com velocidade média anual de 6.2 m/s entre os meses de agosto a abril (direção E) e maio a julho (direção NE); no período de agosto a dezembro os ventos são mais fortes chegando a atingir 9 m/s na estação de Macau; os ventos por sua vez geram uma deriva litorânea que durante todo o ano transporta sedimentos no sentido de E para O, a uma velocidade máxima entre 0,85 e 1,63 m/s (Costa Neto, 2001; Silveira 2002; Tabosa 2002; Tabosa et al. no prelo; Chaves e Vital, no prelo). A energia é mista, dominado por ondas e marés; as ondas apresentam de 0.2 a 1.3 m de altura na zona de arrebentação e as máres até 3,3 m em períodos de sizígia. As dunas são predominantemente barcanas e barcanóides. A evolução de dunas barcanas para domo também é observada esporadicamente.

Este setor faz parte da Plataforma de Touros e representa um alto estrutural da Bacia Potiguar (Matos, 1992). A presença de eventos neotectônicos, na maioria das vezes resultantes de reativações de antigos lineamentos neoproterozóicos, também é reportada para este litoral (Fonseca, 1996; Bezerra et al., 1998). Fonseca (1996, 2001) propõe a existência de uma compartimentação deste setor setentrional entre

a Ponta do Mel e a Ponta dos Três Irmãos, como consequência dos sistemas de falhas conjugadas de Afonso Bezerra e Carnaubais (figura 3).



A presença de sistemas de ilhas barreiras (e.g. Ponta do Tubarão, ilha do Amaro) – esporões arenosos (Galinhos, Diogo Lopes) no litoral norte-riograndense é restrita ao interior deste par conjugado (Tabosa, 2002; Vital et al. 2003b). A evolução destes sistemas ilha barreira-esporões é cíclica em escala decadal (Lima et al., 2001; Silveira, 2002; Souto, 2002) até milhares de anos (Xavier Neto et al., 2001; Lima et al., 2002; Caldas, 2002) indicando antigos sistemas de ilhas barreiras desenvolvendo-se atualmente para esporões e esporões que foram recentemente separados do continente formando ilhas barreiras.

A configuração da plataforma setentrional sofreu forte influência do tectonismo vertical Meso-Cenozóico. A estrutura de *grabens* e *horsts* predominantes na porção emersa e submersa da Bacia Potiguar exerceram importante papel na sedimentação e morfologia da plataforma (*graben* de Guamaré e alto de Macaú). A morfologia de fundo por sua vez, influenciam diretamente nos processos erosivos e deposicionais desta área (Vital et al., 2001, 2002a,b, 2003a; Tabosa, 2002; Tabosa et al., 2002). Estes autores mostram que os efeitos da refração de ondas, em função da morfologia de fundo na plataforma adjacente a São Bento e Caiçara do Norte (aparentemente influenciada pela tectônica local), são refletidos ao longo da zona de praia sob a forma de erosão e/ou deposição, que são sentidos ao longo de todo este litoral até

Figura 3. Compartimentação do litoral setentrional do RN, entre a Ponta do Mel e Ponta dos Três Irmãos, como consequência de um par conjugado definido pelos sistemas de falhas de Afonso Bezerra e de Carnaubais (Modificado de Fonseca 1996, 2001)

Macau, incluindo toda a área de instalação do Pólo Petrolífero de Guamaré e Campo de Serra.

Bacias hidrográficas

As duas bacias hidrográficas mais importantes do Estado do Rio Grande do Norte, Bacia do rio Piranhas-Açu e Bacia do rio Apodi-Mossoró, estão localizadas no litoral setentrional; o rio Piranhas-Açu é o mais importante, estando represado pela Barragem Engenheiro Armando Ribeiro Gonçalves. Na desembocadura dos dois rios estão localizadas as salinas produtoras de sal dessa região.

As bacias do litoral setentrional, apesar de em maior número (5), bacias dos rios Ceará-Mirim, Potengi, Trairi, Jacu e Curimataú, são de menor porte contribuindo com reduzido aporte fluvial de sedimentos para a região.

Mapa hidrográfico do Rio Grande do Norte



Causas e fatores da erosão costeira no Rio Grande do Norte

No Rio Grande do Norte, as principais causas e fatores da erosão costeira observados estariam principalmente relacionados a:

- i) dinâmica da circulação costeira,
- ii) evolução holocênica da planície costeira,

- iii) suprimento sedimentar ineficiente,
- iv) construção de estruturas de concreto perpendiculares a linha de costa na zona de praia, e
- v) fatores tectônicos.

Dinâmica da circulação costeira

A presença de linhas de rochas praias (*beachrocks*) intermitentes e paralelas à praia, se comportam como “barreiras” e modificam a energia de onda gerando enseadas, com deposição nas áreas abrigadas pelas rochas praias, e acentuada erosão nas áreas de interrupção destas rochas



FOTO H.VITAL, 11/2001

Figura 4. Linha de rochas praias em frente a Cidade do Natal. Ao fundo Rio Potengi. A taxa de deposição média para esta área é de 4 a 5 m³/ano (Maia e Cunha, 2000). De acordo com estes autores, para o avanço de 1 m é necessário a deposição de 4 m³ de sedimentos.



FOTO H.VITAL, 11/2001

Figura 5. Linha de rochas praias em frente a Praia de Graçandu, litoral oriental do RN. Ao fundo lagoa de Pitanguí. Estudos realizados nesta área indicam taxa de erosão de 10 a 31 m³/ano em locais onde as rochas praias estão truncadas/ausentes e taxa de deposição de 1 a 21 m³/ano em locais protegidos pelas rochas praias (Silva e Maia, 2002).

Evolução holocênica da planície costeira

A intensa deriva litorânea unidirecional (de sul para norte no setor oriental e de este para oeste no setor setentrional) associada a um balanço sedimentar negativo e a perda de sedimentos para o continente com a formação dos campos dunares (Figura 6) e esporões arenosos (figuras 7 e 8).

Figura 6. Perda de sedimentos para formação de campos dunares em São Bento do Norte. Entre 1965 e 1989 a enseada a direita da foto teve uma retração de 250 m (Tabosa, 2000; Vital et al, 2003a).



FOTO H. VITAL, 11/2001

Figura 7. Perda de sedimentos para formação de esporões arenosos em Galinhos. Observar a presença de pequenos spits de maré vazante no interior da canal.



FOTO H. VITAL, 10/2002

Nesta área, Lima et al. (2001) apresentam taxas de deposição e erosão para o período entre 1954 e 2000 (figura 8). De acordo com estes estudos, os registros das linhas de costa nos períodos estudados evidenciaram que entre os compartimentos III e V as alterações foram mais significativas no limite com o canal de maré, enquanto o limite com o oceano, marcado pela presença de rochas praias (beachrocks), praticamente não foi modificado. Além disso ocorreu um crescimento do esporão arenoso de Galinhos, no sentido Oeste, a partir de 1954 até 1989 com aproximadamente 234 m, e uma intensa erosão entre os períodos de 1989 e 2000 na ordem de 355 m confirmando a hipótese que se trata de um evento cíclico.

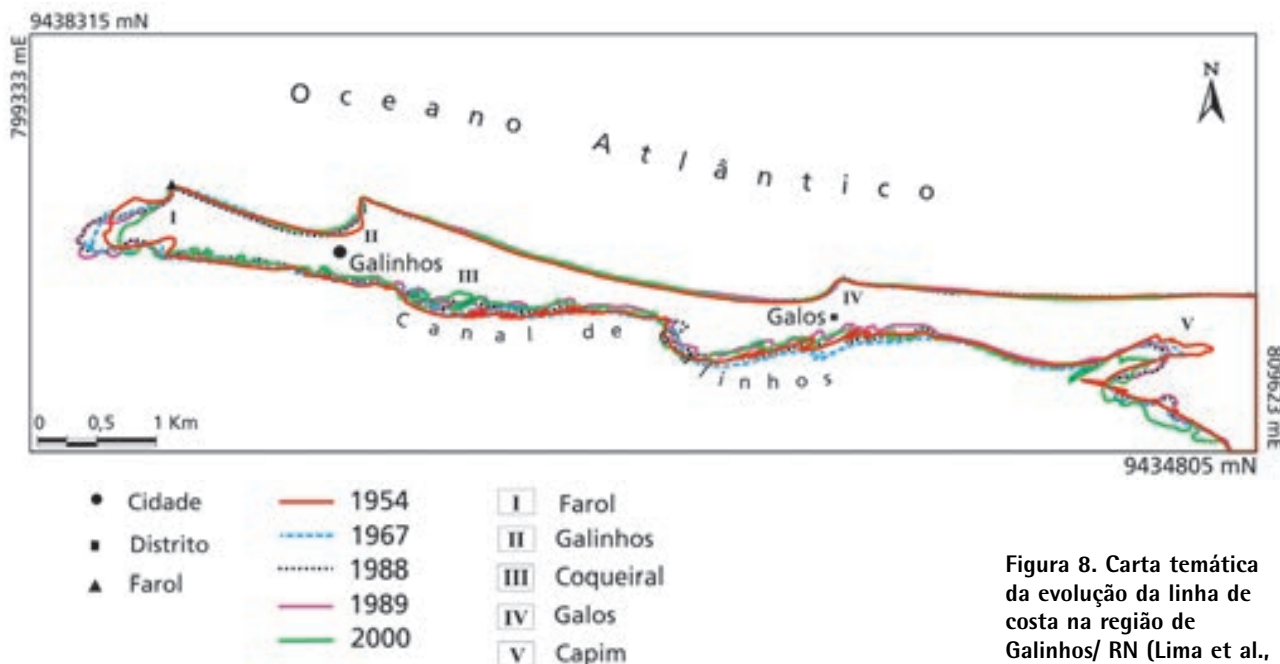


Figura 8. Carta temática da evolução da linha de costa na região de Galinhos/ RN (Lima et al., no prelo).

Suprimento sedimentar ineficiente

Os rios que drenam a região são de pequeno porte não contribuindo com sedimentos em quantidades significativas; além disso, os rios mais expressivos que drenam a região (p. ex. rio Açú) estão represados, impedindo assim os sedimentos de atingirem o oceano o que gera acentuada erosão.

Construção de estruturas de concreto perpendiculares a linha de costa (gabiões) na zona de praia

164

Estas estruturas construídas sem planejamento adequado e sem monitoramento dos processos físicos costeiros atuantes na área tem sido erguidas aleatoriamente no litoral norte-riograndense (p. ex. Caiçara do Norte, Macau, Touros) acentuando o processo erosivo nas áreas contíguas.



FOTO W.F. TABOSA, 02/2002



FOTO W.F. TABOSA, 02/2002

Figura 9. Fotos mostrando a deteriorização das estruturas de concreto (A) e ineficiência dos mesmos (B) para conter o avanço do mar em Caiçara do Norte-RN. Fotos de Tabosa no mesmo local na baixamar (A) e na preamar (B). Entre 1965 e 1989 esta praia sofreu uma retração de 200 m (Tabosa, 2000; Vital et al., 2002c).

Figura 10. Estruturas de concreto em Caiçara do Norte-RN.



FOTO W.F. TABOSA, 1999

Figura 11. Estruturas de concreto em Macau-RN



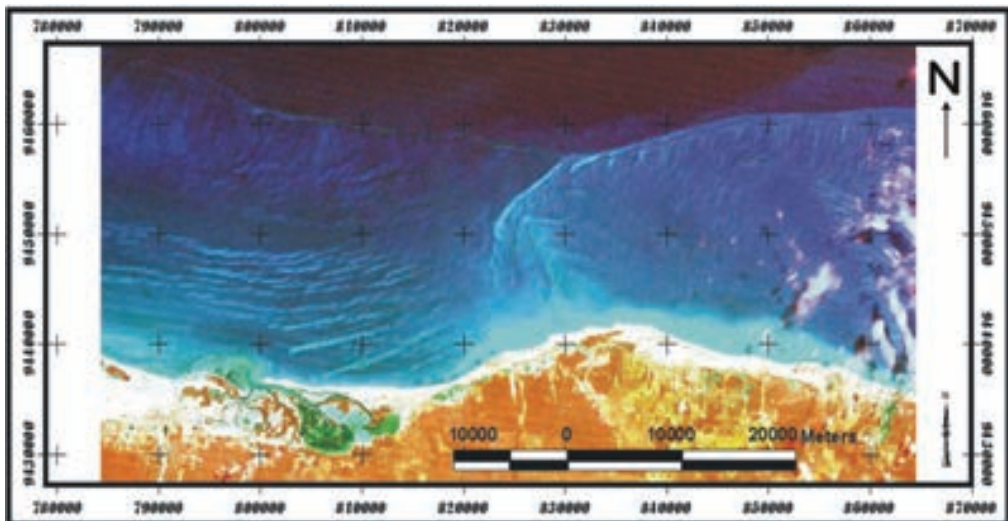
FOTO H. VITAL, 11/2001

Fatores tectônicos

Além destes citados acima, pode-se afirmar que no RN a tectônica também é um fator determinante na erosão costeira. Enquanto no litoral oriental o arcabouço estrutural tipo *graben* e *horst*, resultante da intensa movimentação tectônica, origina a configuração em zeta com retração acentuada ao longo dos blocos rebaixados; no litoral setentrional as feições de fundo na plataforma, fortemente condicionadas pela estruturação tectônica, também são responsáveis pelo trapeamento de sedimentos em locais específicos, gerando zonas de erosão acentuada na costa.

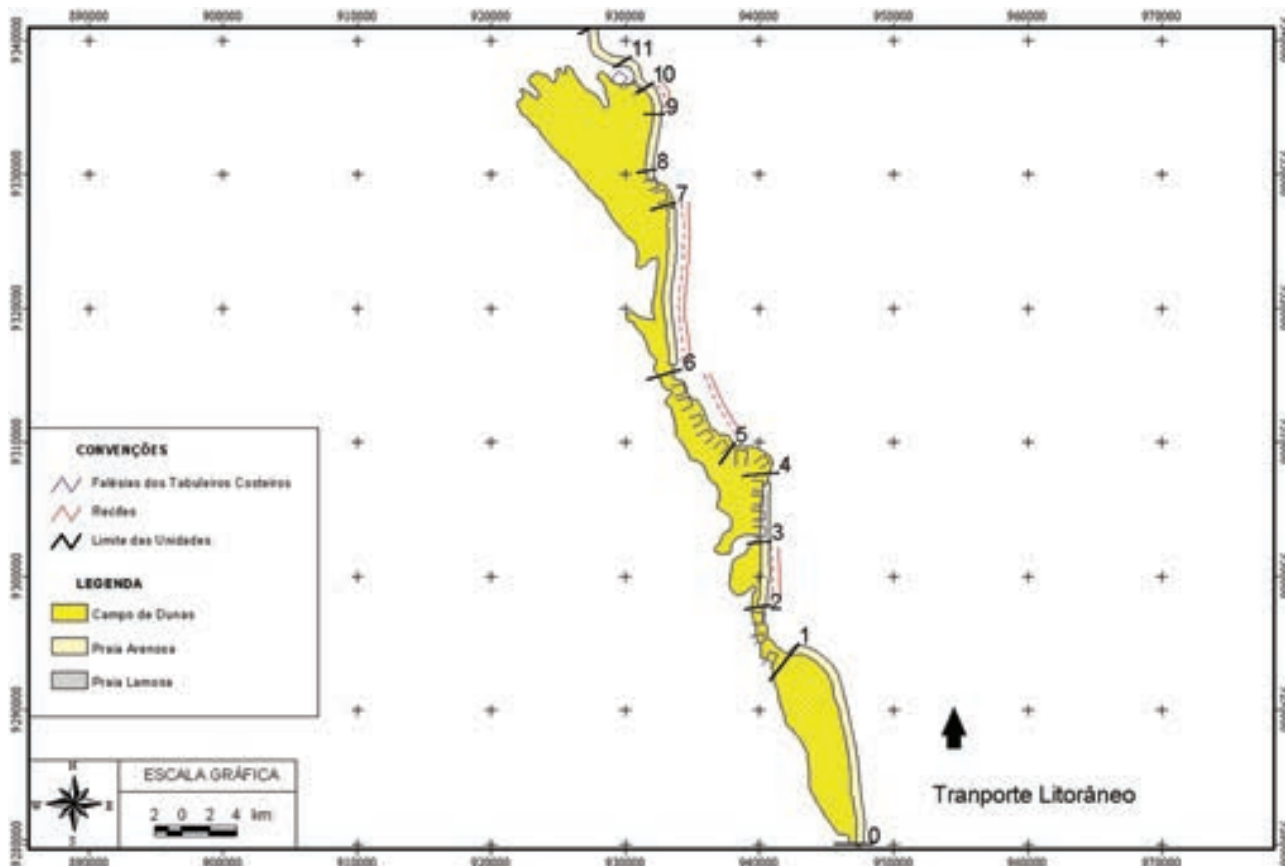
165

Figura 12. Combinação RGB521 Landsat ETM+ (WRS 215/064) ressaltando formas de fundo na plataforma setentrional do RN, que parecem exercer forte influências na erosão costeira (Tabosa et al., 2002).



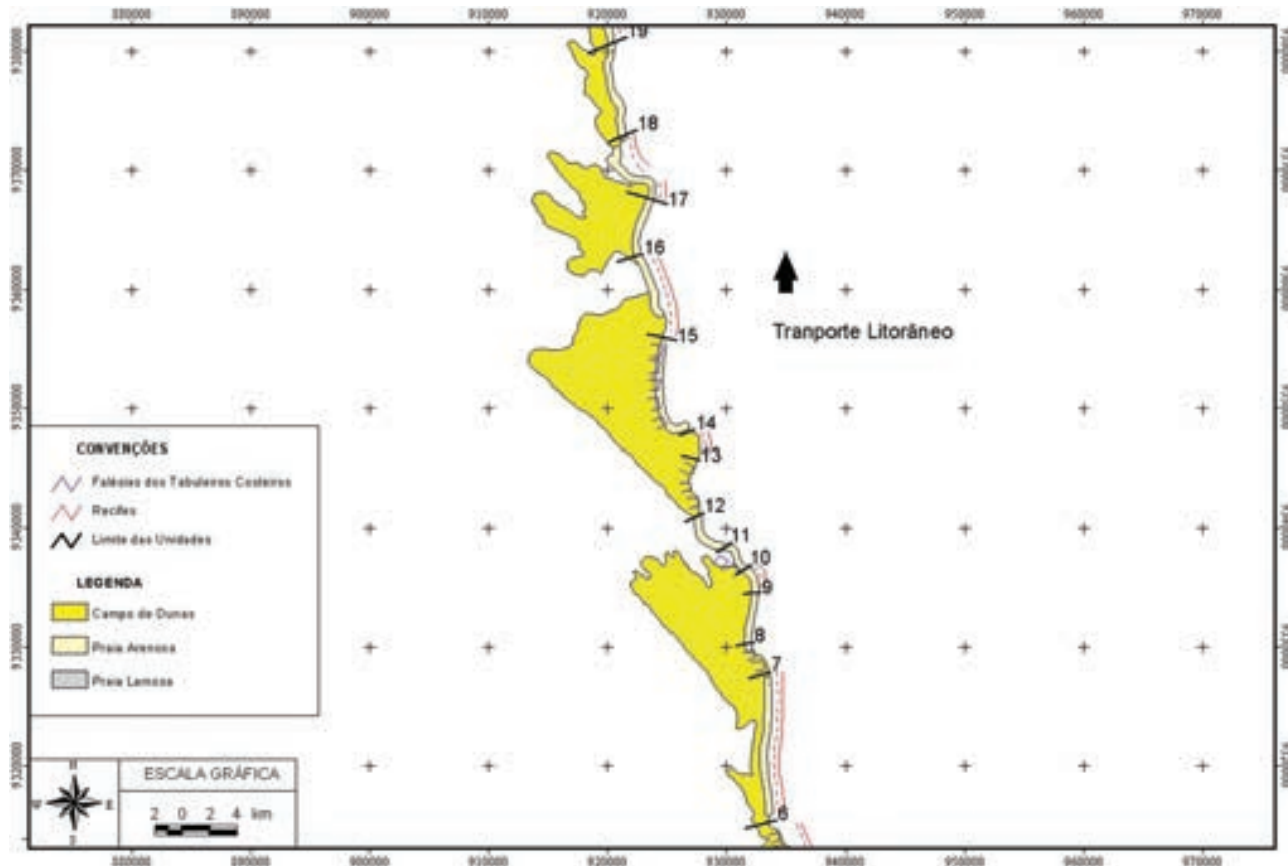
CLASSIFICAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA LINHA DE COSTA

De acordo com a classificação geomorfológica da linha de costa proposta para este trabalho, a linha de costa norte-rio-grandense foi subdividida em 52 compartimentos, descritos a seguir de sul (divisa com Paraíba) para norte (divisa com Ceará):

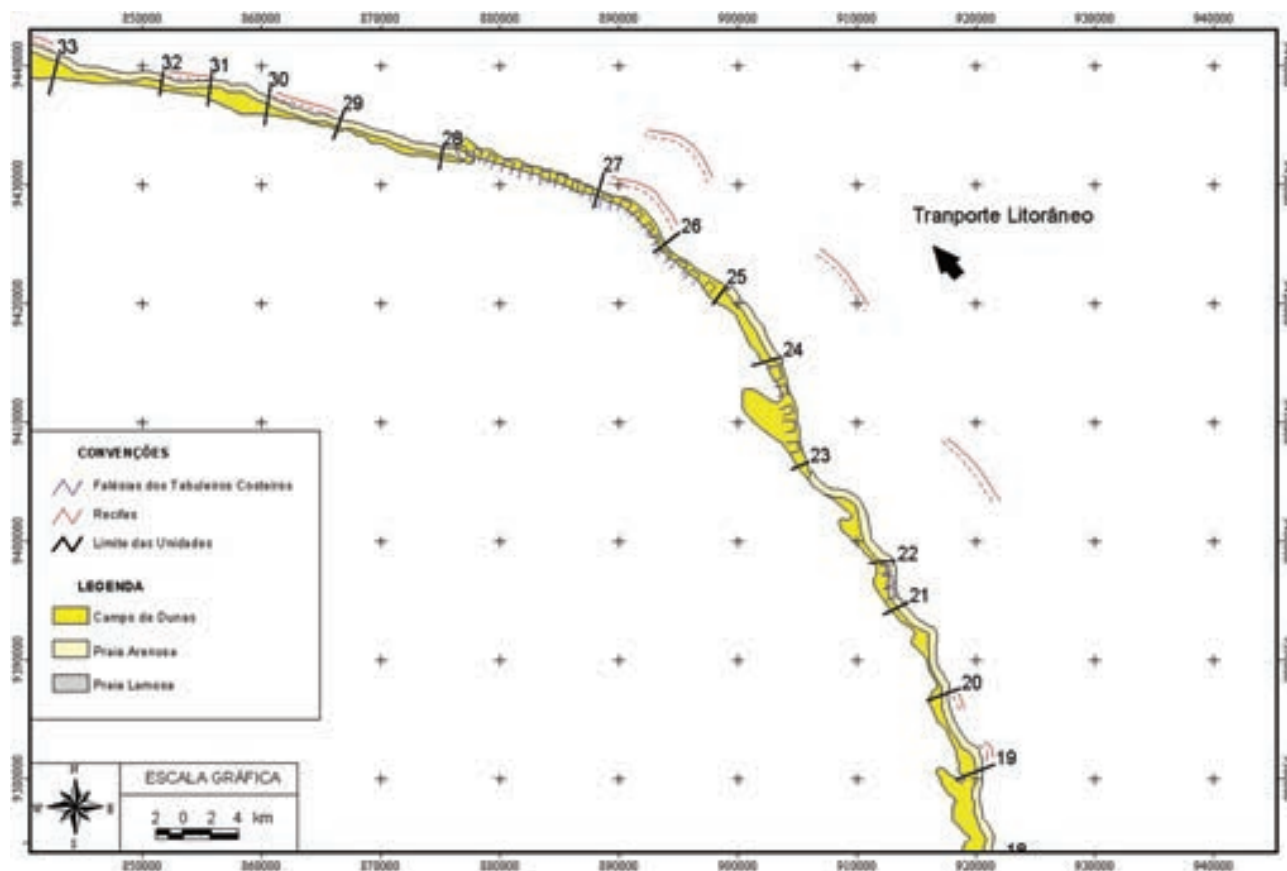


166

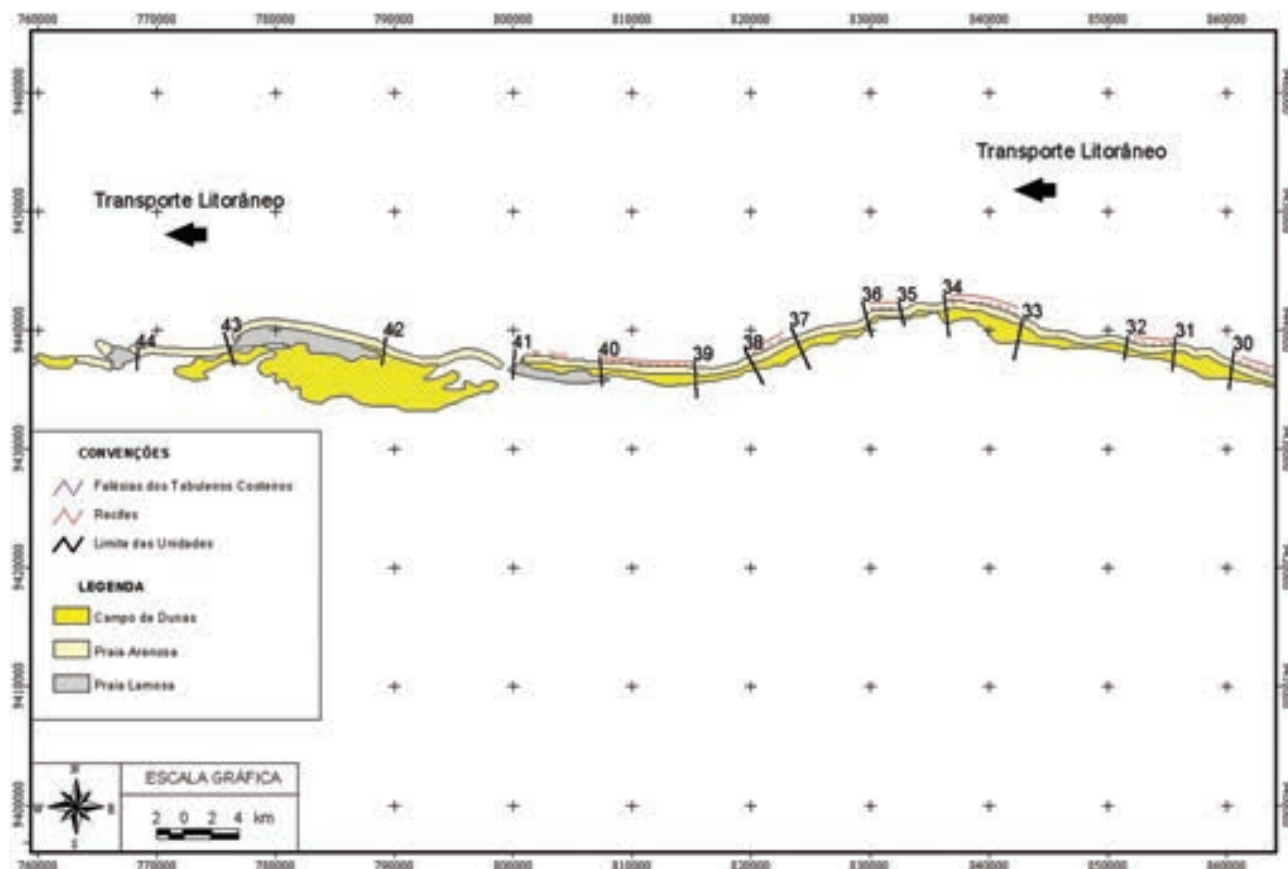
- 9-10: Ig-IIId-IIIcl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e precedendo campos de dunas parabólicas
- 8-9: Ig-IIId-IIIId-E Praia dissipativa exposta com campos de dunas parabólicas
- 7-8: Ib-IIb-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva do Grupo Barreiras
- 6-7: Ig-IIId-IIIcl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas
- 5-6: Ib-IIb-IIIbhl-S Praia refletiva semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedendo falésia do Grupo Barreiras
- 4-5: Ib-IIId-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas
- 3-4: Ib-IIb-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva do Grupo Barreiras
- 2-3: Ig-IIIdg-IIIckl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e associada à desembocadura dos Cunhau e Curimatau com resquícios de manguezal e campos de dunas parabólicas.
- 1-2: Ib-IIId-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas.
- 0-1: Ig-IIId-IIIce-E Praia intermediária exposta, em planície de maré arenosa com dunas frontais e campos de dunas parabólicas, na sua maioria fixas.



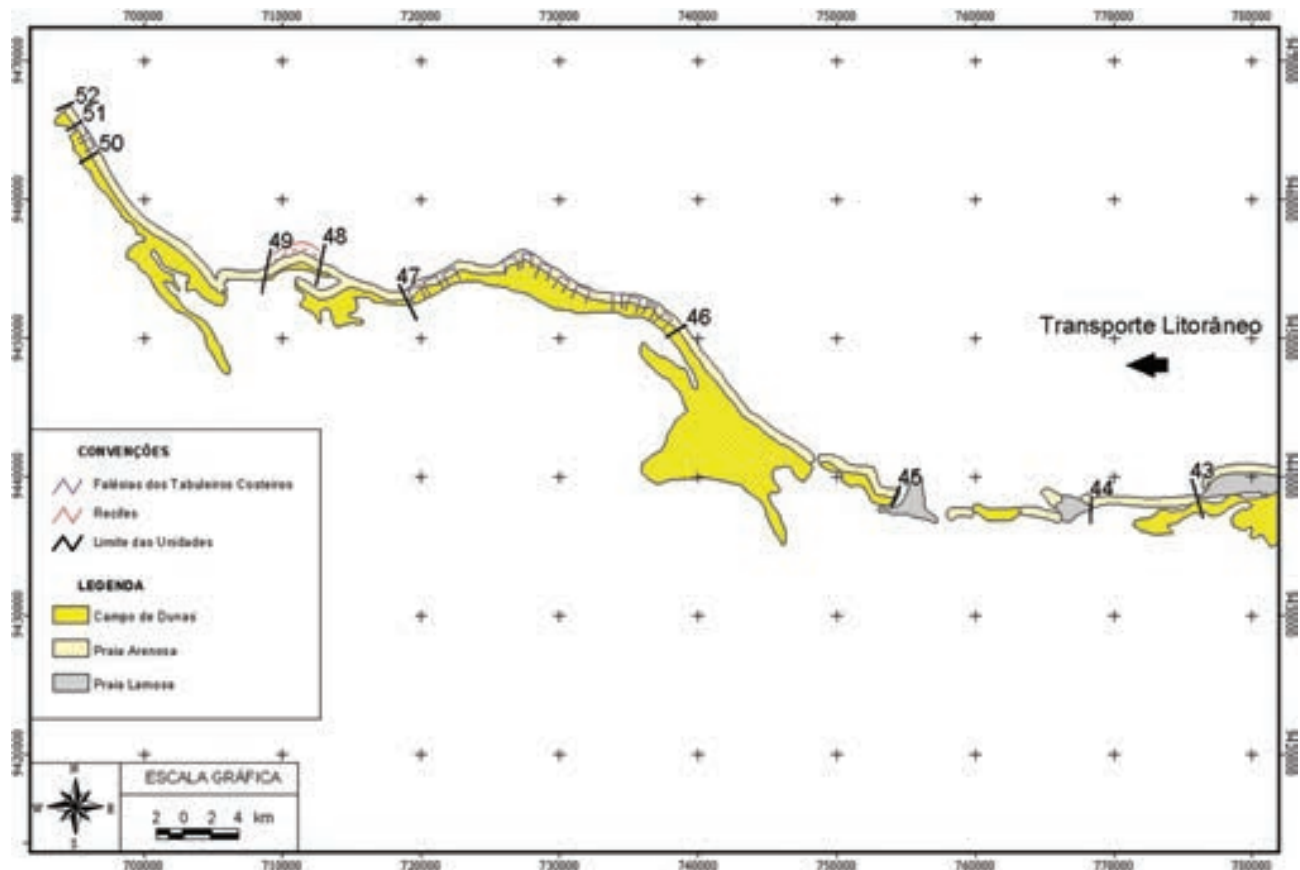
- 18-19: Ig-IIId-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta, em planície de maré arenosa com campos de dunas parabólicas
- 17-18: Ig-IIId-IIIcl-S Praia Intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas e associado a desembocadura do rio Ceará Mirim
- 16-17: Ig-IIId-IIIde-E Praia dissipativa exposta com dunas frontais e precedendo campos de dunas parabólicas
- 15-16: Ib-IIb-IIIch-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e precedendo falésias do Grupo Barreiras e associada a desembocadura do rio Potengi
- 14-15: Ib-IIId-IIIch-E Praia intermediária exposta precedendo falésia do Grupo Barreiras coberta por campos de dunas parabólicas
- 13-14: Ig-IIId-IIIcl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas
- 12-13: Ib-IIId-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva do Grupo Barreiras coberta por campos de dunas parabólicas
- 11-12: Ig-IIId-IIIId-E Praia dissipativa exposta precedendo campos de dunas parabólicas
- 10-11: Ib-IIb-IIIabk-E Praia refletiva exposta com falésia viva do Grupo Barreiras associada a desembocadura do rio Pirangi



- 30-31: Ig-IIc-IIIc-E. Praia intermediária exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 29-30: Ig-IIb-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito
- 28-29: Ig-IIb-IIIc-E. Praia intermediária exposta de cordão litorâneo estreito
- 27-28: Ib-IIc-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas
- 26-27: Ib-IIc-IIIabm-S. Praia refletiva semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e de recife de coral na plataforma interna (Baixo da Sioba), precedendo falésia do Grupo Barreiras com campos de dunas parabólicas
- 25-26: Ib-IIc-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas
- 24-25: Ig-IIbd-IIIem-E. Praia com dunas frontais e recife de coral na plataforma interna (Baixo do rio do Fogo) exposta, e com cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas parabólicas. Presença de turfa na praia
- 23-24: Ib-IIc-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas
- 22-23: Ig-IIc-IIIem-E. Praia exposta com recifes de coral na plataforma interna (Baixo de Maracajau), precedente de campos de dunas parabólicas
- 21-22: Ib-IIbd-IIIam-E. Praia exposta com recifes de coral na plataforma interna (Baixo de Maracajau), e cordão litorâneo estreito precedendo falésia do Grupo Barreiras com campos de dunas parabólicas
- 20-21: Ig-IIc-IIIkm-E. Praia exposta com recifes de coral na plataforma interna (Baixo de Maracajau), precedente de campos de dunas parabólicas e associada à desembocadura do rio Maxaranguape
- 19-20: Ig-IIc-III-S. Praia Intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas.



- 42-43: Ig-IIceg-IIIceh-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta e localmente falésia precedida de praia, associada a pontais e precedendo manguezais e campos de dunas barcanas e barcanóides
- 41-42: Ig-IIceg-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta, associada a pontais e precedendo manguezais e campos de dunas barcanas e barcanóides
- 40-41: Ig-IIceg-IIIcel-S. Praia intermediária com dunas frontais semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito, associada a pontais e precedendo manguezais e campos de dunas barcanas e barcanóides
- 39-40: Ig-IIbe-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 38-39: Ig-IIe-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 37-38: Ig-IIbe-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 36-37: Ig-IIe-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 35-36: Ig-IIbe-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 34-35: Ig-IIe-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 33-34: Ig-IIbe-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 32-33: Ig-IIe-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides
- 31-32: Ig-IIbe-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides



51-52: Ig-Ile-IIIc-E. Praia intermediária exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides

50-51: Ib-IIbe-IIIa-E. Praia exposta com falésia viva com e campos de dunas barcanas e barcanóides

49-50: Ig-Ile-IIIck-E. Praia intermediária exposta associada a desembocadura do rio Apodi precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides

48-49: Ig-Ile-IIIcl-S. Ig-IIbe-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides

47-48: Ig-Ile-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides

46-47: Ib-IIe-IIIa-E. Praia exposta com falésia viva e campos de dunas barcanas e barcanóides

45-46: Ig-IIae-IIIe-E. Praia com dunas frontais expostas de cordão litorâneo largo precedendo campos de dunas barcanas e barcanóides

44-45: Ifg-IIceg-IIIck-E. Praia intermediária exposta associada a desembocadura do rio Açú, com pontais e precedendo manguezais e campos de dunas barcanas e barcanóides

43-44: Ig-IIceg-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta, associada a pontais e precedendo manguezais e campos de dunas barcanas e barcanóides

Referências bibliográficas

- ALVES, A.L.; AMARO, V.E.; VITAL, H., Multitemporal Analysis Of Multispectral Landsat 5 – Thematic Mapper Images For Monitoring And Evaluation Of Coastal Morphodynamic On The Northeastern Coast Of Brazil. *Journal Of Coastal Research SI (35) Brazilian Sandy Beaches*, 2003. p. 279-283
- AMARAL, R.F. *Contribuição ao estudo da evolução morfodinâmica do litoral oriental sul do Rio Grande do Norte, entre Ponta de Búzios e Baía Formosa*. Tese de doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFRS. Porto Alegre. 1999. 252p.
- BEZERRA, F.H.R., LIMA FILHO, F.P., AMARAL, R.F., CALDAS, L.H.O., COSTA NETO, L.X. Using beachrock and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: VITA-FINZI, C. (Ed.), *Coastal Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 146, 1998. 279-293.
- BEZERRA, F.H.R.; DINIZ, R.; ACCIOLY, P.C.V. Falhas cenozóicas como controle geomorfológico e da sedimentação na faixa sedimentar costeira do Rio Grande do Norte. *VII Congresso da ABEQUA*, Porto Seguro-BA, 1999. CD-ROM.
- BEZERRA, F.H.R.; AMARO, V.E.; VITA-FINZI, C. & SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14:61-75. 2001.
- CALDAS, L.H.O. *Late Quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil*. Tese de Doutorado. Christian Albrechts Unicersitat zu Kiel, Alemanha, 2002. 92p.
- CHAVES, M.S. 2000. *Vulnerabilidade Costeira entre as Praias da Redinha e Genipabú Natal/ RN*. Dissertação de Mestrado. UFPE: 2000.
- CHAVES, M.; VITAL, H. and SILVEIRA, I.M., no prelo. Beach Morphodynamics of the Serra Oil Field, Northeastern Brazil. *Journal Of Coastal Research*, SI 39 (Proceedings Of The 8th International Coastal Symposium), – . Itajaí, SC – Brazil, ISSN 0749-0208
- COSTA NETO, L.X. Transporte longitudinal de sedimentos ao largo do município de Macau, litoral Norte do RN. *XIX Simpósio de Geologia do Nordeste*. Natal. SBG. 2001. P.65-66.
- DINIZ, R.F. Erosão costeira e o desenvolvimento de costa com baías em forma de zeta no litoral oriental do Estado do Rio Grande do Norte. Resumos. *50ª. Reunião Anual da SBPC*. Natal-RN, 1998. p.1041.
- DINIZ, R.F. e DOMINGUEZ, J.M.L. Erosão costeira no litoral oriental do Rio Grande do Norte. *VII Congresso da ABEQUA*, Porto Seguro-BA, 1999. CD-ROM.
- DINIZ, R.F.; COSTA NETO, L.X.; MAIA, L.P. Transporte e deposição de sedimentos ao longo do trecho costeiro praia de Ponta Negra-Via Costeira, Natal-RN. *Anais do 41 Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG. João Pessoa. 2002. P.87.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C. S.P., Regional assesment of long-term trends of coastal erosion in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68: 355-372. 1996.
- FONSECA, V.P., *Estudos morfo-tectonicos na área do baixo curso do Rio Acu (Acu-Macau) - Rio Grande do Norte*. Dissertacao de Mestrado, UFMG. Belo Horizonte, 1996. 103p.
- FONSECA, V.P. Compartimentação neotectônica de um segmento do litoral setentrional do Rio Grande do Norte. *Boletim de Resumos do VIII Congresso da ABEQUA*, Mariluz, Imbé-RN. 2001. p.305-306
- LIMA, Z.M.C.; ALVES, A.L.; AMARO, V.E. & VITAL, H. Evolução da Linha de Costa do Esporão de Galinhos (NE Brasil) utilizando fotografias aéreas e imagens Landsat-TM. *Revista Pesquisas em Geociências*, Ed. UFRGS, RS. 28 (2) 497-507. 2001.
- LIMA, Z.M.C.; ANDRADE, P.R.O.; XAVIER, P.; VITAL, H.; AMARO, V.E.; MEDEIROS, W.E. Sand spits from NE Brazil: high resolution Quaternary analogous for reservoir model. *Annual Meeting of American Association of Petroleum Geologist*. Houston, EUA. 2002. Extended Abstracts CD-ROM.
- MAIA, L.P. E CUNHA, E.M.S. Evolução da praia dos Artistas (Natal-RN) por análise temporal de fotografias aéreas. *Simpósio brasileiro sobre praias arenosas*. 2000. p.162-163.
- MATOS, R. M. D. *Deep Seismic Profiling, Basin Geometry and Tectonic Evolution of Intracontinental in Brazil*. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of Cornell University, New York, 1992. 275p.
- NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. IBGE, Rio de Janeiro, 1989. 2 ed., 422 pp.
- SILVA, R.L.C. E MAIA, L.P. Variação morfológica da linha de costa entre as praias de Genipapu e Jacumã-RN. *XLI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*. 2002. P. 115.
- SILVEIRA, I.M. *Monitoramento Geoambiental da região costeira do município de Guamaré-RN*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2002. 115p.
- SOUTO, M.V.S. *Análise multitemporal dos elementos geoambientais da dinâmica costeira da região da Ponta do Tubarão, Macau-RN, com base em produtos de sensoriamento remoto e GIS*. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2002. 65p.

- SOUZA, F.E.S. *Evolução morfodinâmica da região de influencia estuarina do rio Curimataú/ RN, com ênfase nas alterações do ambiente deposicional de manguezal e a integração de geodados em SIG*. Programa de pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado. 2004. 150p.
- TABOSA, W.F. *Dinâmica Costeira da região de São Bento do Norte e Caiçara do Norte-RN. Relatório de Graduação*. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2000. p.76.
- TABOSA, W.F.T. *Monitoramento Costeira das Praias de São Bento do Norte e Caiçara do Norte - RN*. Programa de pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado. 2002. 76p.
- TABOSA, W.F.T, VITAL, H.; AMARO, V.E. Morphologic and Structural Characterization of the Rio Grande do Norte State, NE Brazil, based on Remote Sensing Images. *Annual Meeting of American Association of Petroleum Geologist*. Houston, EUA. 2002. Extended Abstracts CD-ROM.
- TABOSA, W.F.T.; LIMA, Z.M.C.; VITAL, H.; GUEDES, I.M.G. Monitoramento costeiro das praias de São Bento do Norte e Caiçara do Norte – NE/ Brasil. *Revista Pesquisas em Geociências*, Ed. UFRGS, RS 28 (2). 2001. p. 383-392.
- VITAL, H.; TABOSA, W.F.; STATTEGGER, K.; CALDAS, L.H.O. Tectonics and Bottom Morphology control on Sediment Distribution in the Brazilian NE Continental Margin: São Bento do Norte / Caiçara do Norte Área. *Abstracts of the Chapman conference on the Formation of Sedimentary Strata on Continental Margins*, American geophysical Union, Ponce-Puerto Rico. 2001. p.37.
- VITAL, H., STATTEGGER, K., TABOSA, W.F., RIEDEL, K., E HUSTED, S. Erosão no litoral do RN: O exemplo de Caiçara do Norte. *Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas, Anais*. 2000. p.346-347.
- VITAL, H.; AMARO, V.; TABOSA, W.F.T.; GUEDES, I.M.G.; STATTEGGER, K.; CALDAS, L.H.O. Pattern of sediment distribution in setentrional coast of RN State, NE Brazil. 2002 *Ocean Sciences Meeting*, American geophysical Union, Honolulu-Hawai and EOS, Transactions, American Geophysical Union, 2002a. V.83, No.4.
- VITAL, H.; AMARO, V.E.; STATTEGGER, K.; SCHWARZER, K.; TABOSA, W.F.; FRAZÃO, E.P.; SILVEIRA, I.M.; CALDAS, L.H.O. Interactions of sea level and tectonics on large scale bedforms preserved on a tropical shelf: The Rio Grande do Norte Shelf, NE Brazil. *Continental Shelves during the last glacial cycle. 2nd Conference*. IGCP 464. Sao Paulo. Abstracts. 2002b. P.99-100.
- VITAL, H.; STATTEGGER, K.; TABOSA, W.F.; RIEDEL, K., Why Does Erosion Occur on the Northeast of Brazil? The Caiçara do Norte beach example. *Journal of Coastal Research SI (35) Brazilian Sandy Beaches*, 2003a. p. 525-529
- VITAL, H; LIMA, Z.M.C.; SILVEIRA, I.M.; AMARO, V.E. & SOUTO, M.V.S. Barrier System from the Northern Rio Grande do Norte State Coast, Ne Brazil: A Tectonic Control? *3o. Congresso Latino Americano de Sedimentologia*. Belém-Brazil, 2003b. p. 113-115.
- XAVIER NETO, P.; LIMA, Z.M.C.; ANDRADE, P.R.O.; OLIVEIRA JR., J.G.; MEDEIROS, W.E. E VITAL, H. GPR images of the Galinhos Península, NE Brazil: the register of a geologic evolution from paleochannel to a sand spit? In: GPR in sediments. Geological Society and UCL. Londres, Inglaterra. Agosto 2001. *Anais*. 2001.

Resumo

O Estado do Ceará apresenta uma linha de costa de 573 km que vem sofrendo extensivos processos erosivos. Neste capítulo são descritas as principais feições fisiográficas e geoambientais da zona costeira que representam a interação entre processos morfogenéticos, arcabouço geológico, climático e oceanográficos. A área em apreço foi compartimentada em diversas unidades e subunidades geoambientais agrupando um arcabouço geológico que vai do Pleistoceno superior ao Holoceno, apresentando em alguns trechos afloramentos do Pré-Cambriano e Cretáceo. Os processos hidrodinâmicos, eólicos, as principais feições geomorfológicas praias, altura de ondas, taxas de erosão e progradação foram tratados no sistema de informação geográfica (GIS). As interações e dados coletados foram provenientes das áreas praias correspondentes às principais áreas hidrográficas do Estado. A implantação de equipamentos tais como áreas portuárias e desenvolvimento urbano foram avaliados. Da mesma forma foram enfocadas as atividades extrativistas, de mineração, desmatamento, uso e abuso de áreas e avaliação de medidas que devem ser rigorosamente estabelecidos para preservação e evolução da faixa costeira. As variações sazonais de direção do vento, ondas, a configuração de marés altas em *swells*, o barramento de corredores eólicos, e ocupação inadequada são as principais causas dos processos erosivos.

Abstract

Ceará State coastline has undergone a great amount of erosion either provided by anthropogenic or geogenic reasons over the last decades. In this chapter, it is described the main physiographic and geoenvironmental features of the coastal zone, which represents the morphogenetic, climatic and oceanographic interactions within geological framework. This area has been taken into different geoenvironmental units and sub-units giving rise to a geological framework that spread out from Upper Pleistocene to Holocene and presenting some localities from Pre-Cambrian and Cretaceous outcrops. The eolian and hydrodynamic processes, the beach main geomorphologic features, wave height, erosion rate accretion has been treated into the Geographic Information System (GIS). The collected data and interactions were obtained from beach areas which correspond to the state principal *hydrographic* basins. The urban development and structural equipment such as harbour areas ad marinas were focused. It was also taken into account the extrativism, mineral exploitation, deforestation, earth material use and abuse and a set of rules to be rigorously followed for the preservation and evolution of the coastal zone have been evaluated. The wave and winds *seasonal shiftings*, the swell configuration of high tide and the eolian corridor obstruction with inadequate occupation are the principal causes for the erosive processes.

CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA E GEOAMBIENTAL DA ZONA COSTEIRA DO ESTADO DO CEARÁ

A configuração do litoral representa a interação entre processos morfogenéticos (tectono-isostasia e flutuações do nível do mar), arcabouços geológicos, climáticos e oceanográficos. A identificação de compartimentos com características morfológicas e processos homogêneos é imprescindível ao uso e gestão desses espaços, principalmente pela riqueza de informações multidisciplinares e interdisciplinares que envolvem esses estudos. Na compartimentação do litoral brasileiro elaborado por Silveira (1964) in Muehe (1998), o litoral do nordeste foi dividido em dois macro-compartimentos: a costa semi-árida, a noroeste do cabo do calcanhar, e a costa oriental ou costa dos tabuleiros, do cabo do calcanhar até a baía de todos os santos.

Silva (1973) com base nos processos hidrodinâmicos e características morfológicas da linha de costa individualizou dois compartimentos para a costa semi-árida, cujos limites seriam os do Mangue Seco a Ponta de Itapagé, e de Itapagé ao cabo de Calcanhar. O Estado do Ceará, segundo a classificação de Silva (1973) teria uma parte inserida na costa semi-árida norte com direção W-E. A partir da foz do rio Acaraú a linha de costa apresenta direção predominante NE-SE, inserindo-se no litoral semi-árido sul.

Considerando a importância da bacia de drenagem nos processos costeiros, a zona costeira do Estado do Ceará estaria inserida em seis compartimentos representados pelas seguintes bacias hidrográficas delimitadas pela Secretaria de Recursos Hídricos do Ceará (figura 1): Bacias do Coreaú, Acaraú, Curú, Litoral, Metropolitana e do Baixo Jaguaribe. O sistema de drenagem é constituído por rios exorréicos de regime de escoamento intermitente sazonal. Por isso, as planícies flúvio-marinhas e ecossistemas de manguezais são pouco desenvolvidos. Tendo em vista que o médio curso e alto curso desses rios estão inseridos no núcleo de semi-aridez, o caudal é reduzido e controlado por um grande número de barragens construídas para abastecimento (Tabela 1). Os efeitos na zona costeira podem ser observados na diminuição da função de espigão hidráulico, aceleração dos processos morfodinâmicos na foz, ampliação das áreas de influência longitudinal da maré salina, hipersalinização sazonal e diminuição do aporte de sedimentos argilo-siltosos na planície flúvio-marinha.

Tab. 1. Área e Escoamento médio anual das bacias contribuintes da zona costeira do Estado do Ceará

Bacia	Área (km ²)	Defluvio Médio Anual (mm)	Escoamento médio anual (hm ³)
I- Bacia do Coreaú	8171	2041	1625
II- Bacia do Acaraú	142876	1371	17433
III- Bacia do Curú	8577	1885	1158
IV- Bacia do Litoral	8865	1613	1235
V- Bacia Metropolitana	10825	3996	1554
VI- Baixo Jaguaribe	11559	1111	705.6

Fonte: COGERH (2004)

O estado do Ceará possui 19 municípios que fazem fronteiras com o mar. No entanto, no Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC) foram agrupados 33 municípios com atividades sócio-econômicas e processos interdependentes com o litoral. A porção marítima é equivalente a faixa de terras submersas até 22.2 km da linha de costa. Segundo o PNGC a costa do Estado do Ceará está setorizada da seguinte forma: Setor Extremo Oeste (Amontada, Itarema, Acaraú, Cruz, Jijoca de Jericoacoara, Camocim, Barroquina, Chaval e Granja), Setor Oeste (Paracuru, Paraipaba, Trairi, Itapipoca), Região Metropolitana de Fortaleza (Aquiraz, Fortaleza, Eusébio, Chorozinho, Pacajus, Horizonte, Itaitinga, Guaiúba, Pacatuba, Maracanaú, Maranguape, Caucaia, São Gonçalo do Amarante) e Setor Leste (Icapuí, Aracati, Itaiçaba, Fortim, Beberibe, Cascavel, e Pindoretama).

A zona costeira do Estado do Ceará foi agrupada e compartimentada por Souza (2000), sob o ponto de vista geoambiental, nas seguintes unidades (figura 2):

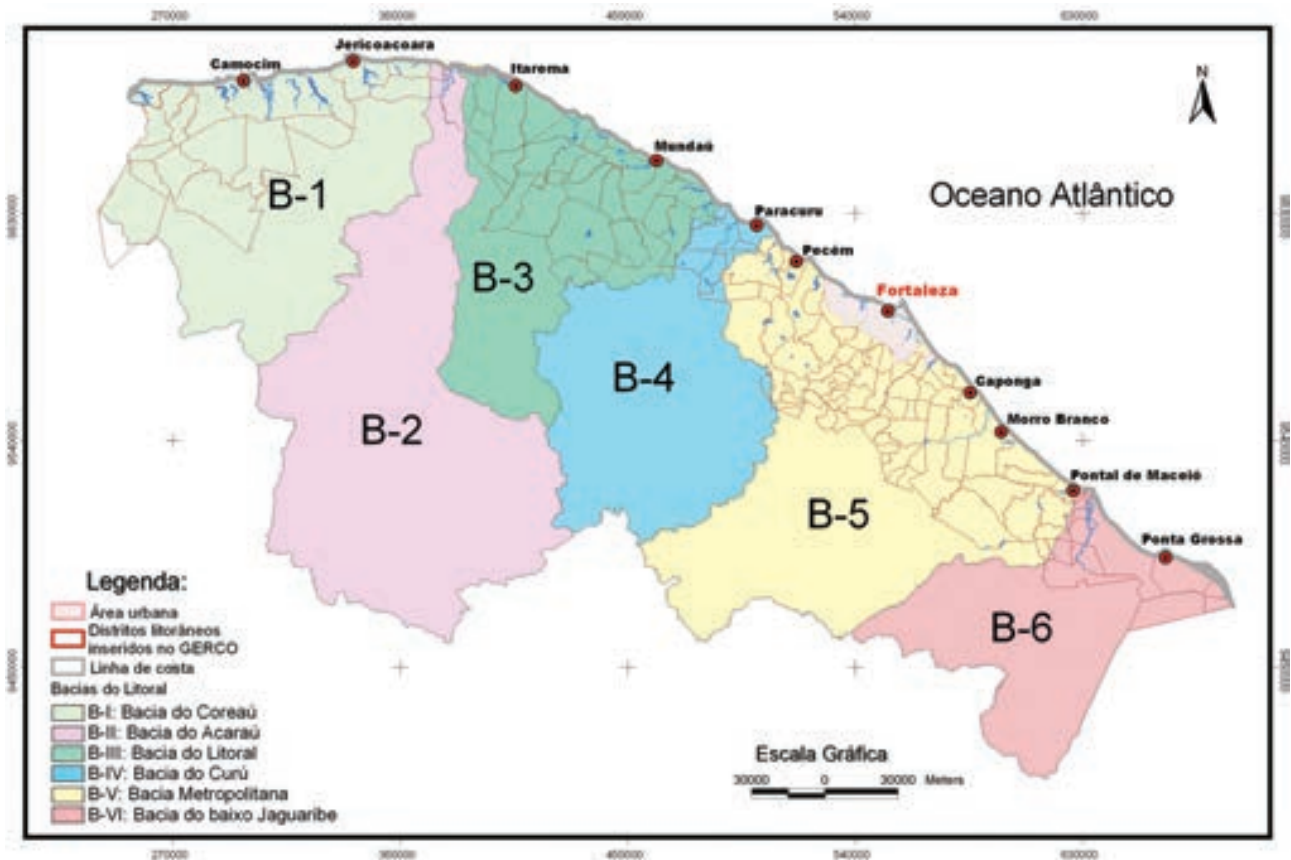
- (1) a planície litorânea (com subunidades constituídas pela faixa praial e campo de dunas móveis; campo de dunas fixas e peleodunas; desembocaduras fluviais em planícies flúvio-marinhas revestidas por manguezais, além de ocorrências eventuais e/ ou pontuais de pontas rochosas ou promontórios e de falésias);
- (2) as planícies fluviais com matas ciliares;
- (3) os corpos d'água lacustres envolvendo planícies flúvio-lacustres e lagoas freáticas;
- (4) áreas de acumulação inundáveis freqüentes no Município de Aracati e
- (5) Tabuleiros Pré-Litorâneos ou Costeiros. A referida compartimentação foi utilizada por Souza (2003) para o Diagnóstico da Zona Costeira para a Gestão Integrada publicado pela Associação de Pesquisas e Preservação de Ecossistemas Aquáticos – AQUASIS.

Estes compartimentos agrupam um arcabouço geológico que vai do Pleistoceno Superior ao Holoceno, sendo a mesma classificada como costa arenosa, retilínea com dunas de diversas gerações, planícies estuarinas e ocorrências localizadas de falésias. Isto a diferencia da costa nordeste oriental, dominada mais efetivamente por esta feição esculpida na Formação Barreiras. Predominantemente Tércio-Quaternária, apresenta também afloramentos do Pré-Cambriano e do Cretáceo em alguns dos seus trechos.

Aluviões fluviais, depósitos marinhos e eólicos-marinhos intercalados representam bem a fase de transição entre o Pleistoceno e Holoceno. Os estuários, terraços fluviais atuais, mangues, praias, dunas atuais, plataforma rasa, depósitos flúvio-marinhos, marinhos, eólicos e eólico-marinhos que constituem os depósitos Holocênicos. Ocorrem também, sedimentos detríticos e lateríticos pleistocênicos, na forma de terraços fluviais e cascalheiras como os que se situam no baixo curso do rio Aracati-Mirim (Morais e Fonteles, 2000). Regionalmente, estes sedimentos aparecem como cobertura detrítica sobre interflúvios.

O Cenozóico está representado pelo morro Caruru localizado próximo a foz do estuário do rio Pacoti. Apresenta vulcanismo preenchendo zonas de fraturamento de tensão das rochas encaixantes de idade oligocênica (28,6 - 9 milhões de anos), apresentando similitude química e petrográfica com os fonólitos de Fernando de Noronha (Vandoros & Oliveira, 1968). Morais (1968), estudando o perfil compreendido entre o Arquipélago de Fernando de Noronha e a costa nordeste brasileira, estabeleceu a correlação litorânea submarina entre os alto-fundos existentes na zona abissal e os afloramentos do Caruru. Embora constituído de rochas fonolíticas que fazem parte do vulcanismo fissural-basáltico são encontradas na região Nordeste, desenvolvido durante o Oligoceno e Mioceno (Almeida et al., 1969). Foi observada ocorrência de derrames abaixo dos sedimentos da Formação Barreiras.

Figura 1.



A planície litorânea representa uma estreita faixa de terras com largura média de 2,5 Km e que é formada em função da disponibilidade de elevados estoques de sedimentos por processos eólicos, marinhos, fluviais ou combinados, gerando feições praias com largos estirâncios ao longo de toda a faixa costeira cearense. Nas praias de Redonda, Morro Branco, Fontes, Canoa Quebrada, Pontal de Maceió, Iparana, Camocim, dentre outras, a faixa de praia é estreita pela ocorrência de altos topográficos esculpidos em falésias vivas. Eventualmente, entre os níveis de maré alta e maré baixa, afloram rochas de praia que têm diagênese recente. A faixa praias é predominantemente arenosa, com a morfodinâmica controlada pelas ondas.

A configuração da linha de costa denota avanços de retificação onde largas enseadas se alternam com pontas ou promontórios que se projetam para o mar e tem maior resistência litológica. As feições mais conspícuas estratigraficamente são o embasamento cristalino aflorando em zonas pontuais, tais como Jericoacoara, Pecém, Ponta do Mucuripe e Iguape. O Pré-Cambriano ocorre na linha de costa na forma de pontais desempenhando papel relevante no balanço de sedimentos e comportamento energético das ondas condicionando as áreas de retrogradação e progradação de praias.

As dunas apresentam três gerações distintas, das quais a de maior expressão no estado do Ceará estão representadas pelos campos de dunas móveis (barcanas, barcanoides, transversais e frontais). Essas dunas migram na direção do continente, capeando gerações de dunas mais antigas, terrenos dos tabuleiros e obstruindo as drenagens costeiras e desembocaduras fluviais. Este processo favorece, sobretudo, a evolução de ambientes estuarinos para estuarinos-lagunares e em muitos casos para lacustre. Isto foi observado na formação das lagoas costeiras de Jijoca, Lagoa Seca, Lagoa do Catu e Uruaú.

As lagoas existentes na Planície Litorânea, também estão associadas aos aquíferos dunares, oscilações sazonais das condições climáticas e flutuações do lençol freático formando as lagoas interdunares. No contato dos terraços marinhos com a Formação Barreiras ocorrem à formação de lagoas, exutórios das dunas edafizadas, onde parte do núcleo urbano de Caponga e Águas Belas, no Município de Cascavel, desenvolveram-se sobre estas feições. No período chuvoso, a ampliação o lençol freático causa a instabilidade na estrutura das casas de veraneio, além de ser foco de doenças de veiculação hídrica e depósitos de resíduos sólidos (Pinheiro, 2003). No litoral de Itarema estas lagoas quando em contato com as águas do mar, possibilitam a colonização de espécies de mangues formando ambientes de influência mista localmente conhecido como “gamboas” (Morais e Fonteles, 2000).

A retaguarda dos campos de dunas móveis encontram-se as dunas edafizadas ou em processo de edafização, ocasionado pelo desenvolvimento incipiente de uma camada de solo permitindo a fixação da cobertura vegetal até o limite dos Tabulei-

ros. Apresentam um porte predominantemente arbóreo-arbustivo onde se destacam as seguintes espécies: muricis (*Byrsonima crassifolia*), carrasco (*Coccoloba* sp), erva de rato (*Eugenia* sp), casca-grossa (*Maytenus rígida*), cajueiro (*Anacardium occidentale*), pau d'arco roxo (*Tabebuia impetiginosa*) e o juazeiro (*Ziziphus joazeiro*). Nas proximidades do estuário são encontrados mandacarus (*Cereus jamacaru*) que são espécies típicas do semi-árido que se mesclam ao manguezal.

A maioria dos rios da região semi-árida do Nordeste, onde está inserida a área estudada, é intermitente, fluindo somente durante a estação chuvosa. A penetração da água do mar nos vales dos rios, durante as marés cheias, impede que esses rios fiquem sem a comunicação com o oceano durante a estiagem. Nesta estação, a drenagem se reduz ao máximo e conseqüentemente não há uma graduação na diluição da água do mar pela água do rio, o que formaria um gradiente de densidade. Este fato foi verificado por Freire (1989), Soares-Filho e Alcantara-Filho (2002) e Pinheiro (2003) nos estuários dos Pacoti, Jaguaribe e Malcozinhado, respectivamente. Assim, a maioria das desembocaduras dos rios nordestinos da região semi-árida pode ser considerada como estuários temporários, com características de circulação e mistura tipicamente estuarinas somente durante o período chuvoso.

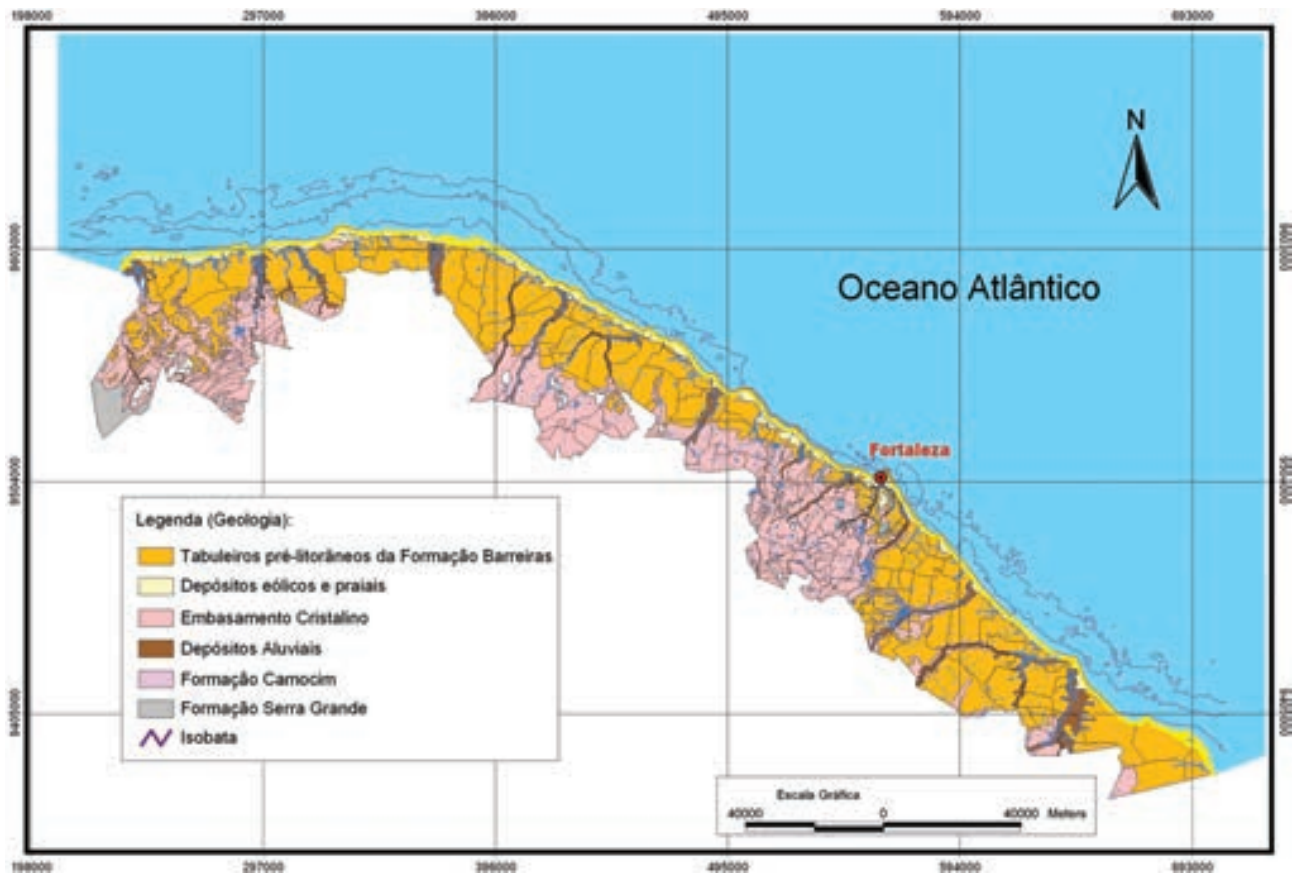
Como produto das condições climáticas mais severas, nas regiões tropicais semi-áridas, a velocidade dos ventos é mais intensa, juntamente com o transporte e disponibilidade de sedimentos, fazendo com que o domínio das formações arenosas contribua para a obstrução das reentrâncias costeiras. Em conseqüência, as drenagens de pequeno porte apresentam condições de hipersalinização nos períodos de estiagem. Por esse motivo, os manguezais tornam-se cada vez mais escassos, tendo importância mais local do que regional. No Estado do Ceará as Planícies Flúvio-Marinhas com maior expressão geográfica em relação a área com manguezais estão localizadas no rio Timonha, rio Coreau e rio Acaraú.

Vale salientar, que o complexo de cordões arenosos e planícies de marés lamosas no litoral de Acaraú, propiciou a formação de lagunas salinas com a colonização de mangues. No litoral SE-NW destaca-se o rio Ceará e Jaguaribe. A composição florística é basicamente representada pelas seguintes espécies: mangue vermelho (*Rhizophora mangle*), mangue siriúba (*Avicenia racemosa*), e mangue branco (*Laguncularia racemosa*) e mangue de botão (*Conorcapus erecta*).

Os Tabuleiros Pré-Litorâneos são constituídos predominantemente por sedimentos Tércio-Quaternários da Formação Barreiras. Aparecem recortados por um grande número de drenagens secundárias, de regime intermitente, que constitui as micro-bacias hidrográficas da zona costeira. Os vales apresentam modestas cotas altimétricas devido ao fraco poder de entalhamento das drenagens. Nas proximidades das desembocaduras fluviais e em pontos específicos da faixa de praia surge como um sistema de falésias que movimentam o relevo, evidenciando a evolução paleogeográfica a partir das flutuações do nível relativo do mar.

Os solos predominantes são os Argissolos, profundos e moderadamente profundos, com textura variando de média (arenosa) a argilosa. Geralmente são bem drenados e porosos e com práticas corretivas possuem de médio a alto potencial agrícola. Na unidade dos tabuleiros é que se observa uma maior diversificação vegetacional e florística. Dentre as espécies encontradas destaca-se o Pau-sangue (*Pterocarpus violaceus*) pelo porte arbóreo e arbustivo denso que exerce uma considerável proteção ao solo e o cajueiro.

Figura 2.



VARIÁVEIS CONTROLADORAS DOS PROCESSOS COSTEIROS NO ESTADO DO CEARÁ

O clima constitui uma das mais importantes variáveis controladoras dos processos costeiros, dentre os seus elementos merece destaque a variação anual dos totais pluviométricos e regime dos ventos. O clima regional da zona litorânea faz parte do domínio do clima semi-árido predominante no Nordeste brasileiro, marcado por dois períodos definidos – um seco, longo e outro úmido, curto e irregular. Dentre

os controladores do regime pluvial no litoral do Estado do Ceará, a frente geradora de chuvas de maior importância é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

A distribuição temporal das precipitações é irregular com concentração do total precipitado no primeiro semestre do ano, correspondendo a cerca de 91% do total anual. Cerca de 62 % do total anual precipita-se em apenas três meses do ano, no trimestre fevereiro/ março/ abril ou março/ abril/ maio (figura 3). Nestes trimestres o mês de abril corresponde ao mais chuvoso, com cerca de 24 % das precipitações. Campos e Studart (2003) observaram que a precipitação anual decresce acentuadamente de Fortaleza (1.338 mm) em direção a Icapuí (949,2 mm). Na direção do litoral oeste é observado um decréscimo, porém de forma menos pronunciada com médias anuais de 1238,2 mm e 1032,3 mm registradas em Paracuru em Camocim.

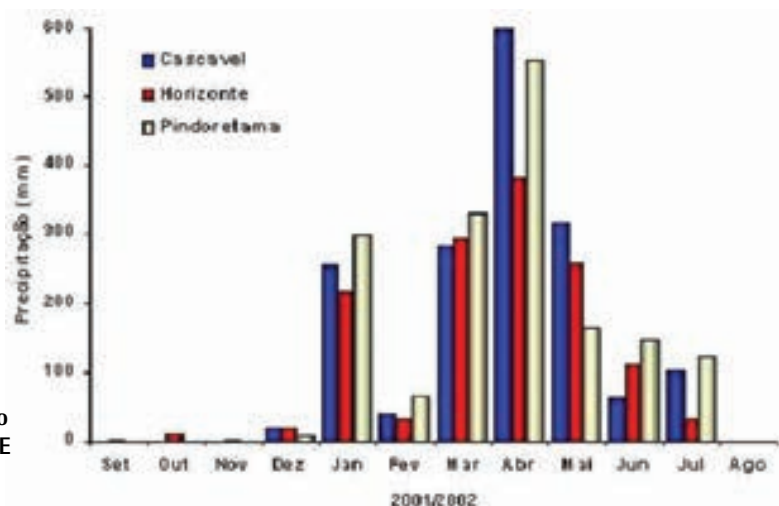


Figura 3. Concentração trimestral dos totais pluviométricos nos meses de março, abril e maio entre os anos de 2001 e 2002 (Fonte: FUNCEME (2003)).

O regime térmico da região é caracterizado, basicamente, por temperaturas elevadas e amplitudes reduzidas. Por sua proximidade à linha do equador, as médias climatológicas das temperaturas mensais no Ceará, especialmente na faixa litorânea, têm uma amplitude de variação anual relativamente pequena. As temperaturas máximas variam de 29,4°C (março) a 30,7°C (novembro). Os valores mínimos de 21,2 °C a 23,7 °C são registrados em julho e no triênio (janeiro/ fevereiro e março). A umidade relativa no ar apresenta um padrão de variação semelhante ao da precipitação com variação máxima de 12% referente aos meses de abril (85%) e outubro (73%).

A insolação é bastante intensa na área litorânea, atingindo uma média anual de 3000 horas, sendo mais forte no mês de outubro decrescendo no mês de março (180 h e 4 décimos) o que corresponde nos períodos secos uma incidência solar média diária em torno de 8 horas/dia. Nos períodos chuvosos este valor situa-se por volta de 6 horas/dia. Em virtude do elevado teor de insolação, as médias mensais de

evaporação são também bastante elevadas, perfazendo entre o ano de 2001 e 2002 o total de 1.472 mm, com valores máximos entre os meses de agosto a novembro.

O vento exerce um papel fundamental no litoral do nordeste haja vista a acumulação de dunas e praias arenosas ao longo da costa do Ceará prolongando-se para leste ao litoral norte do Rio Grande do Norte (até Touros) e para oeste até o Golfão Maranhense com a presença dos lençóis maranhenses. A interação entre os fluxos eólicos e fluxos de sedimentos depende em grande parte da velocidade do vento e das características granulométricas do material. Sua associação aos fluxos hidrodinâmicos é contribuição fundamental ao transporte de sedimentos ao longo de todo litoral do estado do Ceará.

No Estado do Ceará a alternância de períodos chuvoso e seco, causada pela migração da ZCIT, coincide com a sazonalidade nas velocidades de vento na região, esta última atingindo variações máximas de aproximadamente $\pm 30\%$ em torno do valor médio anual ([Bittencourt *et al*, 1996). Nos meses de março e abril, ápices do período chuvosos, predominam ventos de SE (120° - 150°) ao longo do dia, passando a SSE-S (150° - 180° +) durante a noite. Considerando os dados do Aeroporto Pinto Martins, a velocidade média mensal dos ventos para o período de 1993-2002 variou de 3 a 8,5 m/s. Os maiores valores são registrados entre agosto e novembro e os menores em fevereiro e março.

O período entre maio e agosto é de transição, onde o ciclo térmico diurno terra-oceano passa a alternar brisas marinhas e terrestres, resultando em ventos de ENE-E (60° - 90°) durante o dia, e E-SE (90° - 150°) à noite. No período entre setembro-dezembro tanto os ventos alísios quanto às brisas marinhas se intensificam, com direção predominante variando de E a SE, com predomínio dos ventos alísios de E. Os ventos mais intensos são atingidos entre setembro e novembro (interanualmente variável). As flutuações diurnas de temperatura entre continente e oceano (5°C) contribuem, sobretudo, na ampliação da sazonalidade dos ventos.

Variáveis Oceanográficas

O Estado do Ceará é bordejado pelas águas salinas e oxigenadas da corrente Norte Brasileira, um ramo da corrente Sul Equatorial que se bifurca ao largo do nordeste do Brasil, sazonalmente entre as cidades de Recife e Salvador. Portanto a Corrente Norte Brasileira é o ramo noroeste ou ascendente da Corrente Sul Equatorial. A corrente Norte do Brasil com velocidade de 1 a 2 nós, corre paralela a costa do Ceará e seria co-responsável pelas correntes litorâneas em direção noroeste. No entanto, a corrente longitudinal é primariamente derivada da ação dos ventos alísios e da incidência das ondas na linha de costa. Moraes (1981) e Maia (1998) verificaram através de flutuadores que a velocidade das correntes próximas a linha de costa de Fortaleza apresentaram velocidades variando de 0,24 e 0,31 m/s. No Porto

do Pecém esses valores ficaram em torno de 0,15 a 0,30 m/s nos trabalhos realizados por Magalhães (2000).

A ação das marés representa um papel relevante na morfodinâmica e hidrodinâmica costeira, principalmente no sentido de ampliar a área de ataque das ondas, gerando correntes em estuários, canais lagunares e em águas rasas próximas à costa, além de apresentar importância para o transporte de sedimentos. Na costa cearense, o trabalho pioneiro sobre o comportamento das marés e ondas foi de Morais (1980), quando observou para Fortaleza, baseado em dados medidos na bacia do Porto de Mucuripe, que as marés na região são representadas por ondas semidiurnas com período médio de 12,4 h e defasagem média de 50 minutos. Determinou a amplitude máxima de 2,7 m para o equinócio de março no ano de 1976 e amplitude de 3,3 m para máximas de sizígia no ano de 1980.

Em estudo mais recente Maia (1998) utilizando 14 registros analógicos mensais do marégrafo instalado no Porto do Mucuripe verificou que durante o período de maio/1995 a junho/1996, a amplitude máxima da maré foi de 3,23 m, na maré de sizígia do mês de dezembro de 1995, enquanto a amplitude mínima, de 0,75 m, ocorreu na quadratura do mês de março de 1996. O mesmo autor observou que durante os meses de junho a dezembro a amplitude das marés aumenta tanto de quadratura quanto de sizígia, ocorrendo o inverso nos meses de setembro e março.

No porto do Pecém, onde o marégrafo está fundeado em mar aberto, a cota máxima atingida no ano de 1996 foi de 3,41 na maré de sizígia de janeiro de 1996 e a mínima de -0,15 m nos meses de maio, julho e outubro de 1995. Baseado nos autores acima, o regime de marés na região costeira do Estado do Ceará pode ser caracterizado como de meso-maré com periodicidade semidiurna.

As ondas que banham o estado do Ceará apresentam uma forte componente de E com direções variando entre os quadrantes E, E-NE e E-SE mantendo uma estreita relação com as direções predominantes dos ventos. Morais (1981) na região de Fortaleza verificou um predomínio de ondas do quadrante E-SE e uma ocorrência secundária de ondas de NE. Em estudos mais recentes realizados por Maia (1998) utilizando os dados da bóia do porto do Mucuripe no período de 1991 a 1994, verificou uma concentração de 95% para as direções entre 75° e 105°, com extremos registrando valores mínimos de 17° (31/11/1991) e máximos de 119° (31/10/1991).

As direções predominantes das ondas, a partir de medições visuais no alto do farol do Mucuripe em 1997 foram de 90° a 105° com 73%, e de 75° a 90° totalizando 20% (Quadro 8). Na Praia da Caponga, Lirotal SE-NW, as direções predominantes observadas por Pinheiro et al (2003) foram de 100° a 110° ao largo e de 75° a 95° na arrebentação em relação ao norte magnético. Em frente ao núcleo urbano de Caponga, foi verificada uma certa frequência da direção de 50° na arrebentação. Este ângulo é resultante da difração de ondas que ocorre na ponta rochosa da Caponga, resul-

tando em um percentual maior de ataque frontal nesse trecho. Na análise integrada das direções das ondas, o instituto de Pesquisa Hidroviária dividiu em dois grupos de tendências a direção das ondas no litoral em questão, com o propósito de compreender a movimentação dos sedimentos na área. O primeiro grupo de direções de 0° a 45° apresenta frequência de 39,45%, e o segundo de 46° a 12° com 60% de frequência.

No primeiro semestre a frequência de ondas swell é bem maior, devido a diminuição da influência dos alísios de SE e o aumento a turbulência no Atlântico Norte. Com relação aos períodos de pico, os quais são utilizados para classificar os tipos de ondas (*sea* e *swell*), comentados anteriormente, distingue-se ondas acima de 10 s como *swell* e entre 4 e 9 s como *sea*. Na estação do INPH no Pecém, para os anos de 1997 e 1998, observou-se que 27,5% dos períodos de pico estão compreendidos entre 10 a 16 s, indicando ondas do tipo *swell*. Ocorre um período de 0,4% entre 17 e 19 s, porém, a maioria dos períodos de pico (72%), ocorreu entre 4 e 9 s, relacionados com ondas do tipo *sea* (INPH,2001). Dentre os 72 % mencionados acima, cerca de 58% dos períodos variaram entre 4 e 7 segundos. As alturas significativas das ondas varia de 0,8-1,5 m, com maior percentual entre as alturas de 1,1 e 1,2 m. As maiores alturas são observadas são observadas no primeiro semestre do ano (Figura 4).

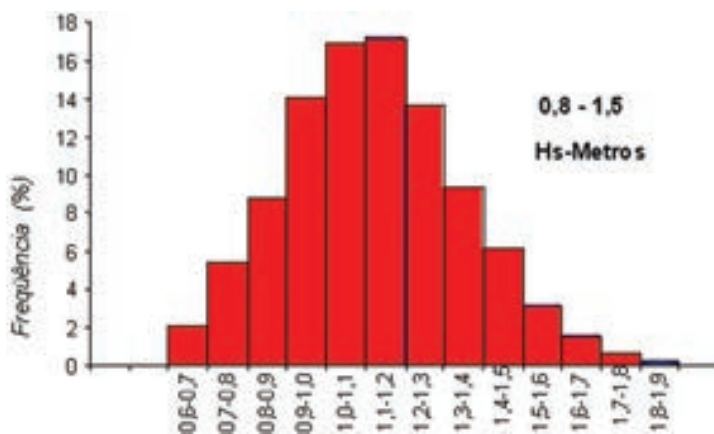


Figura 04. Altura significativa das ondas registradas no Porto do Pecém. (Fonte: INPH,2000)

COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL

A faixa de praia e o campo de dunas representam os sub-compartimentos de maior representatividade espacial da planície litorânea. A faixa de praias arenosas apresenta, comumente, extensos estirâncios, cuja continuidade só é interrompida pela ocorrência de falésias vivas elaboradas em sedimentos da Formação Barreiras. A bacia do rio Coreaú (B-1) é limitada por faixas de praias com características morfodinâmicas dissipativas associadas as planícies fluvio-marinhas com

manguezais dos Rios Timonha e Acaraú. Na foz do Rio Coreaú, parte central da bacia, afloram na forma de falésias os depósitos da Formação Camocim. São observados contatos bruscos dos conglomerados que compõem essa formação, passando a um pacote superior, composto de areias finas com material argiloso inconsolidado não estratificado.

A Formação Camocim não apresenta uma expressão e distribuição espacial bem caracterizada, ficando apenas restrita aos afloramentos da praia do farol, constituída petrograficamente por um ortoconglomerado grosseiro, oligomítico de elevada maturidade, cimentado por material laterítico sílico-ferruginoso de cores marrons, castanhos e vermelhos, extremamente duros (Morais, 2000). A faixa de praia exposta apresenta plataformas de abrasão e pontais rochosos associados às Rochas da Formação Camocim e rochas de praia de idade holocênica. A linha de costa do Município de Camocim é caracterizada pela sucessão de enseadas abertas limitadas por pontas rochosas com erosões localizadas e controladas pela alternância sazonal do clima de ondas.

Apesar da boa disponibilidade de sedimentos e das características de praias dissipativas, foram observados processos de erosão da pós-praia da localidade de Maceió com destruição de barracas, associados principalmente as correntes de marés. A linha de costa do litoral de Bitupitá é caracterizada por praias dissipativas, expostas, bordejadas por amplos terraços marinhos e dunas frontais que atuam no aporte de sedimentos direto na praia (Ie-Iif-IIIId-E).

Na praia de Jericoacoara, o pré-cambriano está representado por um serrote localmente denominado de Serrote de Jericoacoara, constituído de quartzito ferrífero

cataclasado, formando uma saliência que quebra a regularidade da linha de costa. Sua cota máxima chega a 98 m formando uma crista de direção ENE-WSW com aproximadamente 2 km de extensão da linha de preamar (Morais, 2000). As dunas móveis em formas de barcanas são predominantes, com alturas superiores a 30 m e vetor de migração de E-W. A inclinação da faixa de praia no período entre 2001 e 2003 variou de 0.91 a 1.35° (figura 5). A faixa de praia a oeste da Ponta de Jericoacoara é caracterizada como dissipativas, expostas, associadas aos campos de dunas barcanas e terraços marinhos.



Figura 5. Dunas barcanas com alturas superiores a 30 m e vetor de migração de E-W em Jericoacoara.

Na bacia do rio Acaraú (B-2) as maiores extensões são observadas nas praias de Lagoinha, Flecheiras e Mundaú. Na região de Itarema sob domínio de ambientes com restingas e cordões arenosos largos são encontradas faixas de praia com aproximadamente 600 m de extensão. São praias predominantemente dissipativas associadas ao macrocompartimento das planícies de marés arenosas (I_g-I_{iag}-III_d-E). Os ambientes que se desenvolvem no contato dos cordões com as drenagens fluviais são estuarinos-lagunares com colonização de mangues (figura 6). Nos últimos quatro anos, os desmatamentos das áreas com manguezais aumentaram significativamente para a construção de viveiros de camarão. As ações erosivas do perfil sub-aéreo são observadas sazonalmente apenas nas preamares de sizígia e/ou mediante alterações no transporte de sedimentos nos cordões arenosos.

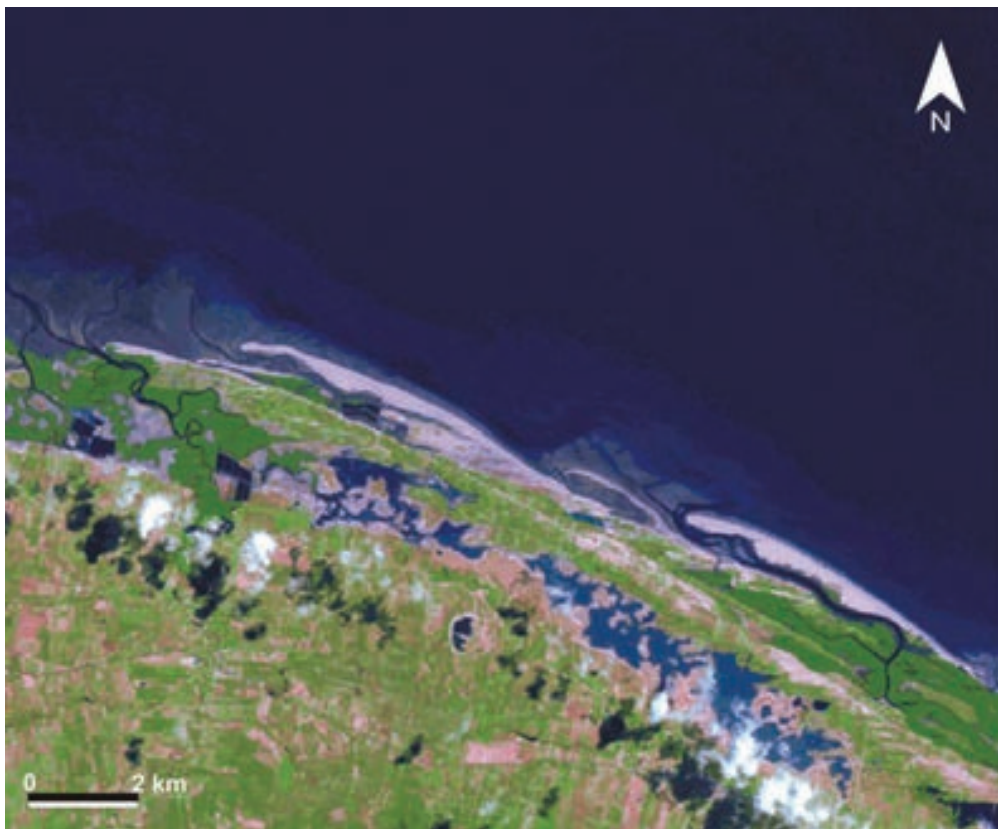


Figura 6. Domínio de ambientes com restingas e cordões arenosos largos na região de Itarema (Litorais E-W). A faixa de praia exposta tem aproximadamente 600 m de extensão, com formação de ambientes estuarinos-lagunares na confluência com as drenagens costeiras.

Na bacia do Litoral (B-3), precisamente na foz do rio Mundaú, a dinâmica eólica e a circulação estuarina atuam de forma significativa nos episódios de retrogradação ou progradação do perfil de praia adjacente. Na margem oeste as praias tendem a ser intermediárias associadas aos cordões litorâneos largos alimentados por sedimentos dos terraços marinhos e dunas frontais. A extensão do perfil varia de 70 a 270 m nesta região. Na margem leste, as praias são dissipativas precedidas por recifes de arenitos e apresentam comportamento morfodinâmico típico de planícies de marés arenosas. Em frente ao núcleo urbano de Mundaú, os episódios erosivos estão associados as mudanças na topografia da praia pela existência de pequenas

drenagens costeiras ou exutórios de lagoas interdunares. A sedimentação imposta pela corrente longitudinal desloca a desembocadura dessas drenagens na direção E-W, cortando perpendicularmente o perfil praial. Na ocasião das preamares das marés de sizíguas e maior descarga desses exutórios,, os processos de refração das ondas e espraiamento são modificados e intensificados. O resultado disto é a destruição dos muros das casas de veraneio e estradas de acesso à praia.

Na faixa de praia compreendida entre Mundaú e Flecheiras, o perfil apresenta extensão média de 90 m e com uma linha de recifes de arenito que a protege da ação erosiva das ondas. Na praia de Guajiru, o perfil é intermediário associado aos terraços marinhos ocupados por casas de veraneio e barracas. Os eventos erosivos são intensificados no início do ano, quando ocorre à entrada de ondas *Swell* com ataque frontal à praia (figura 7).



Figura 7. Processos erosivos na Praia de Guajiru associados a entrada de ondas *Swell* em fevereiro de 2001.

A Bacia do Curú (B-4) a pós-praia desenvolve-se a partir de uma faixa de terras com contornos pouco sinuosos e com altura pouco superior a 1,0 m. As cotas altimétricas ao longo da costa variam entre 3.0 a 6.6 m. Em muitos trechos esse sub-compartimento fica ao abrigo da influência de altas marés. Para o interior, até a base do campo de dunas os aclives não se pronunciam, configurando os domínios dos Terraços Marinhos Holocênicos. A urbanização da cidade de Paracuru, nos terraços marinhos e pós-praia, associada aos processos de refração de ondas no pontal de arenitos foi responsável por um intenso processo de retrogradação da linha de costa. Além disso, a ampliação da cidade na superfície de deflação eólica limitou a contribuição de sedimentos nas áreas à sotamar. A faixa de praia a leste do pontal é caracterizada por um perfil reduzido com plataformas de abrasão com contribuição das dunas frontais para a manutenção do perfil sub-aéreo. Neste setor ocorre freqüentemente eolianitos com cimentação predominantemente silicosa.

A linha de costa inserida na Bacia Metropolitana (B-5) apresenta uma grande diversidade morfológica e uma alta vulnerabilidade aos processos erosivos, em virtude do elevado adensamento urbano e pelos processos de refração nos pontais rochosos. Ainda neste compartimento encontram-se o Porto do Mucuripe, o Complexo Portuário e Industrial do Pecém e o maior percentual de área ocupada por estruturas de proteção na costa do Ceará.

A faixa de praia da região metropolitana de Fortaleza sofreu processos de progradação e retrogradação durante as últimas décadas (Morais, 1972, Morais e Pitombeiras, 1974, Morais, 1980 in Morais, 1981) com implicação direta na instalação do Porto do Mucuripe, e todos os quebra-mares colocados ao longo do litoral norte de Fortaleza, muro de proteção no município de Caucaia formando arcos praias oriundos dos enrocamentos perpendiculares a linha de praia. Considerando este contexto erosivo foi aproveitada a antiga área do antigo Porto de Fortaleza para construção de marinas no sentido de dar abrigo a um empreendimento hoteleiro (figura 8).



Figura 8. Série de espigões construídos para diminuir os efeitos erosivos decorrentes da construção do Porto de Mucuripe em Fortaleza. O antigo Porto de Fortaleza foi aproveitado para a construção de marinas associado a um empreendimento hoteleiro de grande porte.

Na orla de Fortaleza destaca-se o progradação da faixa de praia a barlamar do espigão do Serviluz pelo barramento dos sedimentos em deriva. Os impactos da construção do Porto do Mucuripe e dos sucessivos espigões na orla de Fortaleza foram observados nas praias do Município de Caucaia. Estes impactos associados ao aumento da especulação imobiliária promoveram o recuo de aproximadamente 200 m da linha de costa nas Praias de Iparana, Pacheco e Icarai (figura 9). O sistema

de proteção utilizado nessas praias são muros, enrrocamentos na base das escarpas da Formação Barreiras (Ib-IIf-IIIIn-E). Na praia de Cumbuco, os processos erosivos sobre a linha de costa são bem menores e no seguimento que leva até a Ponta do Pecém estão ainda praticamente ausentes, e em contraponto há processos acumulativos e progradativos.



Figura 09. Destruição dos muros das casas e desestabilização de enrrocamentos pela ação erosiva das ondas na praia de Iparana, na Região Metropolitana de Fortaleza.

A Ponta do Pecém é formada de rochas do embasamento cristalino compostas essencialmente por quartzitos e gnaisses distribuídas principalmente em duas seqüências contínuas que se iniciam em pós-praia e continuam em toda zona intertidal e se estendem em porções isoladas até a profundidade de 20 (vinte) metros (Morais, 2000). Antes da construção do Complexo Portuário do Pecém, os processos erosivos eram observados pela interação entre mudanças no clima de ondas no pontal e ocupação do campo de dunas que alimentava diretamente a praia. No ano de 1998, apesar do pier *off-shore* vazado está com autonomia para utilização, a permanência do Terminal de Embarque Provisório (molhe) provocou o recuo de aproximadamente 70 m da linha de costa. Isto causou a destruição de casas de veraneio, bares e barracas, bem como a perda de atrativos para a balneabilidade local. Desde o ano de 2001, com a implantação de estruturas de proteção e a retirada do TEP, a praia passa por processos de progradação.

Na praia da Caponga, a ocupação das áreas a sotamar do pontal de arenitos de praia promoveu o recuo de 150 m da linha de costa (Pinheiro et al., 2001). Os efeitos disto foram à destruição de casas de veraneio, barracas e da avenida litorânea. Em 1998, a então Secretaria de Desenvolvimento Urbano (SEDURB) juntamente com a prefeitura local implantaram 6 espigões do tipo gabião associado a reestruturação urbana da área. Entre 1999 e 2002 a recuperação da praia foi progressiva, com alterações restritas apenas a sazonalidade do clima de ondas (Figura 10). No entanto a destruição das malhas dos gabiões associada a falta de manutenção estão promovendo em curto prazo a retomada dos processos erosivos, com recuo estimado entre 2002 e 2004 de 30 m. No setor mais a leste entre as praias de Barra Nova e Barra Velha as praias são intermediárias com afloramento de arenitos de praia antecedido por dunas e terraços marinhos (Ie-IIf-IIIb-E).



Figura 10. Reabilitação da Praia da Caponga através da implantação de gabiões e alimentação artificial (1993–2001). Fonte: Pinheiro *et al.*(2003).

A ocorrência de altos topográficos que representam vertentes terminais dos tabuleiros costeiros, rompe a continuidade das largas faixas de praias, especialmente nas áreas anteriormente referidas. São essas áreas que postas ao alcance da abrasão marinha tendem a desenvolver falésias com taludes escarpados. Essas feições são formadas por depósitos cenozóicos que constituem os Tabuleiros Pré-litorâneos, de relevo de interflúvio tabulares e colinas suaves semi-arredondadas, denominados de Formação Barreiras. Este elemento marcante da evolução costeira plio-pleistocênica está associado com a evolução do relevo regional através de mudanças climáticas e eventos tectônicos, detríticos e lateríticos.

A marcha de recuo das falésias dá-se de modo desigual. Assim é que, próximo ao emissário da lagoa do Uruaú, em Beberibe, o aporte de sedimentos à praia justifica a ocorrência de falésias fósseis. Na praia das Fontes, o nível das falésias é mais elevado e a ação do solapamento marinho é intensa. Na praia de Morro Branco, apenas durante a preamar percebem-se as manifestações do solapamento. As praias são intermediárias antecedidas por falésias da Formação Barreiras e com afloramentos de plataformas de abrasão na antepraia. A extensão do perfil varia de 50 a 100 m, com inclinação de 2,0°.

A área das falésias expõe um aspecto de morfologia ruiniforme ocasionado pela pluviometria e por enxurradas, ao que se acrescenta a ocorrência eventual de ravinas e voçorocas (figura 11). A especulação imobiliária, os passeios de bugres e a extração irregular das *areias coloridas* utilizadas nos artesanatos promoveram em curto espaço de tempo, o aumento dos processos erosivos. Atualmente as falésias do município de Beberibe constituem o Monumento Natural das Falésias com uma área de 31,29 hectares e protegida pelo Decreto nº 27.461 de 04/06/2004. Este monumento constitui uma unidade de conservação de proteção integral e uso restrito a visitação e contemplação paisagística. No processo de recuo das falésias exibem-se na faixa praial, abaixo da linha de preamar, alguns alinhamentos rochosos descontínuos que compõem plataformas de abrasão e/ ou rochas de praia (*beach*

rocks). Esse material é constituído por arenitos com matriz silto-arenosa de cores cinzentas e cimento calcífero



Figura 11. Falésias vivas com ravinações e voçorocas provocadas pela ação pluvial na Praia de Morro Branco.

Na Bacia do Baixo Jaguaribe (B-6) situações hidrodinâmicas diferentes foram criadas nos entornos dos Promontórios e dos rios. Nos promontórios de Ponta Grossa e Ponta Redonda houve predomínio dos processos de refração de ondas gerando erosão que foi acelerada pela interação local dos fluxos subterrâneos, pluviais e de deriva litorânea. O recuo das falésias elaboradas nos processos abrasivos foi muito mais intenso do que os observados nos promontórios rochosos de embasamento cristalinos. Estas feições ocorrem desde Icapuí onde se destacam em Redonda continuando por todo litoral de Aracati com a proeminente Ponta Grossa. Em todo este trecho elas se comportam como falésias vivas sob o impacto constante da erosão costeira.

No município de Fortim, o processo de erosão verificado na localidade de Pontal de Maceió foi responsável pelo recuo de aproximadamente 200 metros da linha de costa entre os anos de 1988 e 2000 (Morais e Pinheiro, 2000). Isso ocasionou o avanço do mar na direção da vila de pescadores, destruindo nas maiores marés do ano, as casas, barracas, estradas e locais para atracação de jangadas. As principais causas da erosão no Pontal de Maceió estão relacionadas com o desenvolvimento de processos energéticos representados pela ação das ondas e marés na seqüência de promontórios e reentrâncias que marcam a linha de costa desde a foz do Rio Jaguaribe até a Praia de Maceió. Aliado a isto, somam-se o regime de vazão fluvial, o comportamento do transporte eólico, as barreiras naturais para o *by pass* das areias, configuração geomorfológica e uso e ocupação do solo.

Como pôde ser observado na figura 12, a vila de pescadores de Maceió está inserida em um ponto crítico da linha de costa, onde os impactos dos processos energéticos da hidrodinâmica costeira são acentuados pela inexistência de jazidas dunares que contribuam no *by pass* de sedimentos para as áreas à sotamar dos pontais.

A elaboração da morfologia submersa e subaérea da praia de Maceió inicia quando as ondas provenientes dos quadrantes E - SE ao difratarem no promontório rochoso geram um feito turbilhonar, fazendo com que o material em suspensão seja depositado nas imediações do pontal, tornando a área imediatamente adjacente mais rasa. No centro das águas formam-se uma espécie de redemoinho, onde a água experimenta um movimento retilíneo na direção das praias. Produz-se, então, uma sedimentação formada por elevações de fundo que são as barras arenosas submersas que se estende desde a foz do rio Jaguaribe até a vila de Maceió e são responsáveis pelas alternâncias na direção do transporte de sedimentos (Morais et al., 2002).

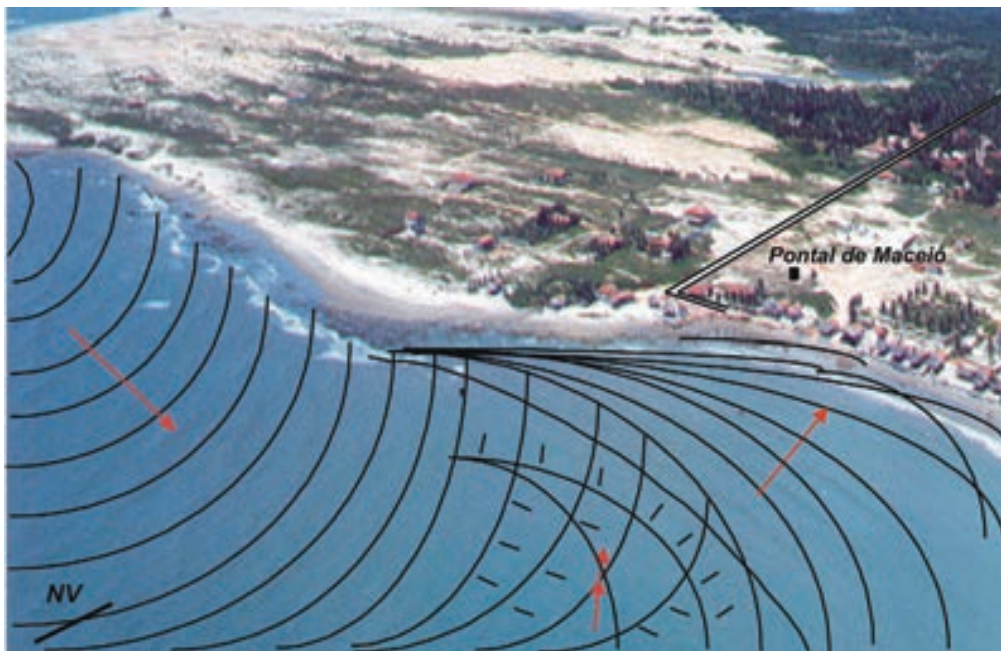


Figura 12. Esboço do comportamento do trem de ondas enfrente a vila de Maceió – Fortim-CE. Observar a refração das ondas no afloramento rochoso resultando no redirecionamento dos vetores de energia (↗) gerando o processo destrutivo da faixa de praia. Fonte: Moraes et al (2002).

Nas marés de sizígia, observou-se que as ondas de refração quando alcançam a praia de Maceió sofrem reflexão provocando danos significativos. Isto resulta na remobilização de grandes volumes de areias na direção da antepraia, sendo que são recolocados no transporte longitudinal, contribuindo significativamente na evolução do *spit* arenoso na foz do rio Pirangi. Os afloramentos rochosos que ocorrem continuamente desde o estirâncio inferior até as áreas mais profundas causam difração das ondas, sendo responsáveis pela geração das ortogonais que incidem frontalmente no porto das Jangadas.

Na margem leste do rio Jaguaribe, a morfodinâmica do campo de dunas atua significativamente na morfodinâmica da foz e na distribuição espacial dos manguezais. Pelo alinhamento da costa, os ventos predominantes de E estão promovendo o assoreamento de significativas áreas de mangues. Os campos de dunas tratam-se – sob o ponto de vista de potencialidades de utilização – da área dotada de maior

beleza cênica e que compõe o mais importante patrimônio paisagístico dentre as unidades geoambientais litorâneas. O campo de dunas, além disso, é potencialmente rico em reservas de água subterrâneas e há uma grande frequência de corpos d'água lacustres que compõem lagoas fráticas. O elevado teor de alguns minerais pesados pode viabilizar o extrativismo mineral, desde que, rigorosamente controlado.

No litoral de Icapuí, litoral SE-NW, no setor que compreende o domínio de falésias precedidas de praias, são verificados estirâncios planos e com extensões que ultrapassam 800 m de extensão. Neste mesmo, setor a dinâmica das praias é controlada predominantemente pelas variações das marés e pelo transporte transversal de sedimentos. Os processos erosivos estão restritos à fase de preamar, onde a refração de ondas nos bancos arenosos submersos e plataformas de abrasão são responsáveis por erosões localizadas, apesar da excelente disponibilidade de sedimentos (figura 13).

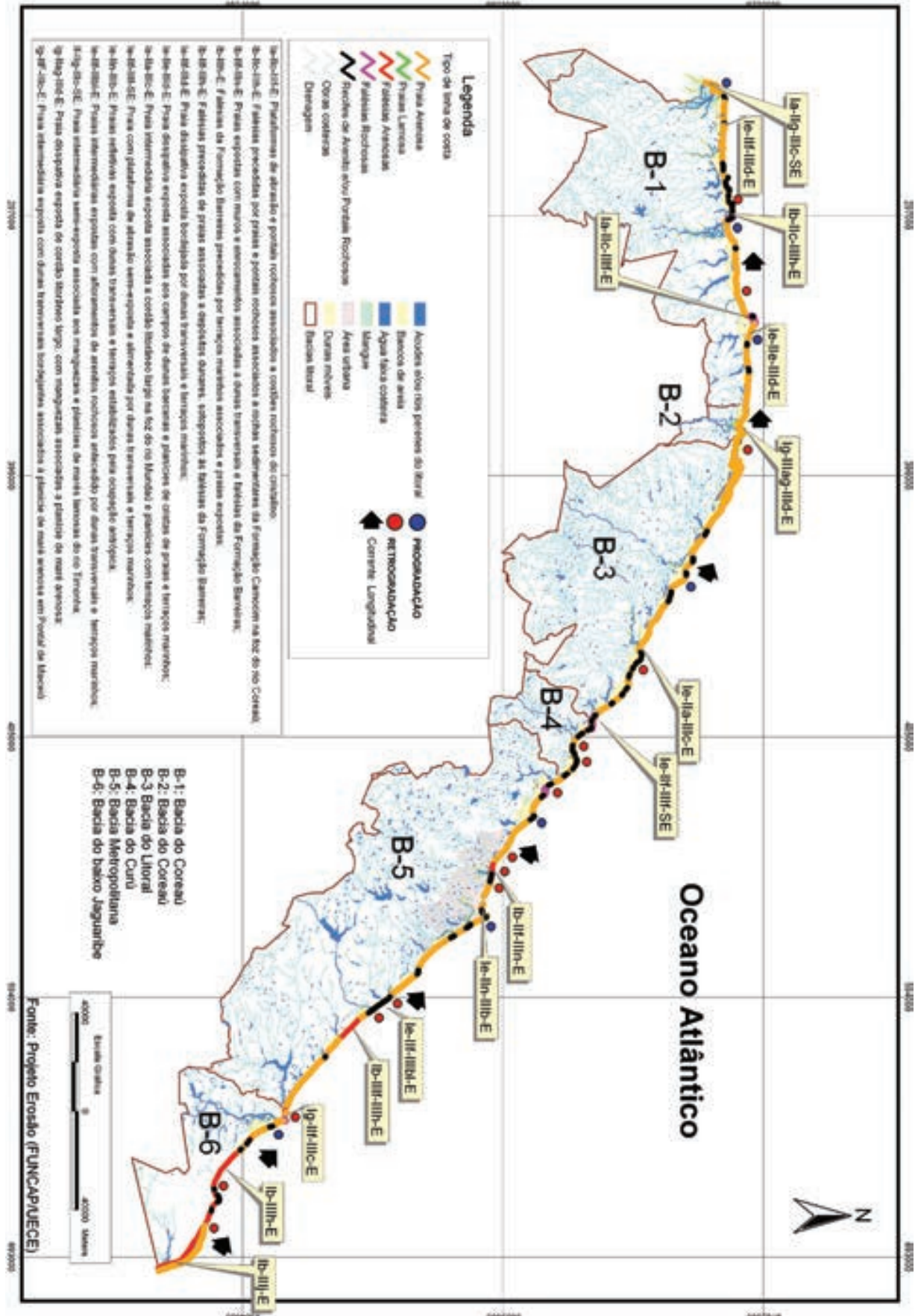
Figura 13. Em Ponta Grossa, os processos erosivos estão restritos à fase de preamar, onde a refração de ondas nos bancos arenosos submersos e plataformas de abrasão são responsáveis por erosões localizadas.



O principal problema que se interpõe ao uso e ocupação da zona litorânea reside em suas condições ecodinâmicas fortemente instáveis e em sua alta vulnerabilidade. Assim, atividades extrativas, mineração não controlada, loteamento indisciplinados nas altas praias e implantações viárias no campo de dunas são atividades inviáveis. As áreas de falésias, igualmente, devem ser rigorosamente preservadas pela sua importância no mecanismo de evolução da faixa costeira, bem como de sua vulnerabilidade à ocupação. São assim, áreas que inviabilizam o parcelamento do solo.

A síntese da classificação geomorfológica e processos costeiros associados encontram-se organizados na figura 14.

Figura 14.



Referências bibliográficas

- ALMEIDA, F. F.M., *Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23., Salvador, SBG p.29-46,1969.
- BITTENCOURT, R.; ALMEIDA G.; CARPENTIERI, E. *Potencial Eólico no Litoral do Ceará e Rio Grande do Norte para Geração de Energia Elétrica*. 1996. Relatório – DEFA-EO-RT, CHESF - 002/96, rev.1, outubro, 1996.
- CAMPOS, J.N.B.; STUDART, T. Climatologia. In: *A zona costeira do Estado do Ceará: Diagnóstico para a Gestão Integrada*. Coord. Alberto Alves Campos [et al]. Fortaleza. AQUASIS: 2003, p: 51-53.
- COMPANHIA DE GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS DO CEARÁ. 2003. www.cogerh.com.br.
- FREIRE, G.S. *Etude hydrologique et sedimentologique de L'estuaire du Rio Pacoti (Fortaleza-Ceará-Brésil)*. 1989,223p.Tese(Doutorado)-Universite de Nantes, Nantes/ France, 1989.
- FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS. 2003. www.funceme.br.
- INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS HIDROVIÁRIAS (INPH) – *Relatório Interno*. Pecém – CE, 2001.
- MAGALHÃES, S. H. O. *Caracterização Morfodinâmica e Evolução a Médio e Curto Prazo das Praias dos Municípios de Caucaia e São Gonçalo do Amarante* – CE. 2000. 124p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2000.
- MAIA, L.P. *Proceso costeros y balance sedimentario ao lo largo de Fortaleza (NE-BRASIL): implicaciones para uma gestão adecuada de la zona litoral*,1999. Tese (Doutorado). Universidade de Barcelona-Espanha, 269 p. 1998
- MORAIS, J.O. Processo de Assoreamento do Porto do Mucuripe. *Arq. Cien. Mar*, Fortaleza, 12 (2): 139-149, 8 figs,1969.
- MORAIS, J.O. Aspectos correlativos de geologia litoral e submarina. *Arq. Ciênc. Mar*, Fortaleza, 9 (2): 127-131. 5 figs,1969.
- MORAIS, J.O. DE; PITOMBEIRA, E.S. Processos Migratórios na Embocadura do Rio Maceiozinho (Fortaleza-Ceará-Brasil). *Bol. Cien. Mar*. Fortaleza (27): 1-9, 4 figs,1974.
- MORAIS, J. O. *Aspectos da Geologia Ambiental Costeira no Município de Fortaleza - Ceará* - Tese de Professor Titular, 318 pp. illus., Fortaleza, 1980.
- MORAIS, J. O. Evolução Sedimentar da Enseada do Mucuripe. *Arq. Cien. Mar*. Fortaleza 21 (1/2): 20-32,1981.
- MORAIS, J.O. ; PINHEIRO, L.S. *The impact of the Jaguaribe River flow on the erosion and sedimentation of Pontal de Maceió- State Ceará, NE, Brazil*. In: Symposium on the tidal action, tidal processes and tidal effects on coastal evolution, Porto Seguro. ABEQUA. Porto seguro: ABEQUA, V.1, p.1001-1003, 1999.
- MORAIS, J. O.; FONTELES, M. L. *Fluxos Interativos na Elaboração da Planície costeira de Itarema - Ceará* Revista de Ciência e Tecnologia , Fortaleza - Ce , v. 1 , n. 2 , p. 63 –68,2000.
- MORAIS, J. O.; PINHEIRO, L.S.. Evolução a curto e médio prazo da zona costeira adjacente à foz do Rio Jaguaribe-Ceará. *Revista de Ciência e Tecnologia da Uece*, Fortaleza, v. 2, n. 2, p. 69-77, 2000.
- MORAIS, J.O. Compartimentação territorial e evolutiva da zona costeira do Estado do Ceará. In: *Compartimentação Territorial e Gestão Regional do Ceará*. Lima, L.C (et al.) organizadores., Editora: FUNECE: Fortaleza, p: 106-180, 2000.
- MORAIS, J.O.; PINHEIRO, L.S; PESSOA, P.R.S. Coastal Erosion Processes at Ceara State-Brazil. In: *Coastal Zone Canadá 2002*. Coastal Zone Association. Ontário, v.1, n.1, 2002.
- MORAIS, J. O.; PINHEIRO, L.S.; CAVALCANTE, A. A. Dinâmica Costeira. In: ELIAS, Denise. (Org.). *O Novo espaço da produção globalizada: O Baixo Jaguaribe-CE*.Fortaleza, 2002, v. 1, p. 119-159.
- MUEHE, D. 1998. O litoral brasileiro e suas compartimentação. In: *Geomorfologia do Brasil*. Cunha S.B. & Guerra, A.J.T. Organizadores, Capítulo 7. Editora Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p.273-349.
- PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; MEDEIROS, C. Mudanças da linha de praia e feições morfológicas em Cascavel-Estado do Ceará. *Arquivo de Ciências do Mar*, Fortaleza, v.34, n. 1, p. 117-130, 2001.
- PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J.O.; PITOMBEIRA, E. S. Caponga Shoreline Rehabilitation Assesments. *Journal of Coastal Research*, Itajaí, Special Issue, v. 35, p. 536-542, 2003.
- PINHEIRO, L. S. *Riscos e Gestão Ambiental no Estuário do Rio Malcozinhado, Cascavel-CE*. Tese de Doutorado em Oceanografia. Universidade Federal de Pernambuco, Recife-PE, 240 p., 2003.
- PINHEIRO, L. S. *Compatibilização dos processos morfodinâmicos e hidrodinâmicos com o uso e ocupação da praia da Caponga, Cascavel-CE*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual do Ceará, 180 p., 2000.
- SOARES FILHO, A. A.; ALCANTARA-FILHO, P. Características hidrológicas das águas estuarinas entre a região média e boca do Rio Jaguaribe (Ceará-Brasil). *Revista de Ciência e Tecnologia da UECE*, 4(4),43-50, Fortaleza, 2002.

SILVA, J. X. da. *Processes and landforms in the South American Coast*. Tese de Doutorado(PhD). Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College. 103 p, 1973.

SOUZA, M. J. Bases naturais e esboço do zoneamento geoambiental do Estado do Ceará. In: *Compartimentação Territorial e Gestão Regional do Ceará*. Lima, L.C (et al.) organizadores., Editora: FUNECE: Fortaleza, p: 6-98, 2000.

SOUZA, M.J.N. Unidades Geoambientais. In: *A zona costeira do Estado do Ceará: Diagnóstico para a Gestão Integrada*. Coord. Alberto Alves Campos [et al]. Fortaleza. AQUASIS:2003, p: 29-40.

VANDOROS, P; OLIVEIRA, M. A. F. *O fonólito Mecejana – CE*. Publ. Academia Brasileira de Ciências – Rio de Janeiro. P.203-206, 1968.

Silvana Moreira Neves

CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

José Maria Landim Dominguez

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Abílio Carlos da Silva P. Bittencourt

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

PARAÍBA

A decorative graphic of the state of Paraíba, Brazil, is shown at the bottom of the page. It is composed of a grid of orange triangles, some pointing up and some pointing down, creating a textured, mosaic-like effect. The graphic is positioned on the left side of the page, overlapping the blue background.

Resumo

Este trabalho apresenta um diagnóstico da Erosão Costeira no Estado da Paraíba, totalizando cerca de 140 km de extensão. Este diagnóstico mostrou que quase 50% da linha de costa do Estado encontra-se ameaçada pela erosão. Este numero alarmante decorre do fato deste trecho de linha de costa estar situado em um setor da costa brasileira caracterizado por um tendência de longo prazo para a erosão costeira. Esta tendência tem sido exacerbada por padrões inadequados de ocupação da linha de costa.

Abstract

This paper presents an evaluation of coastal erosion for the state of Paraíba, totaling about 140 km of shoreline. This evaluation has shown that almost 50% of the shoreline of the State is threatened by erosion. This alarming figure is a consequence of the fact that this shoreline is located in a sector of the Brazilian coast characterized by a long term trend for erosion. This trend has been amplified during the recent decades by inadequate land use patterns at the coastal zone.

Agradecimentos

Este trabalho não teria sido possível sem o apoio das agências nacionais de fomento à pesquisa e ao ensino (CNPq, CAPES), assim como à UFBA e ao MMA-PGGM, por meio de recursos financeiros e permissão para utilização de suas infra-estruturas.

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho foi o de apresentar um inventário da situação da linha de costa no Estado da Paraíba. Estudos anteriores mostraram que o Estado da Paraíba se situa em uma região do Brasil caracterizada por uma tendência de longo prazo para erosão da linha de costa. A quase ausência de terraços marinhos do Holoceno e do Pleistoceno ao longo da zona costeira é apontada como principal evidência para esta tendência de longo prazo para a erosão (Dominguez & Bittencourt 1996).

O Estado da Paraíba tem uma linha de costa que se estende por cerca de 140 km desde o estuário do rio Guajú (ao norte) até o estuário do rio Goiana (ao sul). Inúmeras construções recifais bordejam a linha de costa, principalmente a sul de João Pessoa (Figura 1). A zona costeira é composta por 13 municípios onde vivem aproximadamente um milhão de pessoas.

A erosão costeira têm constituído um grave problema no Estado da Paraíba, resultando em perda de propriedades e no investimento de recursos significativos para a construção de obras de proteção.

MÉTODOS

O diagnóstico do comportamento da linha de costa do Estado da Paraíba, foi realizado utilizando-se os seguintes procedimentos:

- ▶ a linha de costa foi percorrida com um veículo tipo *buggy*, ou no caso de algum impedimento, utilizando-se sobrevôo.
- ▶ sempre que possível foi coletada uma amostra do sedimento da face da praia em intervalos que, na grande maioria dos casos, se situaram em torno de 2-3 km. Em cada ponto amostral foi preenchida uma ficha padrão com quesitos sobre inclinação da face da praia (medida com um clinômetro), altura e número de rebentações, estágio da maré, presença de feições indicativas de erosão ou progradação, presença de obras de engenharia e outras feições culturais, além de realizada a documentação fotográfica.
- ▶ durante os trabalhos de campo a posição da linha de costa foi marcada com um receptor GPS, utilizando como critério o início da vegetação no pós-praia.
- ▶ uma modelagem dos padrões de refração de ondas para todo o trecho de costa investigado, foi realizada utilizando-se técnicas clássicas (CERC 1984). Nesta modelagem foram utilizados parâmetros de onda extraídos da literatura e também determinado o sentido da deriva litorânea associada a cada frente-de-onda assim como a deriva efetiva.
- ▶ todas as informações geradas foram integradas em um sistema de informações

geográficas, utilizando-se como base de referência as cartas planialtimétricas da SUDENE-IBGE.

RESULTADOS

Em função da metodologia empregada acima os trechos de linha de costa com praias arenosas foram enquadrados em quatro categorias (Neves 2003) (Figura1):

Linha de Costa em Erosão

Inclui todos os trechos caracterizados por evidências notáveis de recuo continuado da linha de costa, tais como vegetação com raízes expostas, coqueiros caídos, falésias, propriedades ameaçadas etc. Estas evidências de campo foram depois confrontadas e confirmadas por meio do exame de fotografias aéreas verticais, imagens de satélite e entrevistas com moradores.

Linha de Costa em Equilíbrio

Nesta categoria foram incluídos os trechos que se encontram em equilíbrio dinâmico, ou seja aqueles em que a linha de costa não sofre grandes alterações existindo, entretanto, uma variação sazonal de erosão e reconstrução do prisma praial, observadas em visitas não sistemáticas ao longo dos trabalhos.

Linha de Costa em Progradação

Os trechos em progradação foram identificados como aqueles onde se verificou acumulação significativa de sedimentos, possibilitando a recomposição da vegetação e apresentando larga faixa de praia.

Linha de Costa Estabilizada por Obras de Engenharia

Inclui os trechos onde se verificou a presença de revestimentos, muros de proteção e molhes, construídos para proteção de propriedades ameaçadas pela erosão.

DISCUSSÃO

A figura 2 sumaria as tendências de comportamento da linha de costa para o Estado da Paraíba. Os trabalhos de campo e a caracterização da linha de costa paraibana possibilitaram a identificação dos trechos mais críticos sob o ponto de vista da erosão costeira, dos trechos que se encontram em equilíbrio, daqueles estabilizados por obras de engenharia e os que se encontram em progradação. Deste modo, do total de 140 km de praias, cerca de 42% experimentam recuo da linha de costa, 33% experimentam progradação, 21% encontram-se em equilíbrio e 4% estão estabilizados por obras de engenharia (Figura 2).



Figura 1. Tendências de comportamento da linha de costa para o Estado da Paraíba.

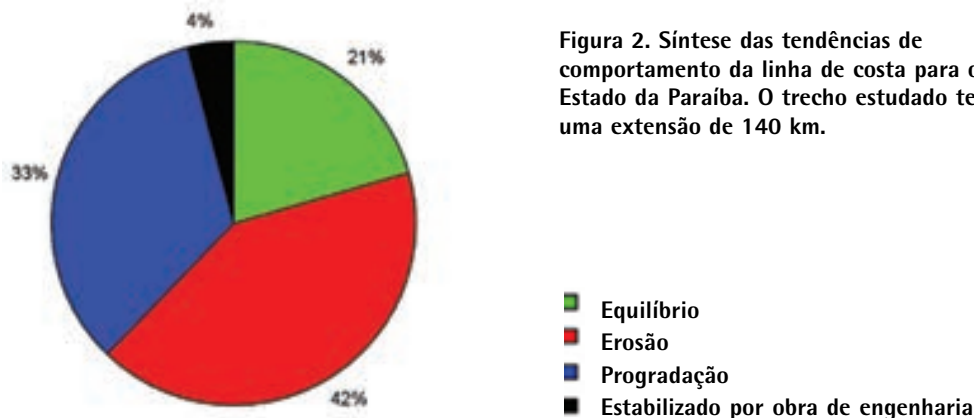


Figura 2. Síntese das tendências de comportamento da linha de costa para o Estado da Paraíba. O trecho estudado tem uma extensão de 140 km.

Os valores encontrados são sem dúvida alarmantes e indicam que quase 50% da linha de costa do Estado da Paraíba encontram-se ameaçados pelo fenômeno da erosão costeira, o que parece ser em grande parte decorrente do fato da costa da Paraíba se encontrar em uma região caracterizada por um déficit de sedimentos e, portanto, uma tendência de longo prazo para erosão costeira. Deve-se entretanto chamar a atenção que outros fatores, tais como:

- (i) concentração de energia de ondas devido ao fenômeno de refração em feições morfológicas submersas,
- (ii) ocupação desordenada da zona costeira, e
- (iii) retenção de sedimentos fluviais devido à construção de barragens, devem igualmente ser considerados ao se analisar as causas da erosão costeira.

Nas últimas décadas o litoral da Paraíba apresentou um crescimento populacional significativo, com conseqüente crescimento imobiliário, decorrente do desenvolvimento do turismo e abertura de novas estradas, possibilitando o acesso a áreas antes pouco habitadas. A ocupação e/ou instalação de estruturas fixas em locais inadequados, sem a observância dos limites de oscilação do perfil praiado e das áreas fonte de sedimento, como por exemplo a erosão de falésias, contribuem para o agravamento da erosão costeira natural, com destruição de imóveis, praias recreativas e vias urbanas.

Rerefências bibliográficas

- CERC (Coastal Engineering Research Center) 1984. *Shore Protection Manual*. U.S. Army Corps of Engineers. Washington, D.C. v.1, 597p.c.11 603p.
- DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1996. Regional assessment of longo-term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. *Anais Academia Brasileira Ciência* 68(3): 355-371.
- NEVES, S.M. 2003. *Erosão Costeira no Estado da Paraíba*. Tese de Doutorado, Salvador/UFBA/IGEO.150p.

Valdir do Amaral Vaz Manso

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA - LGGM,
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

Paulo da Nóbrega Coutinho

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA - LGGM,
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

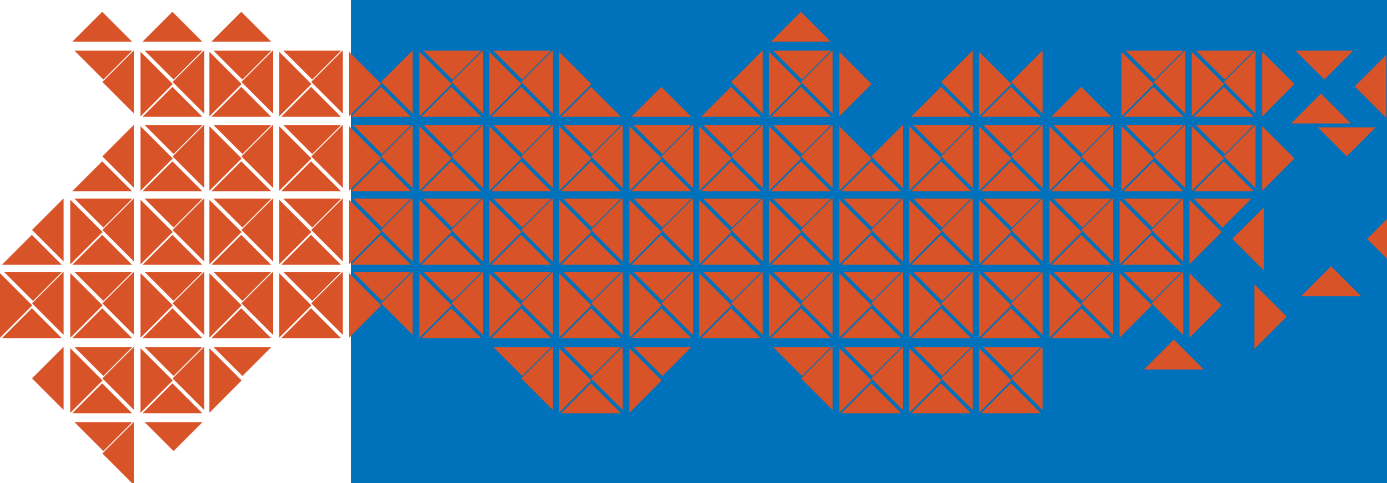
Núbia Chaves Guerra

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA - LGGM,
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

Carlos Fernando de Andrade Soares Junior

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA - LGGM,
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

PERNAMBUCO



INTRODUÇÃO

A zona costeira, como um espaço de grande valor ambiental, exerce um importante papel socioeconômico na forma de enorme fonte de recursos. Entretanto, é também; uma área extremamente sensível e instável pelo seu caráter de interface terra-mar.

A praia é um ambiente bastante dinâmico que pode sofrer erosão, sedimentação e equilíbrio a curto prazo, através de forças naturais (onda, corrente, maré e vento), e, a longo prazo, em consequência das flutuações do nível relativo do mar.

Pelo seu valor paisagístico extremamente atraente, a zona costeira tem sido alvo de grande procura, especialmente nos últimos 30 anos, com expressiva valorização urbana, na qual as atividades antropogênicas vêm contribuindo para a destruição de muitas zonas de praia, especialmente de cordões arenosos litorâneos, imprimindo, desta forma, grandes variações da linha de costa.

Quando o desenvolvimento urbano teve início, as atividades humanas eram concentradas em áreas portuárias e em pequenos núcleos de atividade pesqueira distribuídos ao longo de todo litoral. Nesta fase de desenvolvimento urbano, as vias de acesso a esses núcleos (estradas) exerciam maior importância em todos os aspectos sociais e econômicos do que a própria praia adjacente.

Este comportamento social e de certa forma de “proteção da praia” pode ser comprovado quando se observa em algumas áreas do nosso litoral, principalmente em áreas de menor concentração urbana, antigas residências com suas fachadas voltadas para a via de acesso local. Esta desvalorização da zona de praia permitiu, por muito tempo, a preservação deste setor na medida em que os cordões arenosos eram preservados, exercendo sua função, que é a de manter o equilíbrio praias.

Com a continuação do desenvolvimento urbano, grande áreas residenciais, industriais, comerciais e de lazer, foram gradativamente substituindo as pequenas áreas de assentamento de pescadores.

Em Pernambuco, com uma zona costeira que representa cerca de 4% do território, vive 43,8% da população. O crescimento demográfico exponencial na zona costeira acompanhado pela explosão desordenada das atividades turísticas, precipitaram a sua descaracterização, já irreversível em alguns setores praias de vários municípios.

O litoral pernambucano foi delimitado e setorizado com base na sua situação geográfica e política em 21 municípios, distribuídos numa faixa de 187 km que se estende desde o município de Goiana, ao norte, até o município de São José da Coroa Grande, ao sul.

A costa pernambucana apresenta baixa altitude, chegando a atingir, em vários pontos, cotas inferiores ao nível da preamar. Apresenta ecossistemas extremamente produtivos, sendo considerada a “região verde”, onde ora se sucedem e ora se entrelaçam segmentos de planície recobertos por Coqueirais, remanescentes de Mata Atlântica, Restingas, Estuários com extensos Manguezais, Recifes de Coral, Coroa, Ilhas, entre outros.

De acordo com o PNGC II, a Zona Costeira do Estado está assim setorizada:

- ▶ **Setor 1: Norte** – Goiana, Itaquitanga, Itapissuma, Itamaracá, Igarassu, Araçoiaba, Abreu e Lima e Paulista;
- ▶ **Setor 2: Núcleo Metropolitano** – Recife, Olinda, Jaboatão dos Guararapes.
- ▶ **Setor 3: Sul** – Cabo de Santo Agostinho, Ipojuca, Sirinhaém, Rio Formoso, Tamandaré, Barreiros e São José da Coroa Grande.

1. ASPECTOS GERAIS DO LITORAL DE PERNAMBUCO

Clima

Considerando elementos como temperatura, pluviometria e regime das frentes de ar, Koppen (1948), classificou o clima da área do tipo Ams', caracterizado por apresentar chuvas de moções durante quase todo o ano, com uma estação seca bem definida e relativamente curta que ocorre no outono. Portanto, considerado um clima bastante úmido.

As temperaturas médias anuais registram uma variação entre 25°C (mínimas) e 30°C (máximas). Elas em geral não apresentam variações expressivas, de maneiras que a sua amplitude térmica anual aproxima-se a 5°C. As temperaturas mais elevadas são observadas durante os meses de primavera (outubro, novembro e dezembro) e verão. No inverno (junho, julho e agosto), a redução da temperatura não é significativa apresentando uma média de 23°C.

No litoral, segundo Melo (1958), compreende a zona de maior pluviosidade do litoral do Nordeste, com precipitação média anual de 2050 mm, nos anos considerados normais.

Dados recentes, ano de 2001, publicados pelo Boletim de Monitoramento e Análise Climática - MCT/IMPE, mostram que variações de precipitações pluviométricas, para esta região, são intensas entre os meses de fevereiro à setembro.

Um gradativo aumento de precipitação observa-se a partir de fevereiro, valores variando entre 50 à 100 mm, março e abril com valores superiores à 200 mm, atingindo a precipitação máxima, superior à 600 mm, no mês de junho. Neste mês,

a região leste do Nordeste, encontra-se em plena estação chuvosa. A intensidade de chuvas nessa região, durante esta época do ano, está diretamente relacionada à posição e intensidade da Alta pressão do Atlântico Sul e à temperatura do Atlântico Sul, próximo à costa brasileira. A partir de julho, final da estação chuvosa da região, as precipitações tendem a diminuir, atingindo valores em torno de 50 mm no mês de setembro, caracterizado por ser um mês seco.

Dados estatísticos da área do Porto de Suape, a sul de Recife, relativos ao período de fevereiro/ 1977 a janeiro/ 1983, caracteriza como ventos dominantes o de direção SE. No regime de inverno, a incidência maior de direção permanece a de SE, com velocidades médias elevando-se para a faixa de 5,0 a 6,1 m/s. No verão, a predominância é caracterizada pelos ventos alísios, ventos do quadrante E. As velocidades nestes quadrantes ficaram em torno de 5,2 m/s.

O regime de ventos em toda região costeira caracteriza-se por ser bastante regular, sazonal, soprando em 90% do tempo do setor E-SE, com velocidades médias de 3 a 5 m/s.

Os ventos alísios de sudeste e as brisas marinhas exercem grande influência nas condições climáticas da área, ora minimizando, ora maximizando os efeitos térmicos advindos da insolação.

Vegetação

Considerando que a área litorânea caracteriza-se como sendo de ambiente transacional, englobando várias unidades ambientais como praias, mangues, planícies de inundação, várzea, entre outras, diversos tipos de vegetação com solos característicos estão presentes.

Levantamentos efetuados pela SUDENE (1993) constataram que em toda costa do Estado de Pernambuco ocorre dois tipos básicos de formações florestais: a floresta subperenifólia e as formações litorâneas.

A floresta subperenifólia (Floresta Tropical Atlântica) é uma formação densa, alta (20 - 30 m), rica em espécies, e que cada vez mais cede lugar a cultura da cana-de-açúcar na zona úmida costeira. Esta formação pode ser encontrada nas regiões de tabuleiro com solos areno-argilosos, já profundamente devastada pelo homem.

As formações litorâneas englobam um número significativo de tipos florestais, entre os quais destacam-se a floresta perenifólia de restinga, os manguezais, as formações de praia e os campos de várzea (flúvio-lagunar).

A floresta perenifólia de restinga é uma formação pouco densa, com árvores de troncos finos, que ocorrem normalmente associados aos terraços arenosos da zona costeira. Esta vegetação está associada predominantemente aos terraços pleistocênicos.

Nas áreas sobre influência direta das marés, desenvolve-se uma vegetação típica de solos orgânicos classificados como mangues. Nesta área predominam as *Rhizophorae mangle*, o mangue vermelho, *Laguncularia racemosa*, *Conocarpus erectus* e *Avicennia ssp.* Estas árvores são grandes estabilizadoras do substrato e o seu sistema de raízes proporciona abrigo para uma fauna muito rica, altamente adaptada às condições do estuário com espécies de grande valor comercial.

No litoral arenoso a vegetação caracteriza-se por ser pouco densa e herbácea. Sua ocorrência tem início geralmente depois das cristas de berma, mais precisamente na pós-praia, e são representados por gramíneas, salsas de praia, capim da areia e psamófica herbácea alastrante

Os campos de várzeas úmidas e alagadas ocorrem ao longo dos cursos d'água, brejos e áreas de acumulação de água doce. Estas formações são densas e predominam espécies de *Gramineae* e *Cyperaceae*.

Oceanografia

Neste item são apresentadas informações gerais que traduzem o atual estágio de conhecimento, com respeito a dados oceanográficos, da plataforma continental interna adjacente.

Regime de marés

As marés para o litoral sul do Estado de Pernambuco são monitoradas através de poucas estações maregráficas. Atualmente a DHN realiza previsões de marés para apenas dois pontos da costa: Porto do Recife e Porto de Suape. Em ambos os portos, as marés apresentam amplitude e período que as classificam nas categorias de mesomarés semidiurnas com número de forma igual a 0.000.

Embora não haja previsão sistemática para o litoral de Pernambuco, existem registros de maré realizados pela DHN, no período de março à abril de 1961, que a classifica como sendo mesomaré semidiurna, com amplitude média de sizígia de 2,0 m e de quadratura com 0,7 m e responde primariamente ao forçante astronômico

Salinidade e temperatura

A salinidade e a temperatura das águas da plataforma continental adjacente à zona costeira demonstram, de uma maneira geral, ciclo sazonal bastante definido.

As águas que cobrem a plataforma continental apresentam temperatura superficial de 27,0 a 28,7°C. Da superfície até a profundidade de 50 m, a temperatura é praticamente constante, iniciando-se um decréscimo a partir de 60-70 m, que coincide com a borda da plataforma e início da termoclina (Costa, 1991).

A salinidade também apresenta um ciclo sazonal semelhante à temperatura. Valores mais elevados foram observados em períodos secos, máximo de 37,16‰, enquanto valores mais baixos ocorrem no período chuvoso, mínimo de 28,88 ‰. Esses valores, do mesmo modo que a temperatura, apresentam flutuações próximas à costa devido a influência do aporte dos rios costeiros.

Sistemas de correntes

Os sistemas de correntes que afetam a sedimentação e conseqüentemente a morfologia costeira, são correntes de marés; correntes fluviais e correntes litorâneas.

Tratando-se de uma região submetida a um regime de mesomaré, as correntes de maré exercem influência substancial no modelamento costeiro, principalmente quando estão associadas ao período de ventos intensos que sopram de SE e as marés de sizígia. Esta associação produz intenso processo erosivo em toda zona litorânea.

Não existem dados por longo período de observação sobre velocidades de correntes próximas à costa. Um dos poucos trabalhos existentes foi o levantamento efetuado na região do Porto de Suape, em agosto de 1992, onde foi observada velocidade máxima de corrente de 0,50 m/s na área externa dos *beachrocks*. No interior da bacia, por ocasião de maré extremamente elevada, foram obtidas velocidades máximas de correntes em torno de 0,8 m/s na superfície, perto da entrada da bacia, decrescendo para 0,1 m/s nas proximidades da praia.

Regime de ondas

O sistema de ondas oceânicas que aportam as áreas costeiras do Estado de Pernambuco, em função da significativa constância na velocidade e direção do sistema de ventos, tem grande influência no transporte de sedimentos à praia. As ondas de direção E-SE, associadas a ventos de mesma direção, têm altura média de 1 a 1,5 m e períodos de 5 a 7 s, dominantes durante todo ano (Hog-Ben & Lumb, 1967; U.S.Navy, 1978; in Dominguez et al., 1992).

Medidas de ondas efetuadas pela PORTOBRÁS no Porto de Suape, nos períodos de março de 1977 à fevereiro de 1978 e janeiro de 1979 à janeiro de 1984, usando ondógrafos instalados aproximadamente à 17 m de profundidade, constataram que as direções de ondas para condição de primavera (setembro à novembro), de verão (dezembro à fevereiro) e de outono (março à maio), tendem a ser predominantemente perpendicularmente à praia, sendo que, no outono e na primavera, ocorre uma leve tendência no sentido S-N, e no verão, assumem a direção N-S. Para as condições de inverno, a direção que predomina é a de S-N.

Com relação às alturas das ondas, observa-se que no outono e primavera, há uma predominância de valores em torno de 1,0 m; no verão oscilam entre 0,85 e 1,0 m, e no inverno alcançam os maiores valores anuais, em torno de 1.25 m. Os períodos das ondas mencionadas ficam em torno de 6.5 s, para as condições de outono,

inverno e primavera, e 5,0 s no verão. A altura significativa média anual atinge 1,11 m e período médio de 6,28 s.

Material em suspensão

As concentrações de material em suspensão nas águas da plataforma do Nordeste são em geral muito baixas (inferiores a 0.5 mg/l), mesmo próximo a costa. Constituem-se exceções as áreas em frente à foz dos grandes rios, como por exemplo, a do Rio São Francisco onde teores variam de 10 a 270 mg/l, com valor médio de 64 mg/l. A desagregação bioquímica dos depósitos de algas calcárias representa uma fonte secundária de sedimentos (Coutinho, 1970).

Segundo Barreto & Summerhayes (1975) somente pequenas quantidades de grãos minerais alcançam o mar e mais da metade dos suspensóides próximo à costa são geralmente de origem orgânica. Há um decréscimo das concentrações, tanto de origem orgânica como inorgânica, no sentido externo da costa.

As baixas concentrações de material em suspensão nas águas da plataforma podem resultar da pouca produtividade do Atlântico Equatorial, da pouca produção de sedimentos em regiões semi-áridas ou, ainda, devido à retenção dos sedimentos finos pela vegetação costeira dos manguezais, fato comum na costa pernambucana.

O maior suprimento de material fino para a plataforma interna ocorre no período de inverno. Algumas determinações realizadas na plataforma interna adjacente à cidade do Recife apresentaram valores de até 4,5 mg/l (Coutinho, 1994).

2. GEOLOGIA DA FAIXA COSTEIRA

A faixa costeira do Estado de Pernambuco apresenta a seqüência sedimentar acumulada na chamada Bacia Pernambuco/ Paraíba, a norte do Lineamento Pernambuco, e na Bacia Cabo a sul do mesmo lineamento. Possui forma alongada e paralela à costa. É formada pelos sedimentos holocênicos e pelos afloramentos da Formação Barreiras ou das formações cretáceas, repousando sobre o embasamento que é constituído por rochas do cristalino da Província Borborema, de idade pré-cambriana, e vulcanitos da Formação Ipojuca.

O embasamento cristalino aflora a oeste da faixa costeira, sendo constituído de granitos, gnaisses e migmatitos, que apresentam orientação geral E-W relacionadas ao Lineamento Pernambuco. Em contato discordante repousam os sedimentos da Formação Cabo, constituídos de conglomerados variando de forma gradacional e interdigitada para arenitos arcoseanos, apresentando intercalações de siltitos finamente estratificados micáceos e argilitos (Rand, 1976).

Na seqüência encontra-se um calcário com elevado teor de MgO, maciço e finamente cristalizado, apresentando indícios de fósseis em alguns pontos. Segundo Beurlen (1959, in Cobra, 1960), esses calcários seriam do Albiano ou Turoniano, correlacionado-se a Formação Estiva da Bacia Sergipe-Alagoas.

As rochas vulcânicas ocorrem apenas na faixa costeira a sul do Estado, tendo sido identificadas como basaltos, andesitos, traquitos e riolitos, que ocorrem como derrames, diques, *necks* e *sills*, datado do Cretáceo Superior (Pedrosa, 1969, in Chaves, 1991).

Merecem destaque também, os sedimentos areno-argilosos,ossilíferos, de origem continental pertencentes à Formação Barreiras. A provável origem deste sedimento segundo Mabesoone (1964) é a de corrente de lama em regime torrencial com escoamento difuso, ocorrido no fim do Terciário (Mioceno e Plioceno) e início do Quaternário (Pleistoceno).

Os terraços marinhos pleistocênicos ocorrem na porção mais interna da planície costeira, sendo constituídos predominantemente por areias quartzosas inconsolidadas (Chaves, 1991), e exibem em profundidade, diagênese média a forte atribuída à presença de ácidos húmicos e óxido de ferro, resultantes dos processos pedogenéticos.

Os terraços marinhos holocênicos ocorrem preenchendo a porção externa da planície costeira, sob a forma de corpos alongados, contínuos, paralelos à linha de costa, de largura média de 1 km, apresentando altitudes em torno de 4m. Apresenta cordões litorâneos que representam antigas posições da linha de costa, e são separados dos pleistocênicos por zonas úmidas e por riachos retos e estreitos (Chaves, 1991). São constituídos por areias quartzosas inconsolidadas, de granulometria média, com moderada seleção de grãos.

Os depósitos atuais formam a estreita faixa da atual zona de praia. Estes sedimentos encontram-se depositados entre a linha de baixa-mar e os terraços holocênicos, tendo geralmente pequena inclinação no sentido do mar. São compostas essencialmente por quartzo, contudo, em algumas praias há presença de minerais pesados. Devido às condições climáticas reinantes na costa, as praias são praticamente desprovidas de dunas (Chaves, 1991).

Em Pernambuco os depósitos de mangues ocorrem desde a divisa com o Estado da Paraíba até as proximidades da divisa com o Estado de Alagoas. A fração arenosa é composta predominantemente de quartzo, com pouca mica e alguns minerais pesados. A fração argilosa é constituída essencialmente de caulinita mal cristalizada, montmorillonita e illita. De forma geral, os sedimentos apresentam grande quantidade de biodetritos (Chaves, inédito).

O depósito de leque aluvial pleistocênico ocorre no sopé dos sedimentos da Formação Barreiras, sendo constituído por areia quartzosa com argila, seixos de quartzo, fragmentos quartzosos em matriz argilosa, sem estruturas visíveis. Os depósitos flúvio-lagunares ocorrem na porção interna da planície costeira e nos vales escul-

pidos dos principais rios e riachos, sendo constituídos por areias finas a grossas até siltes argilosos com diferentes graus de compactação. Os depósitos aluviais são representados por sedimentos areno-argilosos, com granulometria e morfologia variadas. São compostos essencialmente de quartzo, encontrando-se disposto ao longo dos principais vales, sendo produto da erosão e do transporte fluvial. (Manso *et al.*, 1995).

O Quaternário indiferenciado corresponde a duas fácies sedimentares: uma fluvial meandrante composta por areias quartzosas inconsolidadas, mal selecionadas, intercaladas com silte e argila; e outra de mangue, constituída por sedimentos sílticos argilosos, ricos em matéria orgânica. De modo subordinado, são encontradas fácies lacustres, representadas por diatomitas. Em condições ambientais semelhantes desenvolveram-se pântanos atualmente registrados pela presença de turfa (Manso *et al.*, 1995).

Os recifes que ocorrem no litoral são os *beachrocks*, os recifes coralinos e algálicos, e os resultantes da erosão das falésias das Formações Barreiras (Terciário), Gramame (Terciário) e Maria Farinha (Cretáceo).

3. EROSÃO MARINHA NO ESTADO DE PERNAMBUCO

Histórico do problema em Pernambuco

Os primeiros registros sobre o problema de erosão no litoral de Pernambuco devem-se a Ferraz (1914), estando relacionados com a construção e ampliação do Porto do Recife que modificaram as correntes litorâneas que atingem o município de Olinda.

Posteriormente, os aterros de mangues, verificados na foz do rio Beberibe (divisa dos municípios de Recife e Olinda), contribuíram para acelerar o processo erosivo já instalado na Praia dos Milagres.

Em 1953 foram encomendados estudos ao *Laboratoire Dauphinois d'Hydraulique Neyrpic* (Grenoble, França) que recomendaram a construção de 2 quebra-mares semi-submersos e 3 espigões curtos que foram construídos nas praias dos Milagres, Carmo e Farol.

No entanto, o problema não foi satisfatoriamente solucionado, ocasionando a transferência da erosão para as praias mais a norte (Bairro Novo, Casa Caiada e Janga).

Segundo Neves *et al.* (1991) o crescimento da cidade do Recife deu-se em cinco direções, iniciando ao longo dos rios e na costa, sendo a última delas para sul. As praias de Candeias, Piedade e sul de Boa Viagem, que se encontravam estáveis, passaram, então, a apresentar problemas de erosão decorrentes da urbanização

desordenada, quando da ocupação da pós-praia, impedindo a troca de sedimentos do mar com os depósitos costeiros ali situados, contrastando com o setor norte de Boa Viagem, em direção à Praia do Pina, onde ocorre uma progradação acentuada. Desta situação, decorreram obras emergenciais de engenharia para proteção dos imóveis, quase sempre sem um estudo técnico-científico, que, além de não solucionarem os problemas, transferiram-nos para áreas adjacentes.

Situação Atual

No litoral de Pernambuco, a erosão marinha é um problema verificado em aproximadamente 1/3 das praias. Os fatores que contribuem decisivamente para este processo são vários. Em algumas praias é produto direto das intervenções antrópicas seja por ocupação das áreas adjacentes a praia (impermeabilização dos cordões marinhos arenosos holocênicos) e até das pós-praia, como é o caso particular da praia de Boa Viagem (zona metropolitana do Recife) e do litoral de Olinda e de Paulista, seja pela construção de estruturas rígidas artificiais de proteção contra o processo erosivo, muitas vezes implantadas sem conhecimento técnico.

Outras praias apresentam instalação de processo erosivo devido a alterações no suprimento sedimentar da praia, em alguns casos por fatores predominantemente naturais, decorrentes da presença de correntes longitudinais divergentes a partir de um mesmo setor, formando duas células de deriva litorânea, como é o caso praticamente de todas as praias localizadas em baías. Nesse último caso, os melhores exemplos são as praias de Serrambi, Tamandaré e Guadalupe.

Um condicionamento importante no processo de erosão costeira é a presença ou não, na plataforma continental interna adjacente, de recifes de arenitos ou algálico, os quais desenvolvem feições geomorfológicas características, ou sejam tómbolo ou baías, respectivamente.

Além desses as mudanças constantes da configuração batimétrica da plataforma continental interna adjacente alterando o mecanismo de sedimentação das praias, também podem provocar a erosão na linha de costa, como é o caso particular da praia de Itamaracá, onde em um período de aproximadamente 40 anos, toda a areia da praia se transferiu para a plataforma adjacente cobrindo o substrato lamoso e criando bancos arenosos.

Dentre as causas citadas que contribuem para o processo erosivo, a interferência antrópica é a mais atuante na medida que acelera o referido processo não dando chance para que as variáveis naturais encontrem o seu equilíbrio; porém, não é a única.

É muito difícil qualificar e quantificar cada um dos fatores que interagem no balanço sedimentar de uma praia e portanto é indispensável um trabalho de monitoramento

que contemple: perfis de praia com a determinação dos parâmetros da onda (altura, período e ângulo de incidência), tanto na zona de arrebentação como *offshore*, das correntes e da granulometria dos sedimentos que a formam.

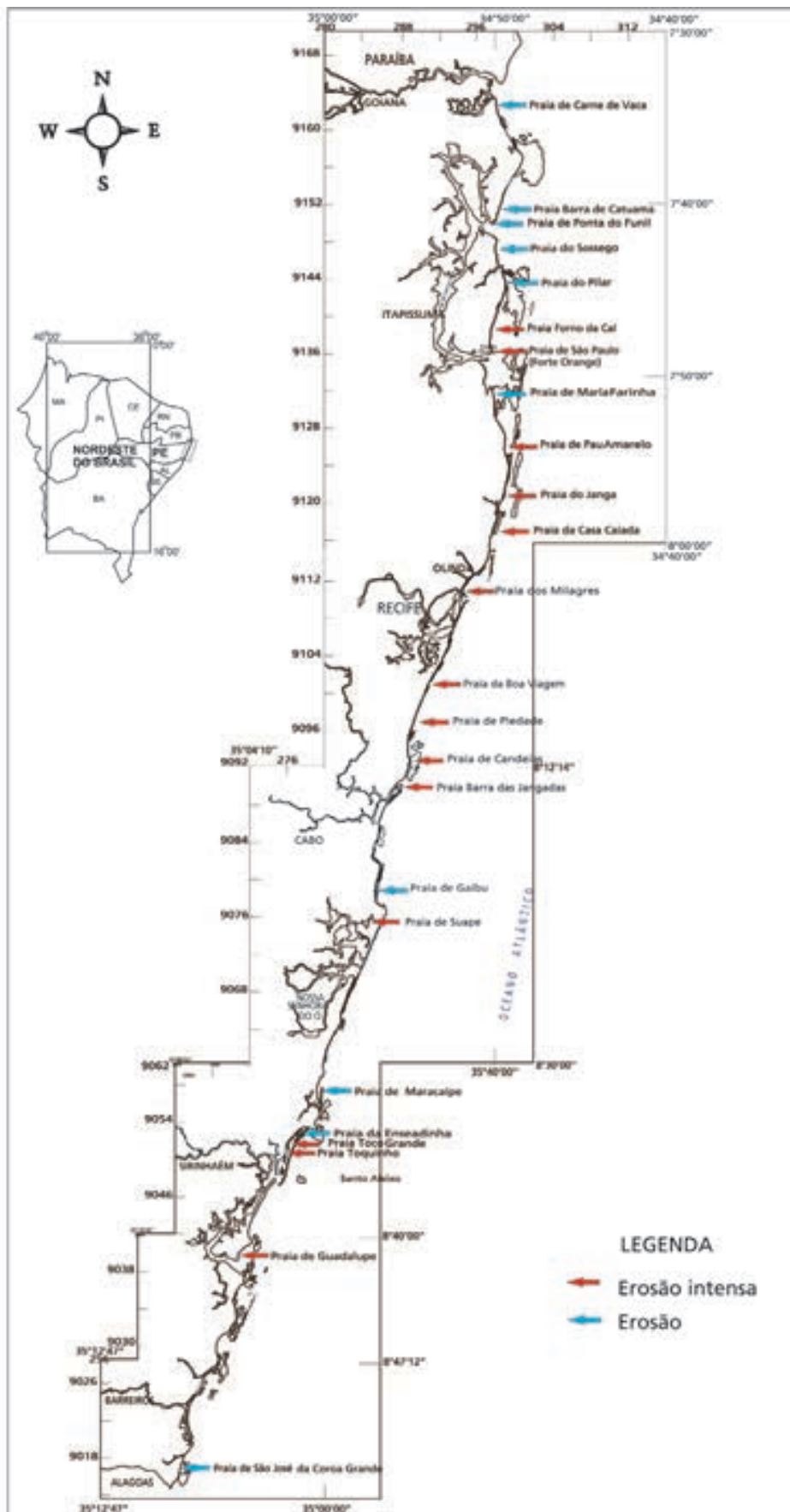
O quadro mostra a situação geral das praias do litoral de Pernambuco. Particularizamos as praias de Boa Viagem e as do litoral dos municípios de Olinda e Paulista.

PROCESSOS EROSIVOS OBSERVADOS NO LITORAL DE PERNAMBUCO - 2002

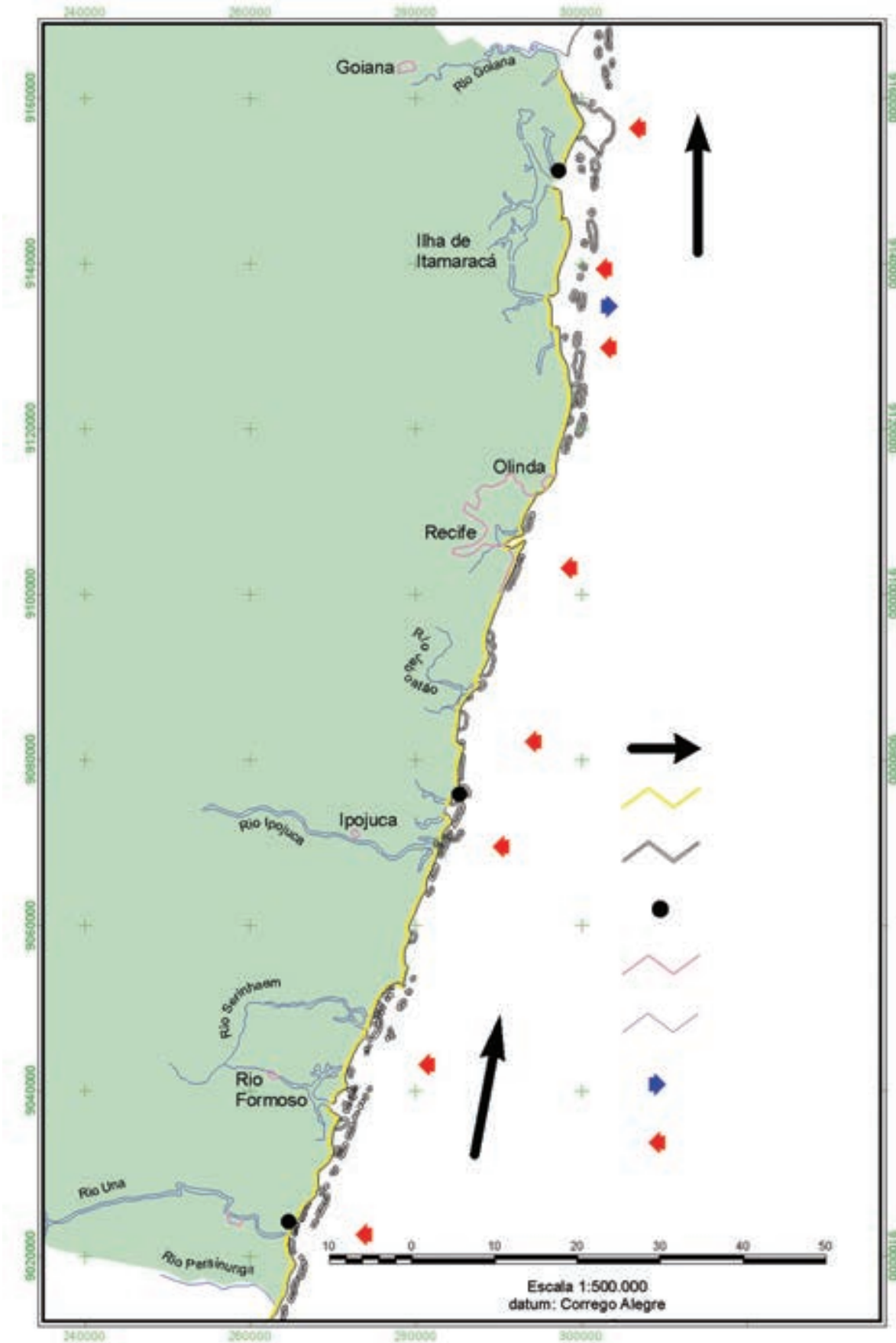
Nome da praia	SM	Tipo de litoral	Nível de erosão	Granulometria da praia	Índícios erosivos	Observações
Carne de vaca	Norte	Arenoso	Moderada	Areia média	7	
Catuama	Norte	Arenoso	Moderada	Areia média	1	
Ponta do Funil	Norte	Falésia	Moderada	Areia média	1	
Sossego	Norte	Arenoso	Moderada	Areia média	1	
Pilar	Norte	Arenoso	Moderada	Areia média	1-7-4-5	
Forno da cal	Norte	Arenoso	Intensa	Areia média	1-7	
Orange	Norte	Arenoso	Intensa	Areia média	1	
Maria Farinha	Norte	Arenoso	Moderada	Areia média	1-3	
Pau Amarela	Norte	Arenoso	Intensa	Areia média	1-3	
Janga	Norte	Arenoso	Intensa	Areia média	1-3	
Casa Caiada	Médio	Arenoso	Intensa	Areia média	1-3	
Milagres	Médio	Arenoso	Intensa	Areia média	1-3	
Boa Viagem	Médio	Arenoso	Intensa	Areia média	1-7-3	
Piedade	Médio	Arenoso	Intensa	Areia média	1-7-3	
Candeias	Médio	Arenoso	Intensa	Areia média	1-7	
Barra das Jangadas	Médio	Arenoso	Intensa	Areia média	1	
Gaibú	Sul	Arenoso	Moderada	Areia média	1	
Suape	Sul	Arenoso	Intensa	Areia média	1-6	Praia com engordamento
Maracaípe	Sul	Arenoso	Moderada	Areia média	1-3	
Enseadinha	Sul	Arenoso	Moderada	Areia média	1-3	
Toco Grande	Sul	Arenoso	Intensa	Areia média	1-3	
Toquinho	Sul	Arenoso	Intensa	Areia média	1-3	
Guadalupe	Sul	Falésia	Intensa	Areia média	1-2-4	
S. J. da Coroa Grande	Sul	Arenoso	Moderada	Areia média	1-3	

Setor morfodinâmico(SM): Norte (Goiana-Olinda) Médio (Olinda-Cabo) Sul (Cabo-S.J.Coroa Grande)

- (1) Retrogradação da linha de costa, com forte diminuição da largura da praia em um local ou ao longo dela.
- (2) Erosão remontante de depósitos marinhos/eólicos holocênicos próximo a linha de costa ou no interior de canais lagunares/fluviais
- (3) Destruição e/ ou soterramento de estruturas rígidas artificiais construídas sobre depósitos holocênicos na pós-praia, na antepraia ou na zona de surf.
- (4) Descapamento e exposição de beach rocks em formação agora colocados no pé da escarpa de berma.
- (5) Descapamento e exposição de antigas estruturas rígidas artificiais de proteção à erosão no estirâncio e antepraia
- (6) Erosão por divergência lateral no transporte de sedimentos em áreas centrais de baías com incidência frontal das ondas.
- (7) Erosão por rebaixamento do perfil praias com transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente.
- (8) Erosão decorrente da interrupção do aporte de areia pela presença de estruturas artificiais de proteção



Mapa representativo do processo erosivo atuante no litoral pernambucano. (Modificado a partir de Manso et al., 1995)



► Praia de Boa Viagem

Em agosto de 1994, o processo erosivo intensificou-se devido às fortes ressacas decorrentes da combinação de ventos mais fortes gerando ondas maiores, com marés de sizígia.

Tendo em vista os danos materiais causados pela erosão, como a destruição parcial do calçadão, de quadras de vôlei e derrubada de coqueiros, a Prefeitura da Cidade do Recife, através da Empresa de Manutenção e Limpeza Urbana – EMLURB, firmou um convênio com o Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha – LGGM/DEMI/UFPE, com o objetivo de identificar as causas do problema (naturais e/ou antrópicas).

O referido monitoramento constatou o seguinte:

- a) Primeiramente, através da restituição topográfica da variação da linha de costa, observou-se que o fenômeno erosivo persiste há, pelo menos, vinte anos: o recuo verificado desde 1974 totaliza, aproximadamente, 20 m.
- b) O perfil praial, segundo a classificação de Wright & Short (1984), indica uma praia de caráter intermediário, levemente refletivo, com tendência erosiva. Esta tendência é corroborada através de perfis topográficos realizados, observando-se uma diminuição do volume, chegando a atingir mais de 500 m³ em um deles.
- c) Os sedimentos que compõem o trecho estudado apresentam grande homogeneidade, sendo formados por areia média fina, com diâmetro médio de 0,30 mm.
- d) Os dados de altura significativa das ondas na zona de arrebentação registraram uma variação de 0,2 a 1,4 m, com predominância no intervalo 0,6-0,8 m. O período oscilou entre 4 e 12 s, com uma concentração entre 6 e 8 s.
- e) As correntes de deriva litorânea são praticamente ausentes devido à incidência frontal das ondas sobre a linha de praia, provocando um transporte de fluxo e refluxo. Quando ocorrem, as correntes apresentam-se, preferencialmente, no sentido N-S, com velocidade entre 0,1 e 0,2 m/s.
- f) As direções predominantes de ventos são ESSE (130° Az), com percentuais elevados de E (70 a 92° Az), justificando, desta forma, a grande incidência de ondas frontais observadas na área. As velocidades variam de 0 a 6 m/s, sendo que a maior concentração situou-se no intervalo 3-4 m/s.

► Praias do litoral do município de Olinda

O Monitoramento do Litoral de Olinda realizado pelo Prof. Paulo da Nóbrega Coutinho, identificou que os principais problemas do litoral do município de Olinda resultaram da falta de um conhecimento científico detalhado dos processos costeiros atuantes por ocasião do dimensionamento de obras portuárias, de projetos iniciados e não concluídos, de obras de proteção que se mostraram ineficientes para

regeneração das praias e a pressão da urbanização desordenada das praias.

Este autor destaca também que a morfologia da faixa costeira é fortemente influenciada pela geometria das linhas de recife, clima de ondas e outros parâmetros físicos que permitiram identificar quatro setores com graus de vulnerabilidades diferentes aos riscos costeiros, os quais estão resumidamente comentados abaixo:

Setor 1. representado pela praia do Istmo, apresenta uma estrutura estabilizada e uma faixa de praia com tendência a progradação. O maior risco desse setor é representado pela poluição que atinge a praia, que poderá se transformar na melhor opção de lazer para a população de Olinda.

Setor 2. do enraizamento do istmo de Olinda até o início da bateria de trinta e oito espigões, incluindo as praias dos Milagres, do Carmo e de São Francisco. É caracterizado pela ausência de praias e representa o trecho do litoral de maior vulnerabilidade à erosão.

Setor 3. corresponde à praia de Bairro Novo, caracterizado por uma defesa constituída por uma sucessão de trinta e oito espigões curtos e pouco espaçados, ligados por uma muralha de blocos rochosos soltos.

Setor 4. do espigão da praia de Casa Caiada até a foz do rio Doce, o litoral apresenta vários problemas que devem ser estudados de modo integrado.

► Praias do litoral do município de Paulista

A morfologia do litoral de Paulista apresenta um traçado sinuoso com setores côncavos e convexos, função direta da presença ou não de recifes paralelos à costa. Em consequência disto, na área litorânea do referido município foram identificados 05 (cinco) setores com características ambientais próprias e com graus de erosão diferenciados.

Setor 1. Localiza-se na porção sul da área entre a foz do rio Doce e a rua Ingazeira.

Este setor representa cerca de 3,5 km, apresentando-se como o trecho mais afetado pelo processo erosivo do litoral do Município de Paulista, onde se concentra o maior número de intervenções realizadas nos últimos anos. Neste setor, constata-se em sua grande maioria, um nível de ocupação urbana alto, com uma área de erosão intensa e presença maciça de obras de engenharia costeira, representando 82,5% do seu comprimento total. Apresenta a maior concentração de intervenções antrópicas neste dez últimos anos, os quais destacam-se: um guia corrente no foz do rio Doce; nove espigões perpendiculares e seus respectivos quebra-mares, além de vários trechos com enrocamentos de pedras aderentes. O guia corrente e os espigões formam um conjunto de dez células com diferentes respostas às ações hidrodinâmicas que atuam na área, e apresentam resultados diferentes dentro de cada um delas.

Setor 2. Situa-se entre a rua Ingazeira e imediações da rua Alvenópolis, ocupando cerca de 3,2 km de extensão do litoral do Município de Paulista. É constituído pelo trecho mais saliente da área pesquisada, associado a uma concavidade da linha de costa (entre o Forte de Pau Amarelo e a Igreja de Nossa Senhora do Ó), reflexo direto da abertura do cordão de recifes na plataforma continental adjacente (Barra de Pau Amarelo). No trecho mais saliente deste setor, a praia apresenta uma declividade intermediária (3° a 6°) e é composta por areias quartzosas de granulação média. O setor da pós-praia apresenta-se fixada com vegetação típica, na maioria de seu trecho. Na parte côncava observa-se praias com areia média, declividade baixa, presença de cúspides praias incipientes e a existência de uma pós-praia preservada com vegetação típica fixada. No final deste setor se dá uma ocupação antrópica mais evidente na pós-praia e do estirâncio com bares, onde se observa um pequeno processo erosivo com a destruição de algumas edificações em alvenaria, presença de estruturas artificiais de defesa, tais como, troncos de coqueiros enterrados e perfilados, sacos de areia, entre outros. Este setor apresenta uma linha de costa estável (56,57%) ou em acreção (20,68%) nos últimos 24 anos, e apenas 22,79% apresenta erosão do seu comprimento total.

Setor 3. Este localiza-se entre as imediações da rua Alvenópolis até a altura da bifurcação da PE-20 com a PE-01. Este setor apresenta acreção da linha de praia correspondendo a 100% do seu comprimento total. Observa-se o desenvolvimento de uma extensa pós-praia, bem fixada pela vegetação, com pouca interferência antrópica. A praia é constituída por areia fina a média, com perfil mais suavizado (2° a 4°).

Setor 3. Este setor apresenta praias bem preservadas, ou seja, com a pós-praia, estirâncio e a antepraia em equilíbrio. Apresenta as mesmas características do setor anterior (Setor 3), apenas com a presença de obras de contenção, enrocamento com aproximadamente 150 m de extensão nas imediações da casa de praia da fábrica Poty de cimento.

Setor 5. Estende-se da Rua Antônio Parente até o Pontal de Maria Farinha, apresentando erosão moderada em 80% do comprimento total do setor e um processo de acreção localizado no seu extremo norte, correspondendo a 20% do seu comprimento. Neste setor constatam-se, na área de praia, intensa intervenção antrópica, desordenada e constituída por obras de contenção do tipo espigão e enrocamento de pequeno porte, rampas aderentes e cercas de madeiras. A praia é de equilíbrio instável, composta por sedimentos de granulometria variando de fino a grosso, presença de bioclásticos (carapaça de conchas) e com declividade muito baixa variando de 1° a 2°.

Referências bibliográficas

- BARRETO, H.T. E SUMMERHAYES, C.P., 1975. Oceanography and Suspended Matter of Northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45 (4) : 822-833.
- CHAVES, N.S., 1991. Mapeamento Geológico Costeiro do Estado de Pernambuco (Praia de Porto de Galinhas – Praia de Guadalupe) Recife. UFPE. CT. Depto. de Geologia 95p.
- COBRA, R.Q., 1960. *Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho*. Belo Horizonte. Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia/ UFMG. 70p.
- COUTINHO ET al., 1994. Coastal Quaternary of Pernambuco, Brazil. *14Th. International Sedimentological Congress*, Recife, Abstracts, D-31.
- DOMINGUES J XL L , BITTENCOURT A. C. 5. P. & MARTIN, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentarv Geology*. (80):213-232.
- MABESOONE, J.M ., 1964. *Origin and Age of the sandstone reffs of Pernambuco (northeastern Brasil)*. Journ. Sedim., 34(4) 715-726 p.
- MANSO, V.A.V. et al., 1995. *Estudo da Erosão Marinha na Praia da Boa Viagem*. Convênio EMLURB/FADE/LGGM/UFPE: Relatório técnico. Recife. 106p.
- RAND. H.M., 1976. *Estudos Geofísicos na Faixa Litorânea sul de Recife*. UFPE 101 p. Tese Livre Docência: UFPE Departamento de Engenharia de Minas.
- WRIGTH, L.D. & SHORT, A.D., 1984. *Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beachs: A Synthesis – Marine Geology*, 56:93-118.

Tereza Cristina Medeiros de Araújo

DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

Rochana Campos de Andrade Lima Santos

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA E MEIO AMBIENTE
UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS

José Carlos Sícoli Seoane

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

Valdir do Amaral Vaz Manso

LGGM - UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO



ALAGOAS

Resumo

O litoral do estado de Alagoas vem sofrendo com os problemas ambientais decorrentes da grande expansão em seu uso, devido o mesmo deter uma grande beleza cênica. Considerando que o litoral é pouco desenvolvido, devido principalmente a pequena disponibilidade de sedimentos, torna-se este um problema mais preocupante. As características da costa permitiu dividi-la em três setores: a) Setor norte, entre a divisa com os estado de Pernambuco e o rio Barra de Santo Antônio, onde predominam afloramentos de arenitos de praia e recifes de coral e/ou algálicos, e alguns trechos com falésias vivas de rochas mesozóicas. As praias apresentam erosão marinha, sendo um dos trechos mais ocupados do litoral. b) Setor central, indo do rio Barra de Santo Antônio ao rio Barra de São Miguel, englobando a cidade de Maceió. É o trecho mais urbanizado do litoral, e conseqüentemente as praias apresentam grandes evidências de erosão marinha, pela grande pressão antrópica. c) Setor Sul, entre o rio Barra de São Miguel e o limite sul do Estado de Alagoas. Na parte sul apresenta extensa planície quaternária, sendo o trecho menos urbanizado. Indícios de erosão marinha são encontrados em pontos isolados, como por exemplo em locais onde são encontradas falésias vivas da Formação Barreiras. No geral, a costa apresenta uma tendência erosiva, sendo esta mais evidente nos setores central e norte.

Abstract

The coast of Alagoas, due to his beautiful landscape suffers from increased use of his resources. The general lack of sediments makes the coastline highly vulnerable to any interference. The coast can be divided into three compartments: a) the North Sector extending from the border with Pernambuco to Barra de Santo Antonio outlet, is characterized by outcrops of beach-rocks and coralliferous and algal reefs as also stretches of active bluffs of Mesozoic rocks. The beaches present marine erosion and urbanization is high; b) the Central Sector extending from Barra de Santo Antonio to Barra de São Miguel outlet is the most occupied and shows strong evidences of beach erosion; c) the South Sector, extends from Barra de São Miguel to the South border of the State where a wide low occupied Quaternary coastal plain characterize the landscape. Coastal erosion occurs in isolated spots as for example the active bluffs of the Barreiras Formation. In general the coast is dominated by an erosive trend, most evident in the North and Central sectors.

INTRODUÇÃO

A planície quaternária costeira do Estado de Alagoas tem limite norte traçado pelo rio Persinunga, com o Estado de Pernambuco, e limite sul pelo rio São Francisco, com o Estado de Sergipe. Compreende uma faixa estreita alongada no sentido NE-SW, estendendo-se por cerca de 220 km. As principais bacias hidrográficas são as seguintes: a) Camaragibe, com 4.087 km²; b) Mundaú, com 8.021 km²; c) São Miguel, com 4.132 km² e d) parte do rio São Francisco, com 149.046 km² (Projeto RADAM, 1983).

Ao longo do litoral do Estado de Alagoas são identificados vários ambientes de sedimentação, incluindo terras úmidas (pântanos de água doce e mangues), depósitos fluviais, terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, dunas costeiras holocênicas (ativas e inativas), bancos recifais e praias atuais, cuja origem e evolução estão relacionadas com as variações do nível do mar, o clima e a deriva litorânea.

Suas praias, dunas, falésias, recifes, mangues e lagoas compõem um conjunto arquitetônico natural de grande beleza, representando assim, um patrimônio para o estado. Entretanto, devido ao seu grande potencial de beleza cênica, o litoral do Estado de Alagoas vem sofrendo, nos últimos tempos, com a crescente demanda nas atividades de lazer e turismo, acarretando em graves problemas ambientais para a região. Um fator agravante é o crescimento das atividades turísticas, como por exemplo, o Projeto Costa Dourada no litoral norte do estado.

CARACTERIZAÇÃO

Geologia

A Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas foi individualizada por Feijó (1994, apud Lima, 1998), à partir de diferenças importantes em seu caráter estrutural e estratigráfico nas bacias Sergipe e Alagoas

A Bacia Alagoas ocupa uma faixa costeira alongada de cerca de 220 km de extensão, e com 40 km de largura média, tendo como limite norte, com a Bacia Pernambuco-Paraíba, o alto de Maragogi, e ao sul o Alto de Japoatã-Penedo com a Bacia Sergipe.

A Bacia Alagoas assenta sobre rochas do embasamento, e sua história deposicional tem início no Paleozóico Superior. No final do Terciário e início do Quaternário foram depositados os clásticos da Formação Barreiras, que serviram de cobertura para o registro sedimentar. Culminando o processo de deposição, a variação do

nível do mar e os agentes de erosão propiciaram e propiciam até hoje, o acúmulo dos sedimentos marinhos, fluviais, eólicos e flúvio-lagunares que compõem a planície costeira Quaternária.

A planície costeira apresenta-se pouco desenvolvida no litoral alagoano, estando sua evolução geológica associada à flutuações do nível do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais (Barbosa, 1985). O maior desenvolvimento é encontrado na porção sul, nas proximidades da desembocadura do rio São Francisco. Nas outras áreas, as planícies costeiras são estreitas ou até inexistentes, sendo as praias, nestes casos, limitadas pelos tabuleiros da Formação Barreiras ou pelas formações mesozóicas da Bacia Alagoas.

Geomorfologia

A geomorfologia é bem definida por duas unidades: os tabuleiros e a planície costeira. A planície costeira é caracterizada pelo acúmulo de sedimentos praias e flúvio-lagunares, onde há o desenvolvimento de feições acumulativas, tais como campos de dunas e restingas, feições estas que, associadas às rias, favorecem a proliferação de manguesais. Feições erosivas, como falésias vivas e subatuais também são observadas. Ao longo de toda a costa aparecem recifes de arenito e recifes de corais e algas. A porção norte da zona de progradação do rio São Francisco constitui a faixa deposicional mais expressiva desta planície, onde as formas acumulativas têm suas características mais bem preservadas (Barbosa, 1985).

200

Os tabuleiros formam um corpo alongado, acompanhando o litoral, com altitudes máximas de 150m e largura variando de 40 a 80 km (Projeto RADAM, 1983). Estas feições, que são constituídas por sedimentos da Formação Barreiras, apresentam topografia ligeiramente ondulada. Normalmente, formam extensos corpos sub-horizontais, com ângulos de declive para SE e voltados para o oceano, terminando abruptamente na forma de falésias mortas ou vivas, ao longo da costa.. Por vezes, a dissecação dos sedimentos da Formação Barreiras faz aflorarem rochas mesozóicas da Bacia Alagoas ou do embasamento precambriano, impondo relevo de formas mais acidentadas (Barbosa, 1985).

Os vales fluviais recortando os tabuleiros são inicialmente estreitos, alargando-se na medida em que se aproximam do litoral, onde apresentam fundos achatados. Nos cursos fluviais e nos corpos lagunares são identificados indícios, tais como inflexões ou cursos retilíneos no padrão de drenagem, direcionamento das lagoas, e paredões retilíneos que refletem influências de caráter estrutural (Projeto RADAM, 1983). O padrão de drenagem é paralelo a subparalelo, dentrítico em pontos localizados. Na região ao norte de Maceió, a densidade de drenagem é bem maior do que na região ao sul, sendo neste último trecho o padrão paralelo mais marcante.

Os cursos d'água parecem serem controlados pela declividade dos tabuleiros (Barbosa, 1985).

A margem continental defronte à região costeira de Alagoas apresenta relevo irregular e acidentado (França, 1979). A plataforma continental é estreita, variando em largura de 40 km (trecho ao norte de Maceió) a 20 km (trecho ao sul de Maceió), com quebra nas profundidades de 60 a 80 m, com declividade de 1:700 a 1:300. O canal de Maceió, constituindo a feição mais marcante da plataforma, é verificado a partir de 20 m de profundidade (Zembruski et al., 1972). Estes autores apontam uma bifurcação ortogonal deste canal como sendo a continuidade do rio São Miguel e das lagoas Mundaú e Manguaba, testemunhos do afogamento de antigos rios pela ascensão do nível do mar. Outras feições apontadas são as inflexões das linhas isobatimétricas coincidentes com os rios Manguaba (80 km ao norte de Maceió) e Coruripe (50 km ao norte do rio São Francisco).

Asmus e Carvalho (1978) descreveram as seguintes províncias sedimentares como coberturas da plataforma continental do Estado de Alagoas:

- a) areias calcárias e cascalhosas, quase que exclusivamente constituídas de fragmentos orgânicos recentes;
- b) areias terrígenas com menos de 5% de lama e 15% de cascalho;
- c) lama terrígena e areia lamosa, com mais de 75% de argila e silte, na foz do rio São Francisco.

PROCESSOS COSTEIROS

Clima

O clima, segundo a classificação de Köppen, é identificado pelos tipos AMS' e AS'. O tipo AMS', caracteriza-se por ser tropical chuvoso, com período seco no verão e com temperaturas variando de 23° a 28°C, encontrado entre o limite norte da área e as imediações ao sul da cidade de Maceió. O segundo tipo, AS', é tropical com poucas chuvas, verão seco e com temperaturas de 20°C a 25°C, tendo temperaturas mais frias inferiores a 18°C, e encontrado na área entre o sul da cidade de Maceió e o extremo sul da área.

No geral, as precipitações são elevadas na planície costeira, aproximando-se de 1.800 mm (Projeto RADAM, 1983). Na região costeira, as chuvas ocorrem mais freqüente nos meses de abril a junho, com ventos soprando de sudeste. No restante do ano, os ventos sopram de leste-nordeste.

Ondas

As ondas, segundo Marques (1987), na maior parte do ano, são do quadrante SE, porém de dezembro a fevereiro se propagam na direção E/SE com altura média de 1,0 m. No inverno, de junho a agosto, elas apresentam uma altura média variando de 1,15 a 0,65 m. Durante o verão, a convergência das ortogonais de ondas de 5 a 6,5 s sofrem influência do canyon de Maceió, direcionando o transporte de sedimentos de NE para SW, e as ortogonais de onda de 8 a 10,5 segundos, de menor ocorrência que as anteriores, mostram uma relação de divergência com o canyon de Maceió.

Oliveira & Kjerfve (1993) citam os estudos de registro de ondas realizados pelo Danish Hydraulic Institut (1972-73), numa área defronte a Salgema, na cidade de Maceió, onde se conclui que as ondas mais freqüentes são as que chegam normais à praia, com período de 5 a 9 segundos, e menos de 1 metro de altura. Nos meses de janeiro a abril as ondas são características de tempo bom, podendo apresentar condições de tempestade nos meses de junho a outubro, alcançando alturas de 2,0 m e período acima de 9 segundos.

Araújo & Lima (2000), estudando as praias do município de Paripueira registraram, através de observações visuais, altura significativa das ondas na zona de arreben-tação variando de 0,30 a 0,52 m, com período de 6 segundos.

Circulação costeira

202

Com base nos relatórios da PORTOBRAS-INPH (1984/1985), a circulação costeira é condicionada pelos ventos e marés. Os ventos no período chuvoso (junho/ julho) são mais freqüentes e intensos os do quadrante SE, enquanto que no período seco (janeiro/ fevereiro), os mais intensos e freqüentes são do quadrante NE.

As marés da área se enquadram no regime de micro e mesomaré semidiurna, o que ocasiona a ruptura dos cordões litorâneas no período chuvoso, devido a grande descarga fluvial.

O transporte longitudinal residual, segundo Silvester (1968, apud Muehe, 1998) é bastante reduzido. No litoral norte do estado de Alagoas o transporte seria orientado para norte. O ponto de mudança de direção do transporte litorâneo, segundo França (1979) é Porto de Pedras, o que se confirma pela orientação, para sul, dos pontais nas desembocaduras fluviais.

COMPARTIMENTAÇÃO FISIAGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DO LITORAL

No Estado de Alagoas, o estudo geológico das formações quaternárias sempre ocorreu de forma bastante modesta. Trabalhos pioneiros de Ottman (1960) e Laborel (1969), reportaram sobre as construções recifais. Bittencourt et al. (1982 e 1983) mapearam a zona de progradação associada à desembocadura do rio São Francisco. Barbosa (1985) concluiu o mapeamento geológico do quaternário Costeiro do Estado de Alagoas, na escala de 1:250.000, sendo este até o momento, o mapeamento que existe para este importante segmento da costa nordestina. Lima (1998) realizou estudo sedimentológico e geoambiental detalhado do sistema lagunar Mundaú.

A distribuição e o contato entre os depósitos da Formação Barreiras, as planícies costeiras e as principais bacias hidrográficas, aliados a distribuição geográfica, permitiu dividir a costa de Alagoas em três setores:

- ▶ **Setor Norte:** compreende o litoral entre a divisa do Estado de Alagoas com o Estado de Pernambuco e o rio Barra de Santo Antônio, caracterizado pela grande ocorrência de afloramentos de arenitos de praia e recifes de coral e/ou algálicos nas desembocaduras fluviais (recifes tipo barreira) ou ligados a praia (recifes tipo franja). Em alguns trechos, a planície quaternária é estreita, limitada por falésias vivas de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas.
- ▶ **Setor Central:** estende-se do rio Barra de Santo Antônio ao rio Barra de São Miguel, englobando a cidade de Maceió. A planície costeira é mais desenvolvida neste trecho, e os recifes de coral e/ou algálicos mais escassos, com exceção da região da cidade de Maceió (Pajuçara), onde correm os recifes tipo franja.
- ▶ **Setor Sul:** compreende o litoral entre o rio Barra de São Miguel e o limite sul do Estado de Alagoas, delimitado pela desembocadura do rio São Francisco. É caracterizado na sua porção norte pelas falésias vivas da Formação Barreiras em contato direto com a praia, e ao sul pela extensa planície quaternária, associada a desembocadura do rio São Francisco com o desenvolvimento de extensos campos de dunas.

A costa do Estado de Alagoas apresenta um caráter transgressivo jovem, com predominância de estuários, devido principalmente ao pequeno aporte de sedimentos fluviais. A presença de mangues nos estuários é marcante, sendo reflexo de uma costa com influência de marés. O desenvolvimento de dunas é observado apenas no extremo sul do litoral, o que reflete a falta de condições favoráveis à acumulação desses depósitos.

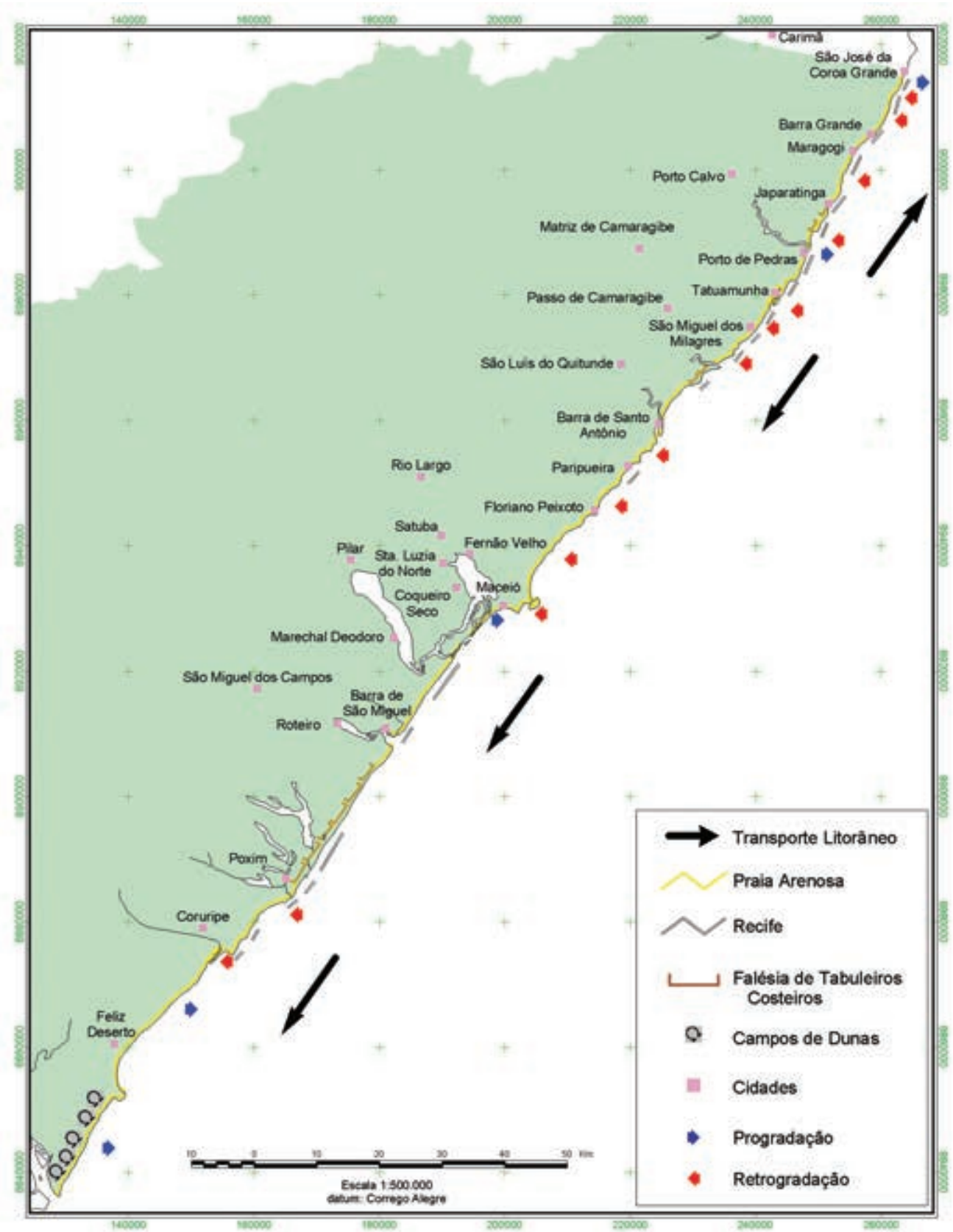


Figura 1. Mapa síntese da erosão e progradação do litoral do estado de Alagoas

TIPOLOGIA DAS PRAIAS

Estudos referentes às praias e à erosão no litoral do Estado de Alagoas são ainda bastante escassos. Entretanto, nos três últimos anos começaram trabalhos sistemáticos no litoral norte do estado, além da intensificação dos estudos na região de Maceió. Destacam-se os trabalhos de Araújo e Lima (2000), Lima et al. (2000) e Araújo e Lima (2001) para a região de Paripueira, englobando análise de vulnerabilidade do litoral e classificação morfodinâmica. Araújo e Michelli (2001) realizaram uma caracterização ambiental de um trecho do litoral norte do estado, identificando áreas com indícios de erosão e/ou deposição.

A interação entre os elementos geológicos e climáticos no litoral resulta na grande diversidade das praias observadas ao longo da costa alagoana, apresentando diferentes comportamentos erosivos e/ou construtivos. A seguir serão analisados e discutidos os três setores individualizados para a costa do Estado de Alagoas, cuja síntese encontra-se na figura 1. Os setores serão analisados e discutidos de sul para norte.

Setor sul

Limitado ao sul pela desembocadura do rio São Francisco, estende-se até a desembocadura do rio Barra de São Miguel, perfazendo ao todo 90 km de extensão, sendo o trecho menos urbanizado do litoral alagoano. Do extremo sul até o Pontal do Peba é caracterizado por uma extensa planície costeira, com desenvolvimento de campos de dunas tipo barcana. A praia arenosa é ampla, exposta, com tipologia dissipativa. Esta área pertence à Área de Proteção Ambiental Piaçabuçu. Do Pontal do Peba até a foz do rio Coruripe há uma longa área de praia arenosa exposta, com desenvolvimento de extensos cordões arenosos, caracterizando assim uma área de progradação, como pode ser visto na Figura 2, na localidade de Feliz Deserto. É um trecho do litoral ocupado apenas por comunidades locais.

Figura 2. Praia arenosa exposta com desenvolvimento de cordões arenosos, na localidade de Feliz Deserto. Vista para norte, em outubro de 2000.



O trecho do litoral entre Coruripe e Poxim é caracterizado por indícios de erosão, como pode ser observado nas figuras 3 e 4. No Pontal do Coruripe a praia é classificada como intermediária, semi-exposta, devido a presença de corpos de arenito de praia. A figura 3 ilustra a ocupação antrópica no pontal, avançando sobre o cordão arenoso, enquanto na figura 4 podem ser vistas as obras de contenção na praia do Pontal de Coruripe.

O extremo norte deste trecho é caracterizado pela presença de falésias da Formação Barreiras em contato direto com a praia, como pode ser observado na Figura 5. É um trecho com tendência erosiva, devido a presença das falésias e o conseqüente alto grau de exposição às ondas, desencadeando o processo erosivo sobre os depósitos terciários.



Figura 3. Ocupação antrópica no Pontal de Coruripe, avançando sobre o cordão arenoso. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 4. Obras de contenção marinha na praia de Coruripe. Vista para norte, em outubro de 2000.



Figura 5. Falésias da Formação Barreiras em contato direto com a praia, em Lagoa Doce, sul da Barra de São Miguel. Vista para norte, em outubro de 2000.

Setor central

É o trecho mais urbanizado do litoral alagoano, perfazendo ao todo 64 km, limitado pelos rios Barra de São Miguel e Barra de Santo Antônio. Em Barra de São Miguel as praias apresentam caráter refletivo, com declividade em torno de 9° e areias médias. Neste trecho é comum a presença de arenitos de praia, caracterizando uma praia semi-abrigada. Os cordões arenosos estão ocupados, principalmente por loteamentos, casas de veraneios e hotéis, como pode ser visto na Figura 6. Ao norte encontra-se a praia do Francês, um conhecido balneário do litoral alagoano, com praias dissipativas, associadas a dunas frontais, geralmente alteradas pela ocupação humana, como visto na figura 7, o que indisponibiliza os sedimentos costeiros ao transporte, causando erosão.

Na região de Maceió, as praias localizadas entre o porto e o inlet estão livres de processos erosivos, apresentando uma largura relativamente regular, estando em processo de engordamento em alguns trechos (Lima, 1998). A construção do porto de Maceió acarretou acumulação de sedimentos na praia adjacente e erosão na enseada da Pajuçara. Atualmente, esta praia está sujeita a processo de erosão, resultante do barramento do transporte de sedimentos após as diversas ampliações do porto de Maceió, agravando-se ainda mais com a crescente urbanização, onde o calçadão e bares passaram a ocupar a berma, o que tem levado a constantes obras de contenção.

O trecho norte deste setor é caracterizado por indícios de erosão, apresentando praias dissipativas, semi-protegidas da ação direta das ondas pela presença de extensas áreas de recifes na plataforma interna. A praia de Paripueira apresentou caráter intermediário para o período de março de 1999 a setembro de 2000, com balanço sedimentar negativo de 14,01 m³ para o período (Araújo e Lima, 2001). No centro da cidade, encontra-se instalado um processo erosivo há mais de 10 anos, o que tem acarretado a construção de obras de contenção, e desencadeado mais erosão a norte (Figura 8). No extremo norte deste setor, mesmo livre de ocupação humana, os indícios de erosão são evidenciados pela grande quantidade de coqueiros caídos e/ou com raízes expostas (Figura 9).

Figura 6. Ocupação antrópica dos cordões arenosos na praia de Barra de São Miguel. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 7. Ocupação antrópica dos cordões arenosos e dunas frontais na praia do Francês. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 8. Processo erosivo instalado na praia de Paripueira. Vista para norte, em março de 1999.



Figura 9. Indícios de erosão na praia a sul de Barra de Santo Antônio. Vista para sul, em março de 1999.

Setor norte

Compreende 70 km de extensão, englobando o litoral extremo norte do Estado. É um trecho com grande incremento de atividades turísticas, devido ao Projeto Costa Dourada. Entre a barra do rio Santo Antônio e o rio Camaragibe as praias apresentam tipologia dissipativa, com pequena declividade. Em curtos trechos deste litoral, falésias vivas de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas estão em contato direto com a praia, como na localidade de Carro Quebrado (Figura 10).

O trecho entre São Miguel dos Milagres e Tatuamunha apresenta praias dissipativas, com pequena declividade e semi-protegidas devido a presença de extensas áreas de recifes na plataforma interna. A ocupação humana é pequena, com longos trechos desertos, porém apresentando uma grande quantidade de coqueiros caídos e/ou com raízes expostas (Figura 11), indicando indícios de erosão. Entre as localidades de Tatuamunha e Porto de Pedras, é comum a presença de longos trechos apresentando praias amplas e bem desenvolvidas, com tipologia dissipativas e semi-protegidas, com presença de cordões arenosos amplos e extenso coqueiral (Figura 12).

O litoral entre os rios Manguaba e Maragogi apresenta uma grande diversidade. As praias encontradas são protegidas por extensas áreas de recifes de coral e/ou algálicos, o que lhes confere uma tipologia dissipativa. Foram encontradas várias áreas apresentando indícios de erosão, principalmente nos centros urbanos. Em alguns trechos

Figura 10. Falésia viva de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas em contato direto com a praia, na localidade de Carro Quebrado, norte de Barra de Santo Antônio. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 11. Indícios de erosão na praia do Marceneiro, norte de São Miguel dos Milagres. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 12. Praia arenosa com presença de cordões arenosos, a norte de Tatuamunha. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 13. Falésia viva de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas em contato direto com a praia, a sul de Japaratinga. Vista para sul, em outubro de 2000.



podem ser observadas, também, a presença de falésias vivas de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas, em contato direto com a praia, como a sul de Japaratinga (Figura 13). A erosão dos cordões arenosos é bem evidenciada na localidade de Bitingui, aonde pode ser observado um cemitério (Figura 14) sendo ameaçado pela erosão. A sul da desembocadura do rio Maragogi, o processo erosivo instalado já ameaça a rodovia Al-101 (Figura 15).

O extremo norte deste trecho é caracterizado pela presença de praias dissipativas, com baixo grau de inclinação e semi-protégidas pela presença de extensas áreas recifais na plataforma interna. Não obstante, indícios de erosão são encontrados ao longo de todo o trecho, agravados no centro da cidade de Maragogi, pela ocupação desordenada da orla (Figura 16).



Figura 15. Processo erosivo a sul da desembocadura do rio Maragogi, ameaçando a AL-1001. Vista para norte, em março de 1999.



Figura 16. Ocupação antrópica na praia de Maragogi. Vista para sul, em outubro de 2000.



Figura 14. Indícios de erosão na praia de Bitingui, destruindo um cemitério. Outubro de 2000.

SÍNTESE E TENDÊNCIAS ATUAIS

A costa do Estado de Alagoas caracteriza-se por um caráter transgressivo jovem, com grande desenvolvimento de estuários e manguezais, plataforma continental estreita coberta por sedimentos carbonáticos e com grande desenvolvimento de recifes, além do desenvolvimento de campos de dunas restritos ao extremo sul do litoral. Tal configuração, aliada ao fraco fornecimento de sedimentos pelos rios, confere a esta costa uma alta vulnerabilidade.

Segundo Dominguez (1995), a tendência erosiva do litoral do Estado de Alagoas é comprovada pela presença de falésias vivas da Formação Barreiras e de rochas mesozóicas da Bacia Alagoas, pela quase ausência de planícies e terraços plesitocênicos, pela presença freqüente de alinhamentos de arenitos de praia, caracterizando a retrogradação do litoral, ocorrência de campos de dunas, cujos sedimentos oriundos da plataforma continental interna deixam de está disponíveis para a progradação costeira.

Estas condições, mais agravadas, ainda, por intervenções antrópicas e o alto nível de ocupação do litoral, são responsáveis pelos graves problemas ambientais relacionados à erosão marinha que atinge as praias do estado. A erosão marinha é mais evidenciada nos setores norte e central, sendo estes os mais ocupados e urbanizados do litoral alagoano.

Referências bibliográficas

- ARAÚJO, T.C.M., LIMA, R.C.A. – 2000 – Caracterização morfodinâmica das praias do município de Paripueira – AL. Anais do Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas, Itajaí-SC, 158-159.
- ARAÚJO, T.C.M., LIMA, R.C.A. – 2001 – Variação volumétrica nas praias do município de Paripueira, Estado de Alagoas. VIII Congresso da ABEQUA, Mariluz-Imbé/RS, Anais, 190-192.
- ARAÚJO, T.C.M., MICHELLI, M. – 2001 – Caracterização do litoral localizado entre os rios Manguaba e Maragogi, Norte do Estado de Alagoas. XIX Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, Natal-RN, Resumos, Boletim 17, 107-108.
- ASMUS, H.E., CARVALHO, J.C. – 1978 – Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste brasileiro (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/Paraíba). IN: Projeto REMAC – Aspectos estruturais da margem continental leste brasileira e sudeste do Brasil, Rio de Janeiro, RJ, no. 4, 7-24.
- BARBOSA, L.M. – 1985 – Quaternário costeiro do estado de Alagoas: Influências das variações do nível do mar. Dissertação de mestrado em geologia, UFBA, 58p.
- BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., MARTIN, L., FERREIRA, Y.A. – 1982 – Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influências das variações do nível do mar. IN: Suguio, K. et al. (eds.), Anais do IV Simpósio do Quaternário do Brasil (CTCQ/SBG), Rio de Janeiro, RJ. 49-58.
- BITTENCOURT, A.C.S.P., MARTIN, L., DOMINGUEZ, J.M.L., FERREIRA, Y.A. – 1983 – Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. Rev. Bras. Geoc., 13(2), 93-97.
- DOMINGUEZ, J.M.L. – 1995 – Regional assesment of short and long term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. IN: 1995 LOICZ (Land Ocean Interactions in the Coastal Zone). São Paulo, 8-10.

- FEIJÓ, F. – 1994 – Bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 8(1), 146-161.
- FRANÇA, A.M.C. – 1979 – Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. IN: Projeto REMAC – Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes, Rio de Janeiro, RJ, no. 7, 89-127.
- LABOREL, J. – 1969 – Lês periplements de madreporaites dès cotes tropicales de Brésil. Annales de l'Univeristé D' Abidjan, 112-115.
- LIMA, R.C.A. – 1998 – Estudo sedimentológico e geoambiental no sistema lagunar Mundaú – Alagoas. Dissertação de mestrado em geociências, UFPE, 127p.
- LIMA, R.C.A., ARAÚJO, T.C.M., FARIAS, F.S. – 2000 – Vulnerabilidade das praias dos municípios de Paripueira e Barra de Santo Antônio – AL. Anais do Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas, Itajaí-SC, 371-372.
- MARQUES, R.C. – 1987 – Geomorfologia e evolução da região costeira do complexo estuarino lagunar Mundaú-Manguaba. Dissertação de mestrado, UFRJ, 150p.
- MUEHE, D. – 1998 – O litoral brasileiro e sua compartimentação. IN: Geomorfologia do Brasil (orgs.) Cunha, S.B., Guerra, A.J.T., Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 273-349.
- OLIVEIRA, A.M., KJERFVE, B. – 1993 – Environmental responses of a tropical coastal lagoon system to hydrological variability: Mundau-Manguaba, Brasil. Estuarine, Coastal and Science, 37, 575-591.
- OTTOMAN, F. – 1960 – Une Hypothèse sur l'origine des " arrecifes " du nordeste brésilien – Extrait du C.R. Sommaire des Seánces de la Societé Géologique de France, no. 7, 175-176.
- PORTOBRAS/INPH – 1984 – Relatório da primeira campanha de medições hidráulicas-sedimentológicas do complexo lagunar Mundaú-Manguaba. INPH – 24/8, Relatório Interno, 41p.
- PORTOBRAS/INPH – 1985 – Relatório da segunda campanha de medições hidráulicas-sedimentológicas do complexo lagunar Mundaú-Manguaba. INPH – 73/85, Relatório Interno, 48p.
- PROJETO RADAM – 1983 - Folhas SC 24/25 Aracaju/Recife: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, RJ, 856p.
- SILVESTER, R. – 1968 – Sediment transport – long term net movement. IN: The Enciclopedia of Geomorphology (ed.) R.W. Fairbridge, Reinhold Book Coop. , 985-989.
- ZEMBRUSCKI, S.G., BARRETO, H.T., PALMA, J.J.C., MILLIMAN, J.D. – 1972 – Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. Anais do XXVI Congr. Bras. Geol., SBG, Belém, PA, vol 2, 187-210.

Abílio Carlos da Silva P. Bittencourt

CPGG - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Marta Becker de Oliveira

CPGG - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

José Maria Landim Dominguez

CPGG - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

A stylized map of the state of Sergipe, Brazil, rendered in a grid of red and blue triangles. The word "SERGIPE" is written in white, bold, uppercase letters across the center of the map.

SERGIPE

Resumo

Este trabalho apresenta um diagnóstico da Erosão Costeira no Estado de Sergipe, totalizando cerca de 150 km de extensão. Este diagnóstico mostrou que cerca de 57% da linha de costa do Estado encontra-se em equilíbrio. O trecho sob erosão mais severa ocorre na porção sul da foz do rio São Francisco e está provavelmente relacionado à retenção de sedimentos fluviais nos grandes barramentos construídos neste rio. Especial atenção deve ser dada pelos planejadores aos trechos classificados como de elevada variabilidade, tendo em vista que os mesmos incluem segmentos de linha de costa experimentando no momento erosão severa.

Abstract

This paper presents an evaluation of coastal erosion for the Sergipe State, totaling about 150 km of shoreline. This evaluation has shown that about 57% of the shoreline is in equilibrium. The worst case of severe erosion is reported for the sector immediately south of the São Francisco river delta. This erosion is probably related to sediment retention in large dams built along that river. Special attention should be given by planners to those sectors of the shoreline characterized by high variability, since they include shoreline segments presently experiencing severe erosion.

Agradecimentos

Este trabalho não teria sido possível sem o apoio das agências nacionais de fomento à pesquisa e ensino (CNPq, CAPES), assim como à UFBA e MMA-PGGM, por meio de recursos financeiros e permissão para utilização de suas infra-estruturas.

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho foi o de apresentar um inventário da situação da linha de costa no Estado de Sergipe. Estudos anteriores mostraram que o Estado de Sergipe se situa em uma região do Brasil caracterizada por uma tendência de longo prazo para progradação da linha de costa (Dominguez & Bittencourt, 1996). Como resultado, a linha de costa é bordejada por uma ampla planície arenosa com largura média de quase 10 km, que inclui depósitos praias de idades holocênica e pleistocênica. A extremidade nordeste da planície costeira inclui a metade sul do delta do rio São Francisco.

O Estado de Sergipe tem uma linha de costa que se estende por cerca de 150 km desde a foz do rio Real, ao sul, até a foz do rio São Francisco, ao norte. A linha de costa é retilínea, com praias de areia fina a muito fina, dissipativas. Quatro grandes estuários associados às desembocaduras dos rios Real, Vaza-Barris, Sergipe e São Francisco interrompem a retilinearidade da linha de costa e, como será visto mais adiante, exercem um importante papel no comportamento da mesma (Figura 1).

MÉTODOS

O diagnóstico do comportamento da linha de costa no Estado de Sergipe foi realizado utilizando-se os seguintes procedimentos:

- ▶ a linha de costa foi percorrida com um veículo do tipo *buggy*, complementado por realização de sobrevôo;
- ▶ foi coletada uma amostra do sedimento da face da praia em intervalos de 2 km. Em cada ponto amostral foi preenchida uma ficha padrão com quesitos sobre inclinação da face da praia (medida com um clinômetro), altura e número de rebentações, estágio da maré, presença de feições indicativas de erosão ou progradação, presença de obras de engenharia e outras feições culturais, além de realizada a documentação fotográfica;
- ▶ durante os trabalhos de campo a posição da linha de costa foi marcada com um receptor GPS, utilizando como critério o início da vegetação no pós-praia;
- ▶ uma modelagem dos padrões de refração de ondas para todo o trecho de costa investigado foi realizada utilizando-se o software Mike21[®], módulo NSW do DHI. Nesta modelagem foram utilizados parâmetros de onda extraídos da literatura e também determinado o sentido da deriva litorânea associada a cada frente-de-onda assim como a deriva efetiva;
- ▶ todas as informações geradas foram integradas em um sistema de informações geográficas, utilizando-se como base de referência as cartas planialtimétricas da SUDENE-IBGE.

RESULTADOS

Em função da metodologia empregada acima os trechos de linha de costa com praias arenosas foram enquadrados em quatro categorias, com base no trabalho anteriormente desenvolvido por Oliveira (2003) (Figura1):

Linha de Costa em Erosão

Inclui os trechos caracterizados por evidências notáveis de recuo continuado da linha de costa, tais como vegetação com raízes expostas, coqueiros caídos, propriedades ameaçadas etc. Estas evidências de campo foram depois confrontadas e confirmadas por meio do exame de fotografias aéreas verticais, imagens de satélite e entrevistas com moradores. Os casos mais severos de erosão encontrados estão associados à desembocadura do rio São Francisco e na Praia da Atalaia Nova. A erosão na foz do rio São Francisco e que resultou na destruição do povoado de Cabeço no ano de 1998, está relacionada muito provavelmente à diminuição da descarga sólida deste rio, em decorrência da construção de grandes barramentos. A erosão na Atalaia Nova, entretanto, é difícil de ser explicada e provavelmente está relacionada à dinâmica da desembocadura do rio Sergipe.

Linha de Costa em Equilíbrio

Nesta categoria foram incluídos os trechos que se encontram em equilíbrio dinâmico, ou seja aqueles em que a linha de costa não sofre grandes alterações existindo, entretanto, uma variação sazonal de erosão e reconstrução do prisma praial, observada em duas visitas de campo ao longo dos trabalhos. A maior parte da linha de costa no Estado de Sergipe encontra-se em equilíbrio, incluindo os grandes arcos praias situados entre as desembocaduras dos principais rios.

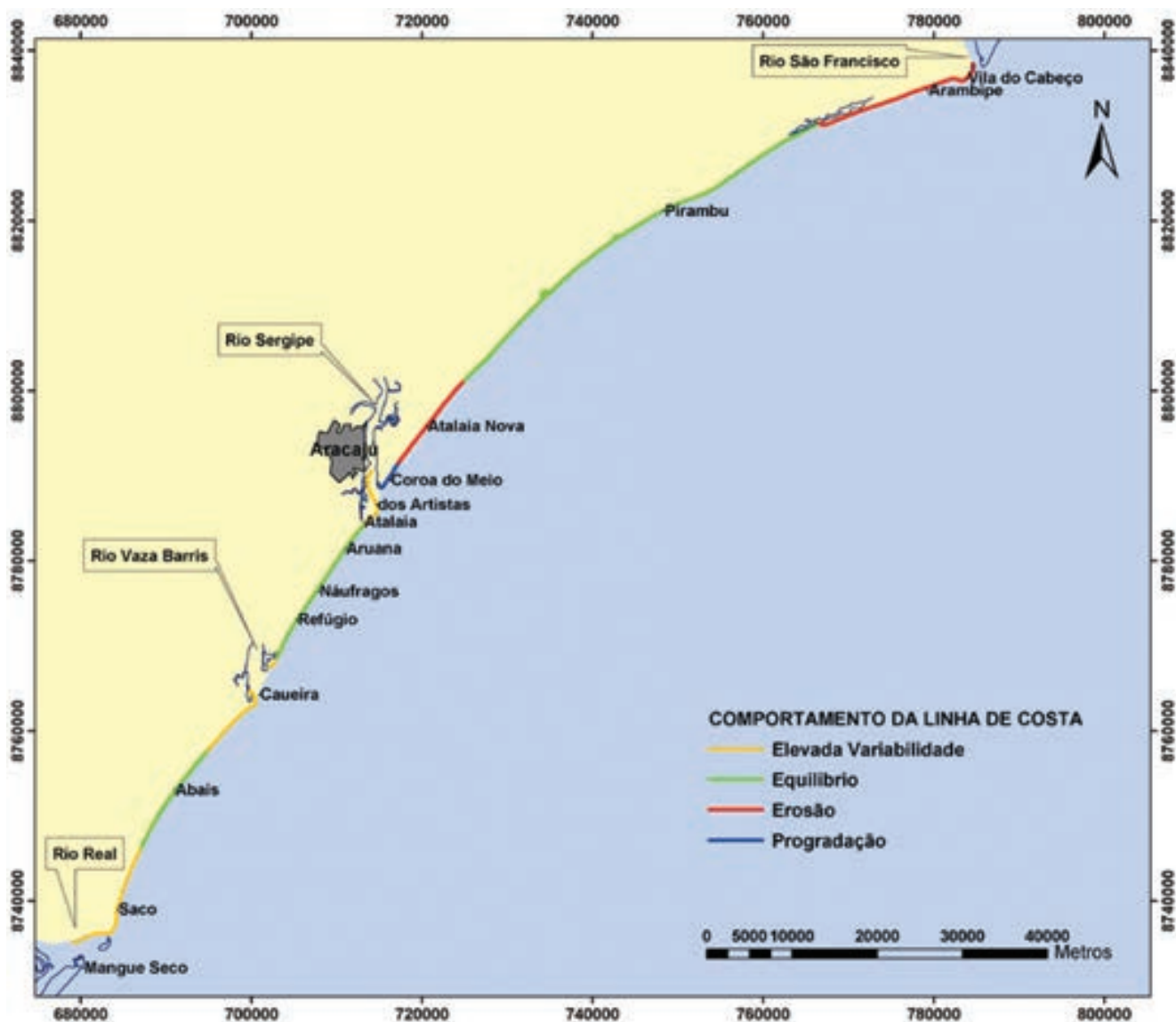
Linha de Costa com Elevada Variabilidade

Inclui aqueles trechos onde a posição da linha de costa apresenta grande variabilidade temporal e espacial associada à dinâmica dos deltas de maré vazante presentes nas desembocaduras dos rios Real, Vaza Barris e Sergipe. Os intervalos assim caracterizados apresentam trechos experimentando erosão e trechos experimentando progradação, os quais embora assim identificados e mapeados nos trabalhos de campo, foram agrupados nesta categoria, tendo em vista que estas tendências são de curto-médio prazos e sua representação poderia acarretar em interpretações e ações equivocadas dos usuários finais do Atlas. Um exemplo de trecho em erosão inserido nesta categoria é a margem direita do rio Sergipe, onde o recuo da linha de costa está relacionado à migração para sul do talvegue deste rio.

Linha de Costa em Progradação

Esta categoria inclui um pequeno trecho de linha de costa situado imediatamente à norte do rio Sergipe. Esta progradação está associada à retenção de sedimentos por um molhe construído na margem esquerda deste rio, na tentativa de sustar o deslocamento para sul, desta margem

Figura 1. Tendências de comportamento da linha de costa para o Estado de Sergipe.



DISCUSSÃO

A figura 2 sumaria as tendências de comportamento da linha de costa para o Estado de Sergipe. Os trabalhos de campo e a caracterização da linha de costa sergipana mostraram que 57% dos 150 km de linha de costa do Estado encontram-se em equilíbrio, 21% da linha de costa encontram-se em erosão, 20% exibem elevada variabilidade e apenas 2% encontram-se em progradação.

Os resultados obtidos mostram que a erosão mais severa a afetar a linha de costa (sul da foz do rio São Francisco) é conseqüência muito provavelmente de intervenções humanas relacionadas à construção de grandes barramentos. Outros trechos em erosão identificados ao longo da linha de costa foram incluídos na categoria de grande variabilidade por razões já discutidas anteriormente.

Concluindo, podemos afirmar que em comparação com outros estados do nordeste do Brasil, a erosão costeira não é um problema particularmente grave em Sergipe. Especial atenção entretanto, deve ser dada pelos planejadores, na ocupação dos trechos classificados como de “Elevada Variabilidade”, associados às desembocaduras dos rios Real, Vaza Barris e Sergipe, onde episódios erosivos localizados já causaram significativas perdas materiais.

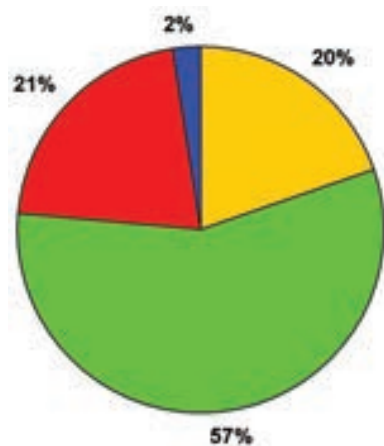
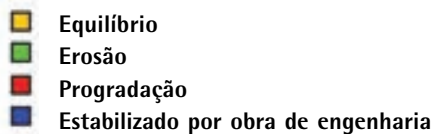


Figura 2. Síntese das tendências de comportamento da linha de costa para o Estado de Sergipe. O trecho estudado tem uma extensão de cerca de 150 km.



Referências bibliográficas

- DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1996. Regional assessment of longo-term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciência* 68(3): 355-371.
- OLIVEIRA, M.B. 2003. *Caracterização integrada da Linha de Costa do Estado de Sergipe – Brasil*. Dissertação de Mestrado, Salvador/UFBA/IGEO. 150p

José Maria Landim Dominguez

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Abílio Carlos da Silva P. Bittencourt

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Adeylan Nascimento Santos

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Ana Claudia da Silva Andrade

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE SANTA CRUZ - ILHÉUS

Ana Amélia de Oliveira Lavenere-Wanderley

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE SANTA CRUZ - ILHÉUS

Iracema Reimão Silva

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Isaac Góes de Queiroz

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Leonardo Maximiliano Bittner de Freitas

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Lucas Nascimento

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Rian Pereira da Silva

CPGG – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

BAHIA

Resumo

Este trabalho apresenta um diagnóstico da Erosão Costeira no Estado da Bahia, totalizando cerca de 1054 km de extensão. Este diagnóstico mostrou que a maior parte da linha de costa encontra-se em equilíbrio. Os principais casos de erosão estão associados à dinâmica de desembocaduras fluviais (migração lateral no caso de pequenos cursos d'água, mudanças na configuração das barras de desembocadura e variações naturais da vazão sólida e líquida). Outros casos de erosão severa estão associados à retenção de areia por instalações portuárias (Ilhéus) e em cabos inconsolidados (Caravelas). Adicionalmente diferentes trechos de falésias na região sul do Estado da Bahia encontram-se em erosão, devido a uma tendência de longo prazo para um balanço negativo. Os casos mais significativos de progradação foram verificados nas desembocaduras dos rios Jequitinhonha e Contas.

Abstract

This paper presents a diagnostic of coastal erosion for the state of Bahia, totaling about 1054 km of shoreline. The results obtained show that the majority of the shoreline can be considered as in a state of equilibrium during the last 40 years. Major cases of severe erosion are associated with the dynamics of river mouths (lateral migration in the case of small rivers, changes in the configuration of river mouth bars and natural variations in liquid and solid discharge). Other cases of severe erosion are associated with trapping of littoral sands at major man-made structures (port of Ilhéus) and at unconsolidated capes (Caravelas). Additionally several sectors of the southern Bahia state are characterized by active retreating cliffs related to long term negative sediment budget. The most significant examples of shoreline progradation are located at the Jequitinhonha and Contas river mouths

Agradecimentos

Este trabalho não teria sido possível sem o apoio das agências nacionais de fomento à pesquisa e ensino (CNPq, CAPES), assim como a CBPM, UFBA, UESC e MMA-PGGM, por meio de recursos financeiros e de utilização de suas infra-estruturas. Diversas pessoas estiveram envolvidas ao longo deste trabalho, particularmente alunos de graduação e pós-graduação, sem cujo entusiasmo o mesmo não teria sido concluído.

INTRODUÇÃO

A erosão costeira é um tema que tem despertado a atenção de um grande número de pesquisadores em todo o mundo, em virtude dos danos materiais que este fenômeno tem gerado. A tendência, muitas vezes simplificadora de atribuir este processo a uma possível elevação do nível relativo do mar durante as últimas décadas, deve ser em uma primeira abordagem evitada, pois pode constituir um empecilho à uma melhor compreensão do fenômeno, particularmente na costa do Brasil.

A partir de um esforço integrado envolvendo recursos aportados pelo CNPq, CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral), MMA-PGGM (Programa de Geologia e Geofísica Marinha), UFBA, UESC e CAPES, que possibilitaram a realização de trabalhos de campo e de teses e dissertações junto ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, foi concluído o mapeamento detalhado, na escala 1:100.000, da linha de costa dos estados da Bahia e Sergipe cujos resultados são aqui apresentados.

MÉTODOS

O diagnóstico do comportamento da linha de costa do Estado da Bahia foi realizado utilizando-se os seguintes procedimentos:

- ▶ a linha de costa foi percorrida, quando possível, a pé ou com veículo tipo *buggy*, ou no caso de algum impedimento, utilizando-se embarcação ou sobrevôo.
- ▶ sempre que possível foi coletada uma amostra do sedimento da face da praia em intervalos que na grande maioria dos casos se situou em torno de 1 km. Em cada ponto amostral foi preenchida uma ficha padrão com quesitos sobre inclinação da face da praia (medida com um clinômetro), altura e número de rebentações, estágio da maré, presença de feições indicativas de erosão ou progradação, presença de obras de engenharia e outras feições culturais, além de realizada a documentação fotográfica.
- ▶ durante os trabalhos de campo a posição da linha de costa foi marcada com um receptor GPS, utilizando como critério o início da vegetação no pós-praia. Esta posição da linha de costa foi depois confrontada com a linha de costa traçada em fotos aéreas e imagens de satélite para diferentes anos, compreendendo um período de aproximadamente 40 anos (1960-2000).
- ▶ uma modelagem dos padrões de refração de ondas para todo o trecho de costa investigado foi realizada utilizando-se diferentes pacotes de *software*. Nesta modelagem foram utilizados parâmetros de onda extraídos da literatura e também determinado o sentido da deriva litorânea associada a cada frente-de-onda assim como a deriva efetiva.

222

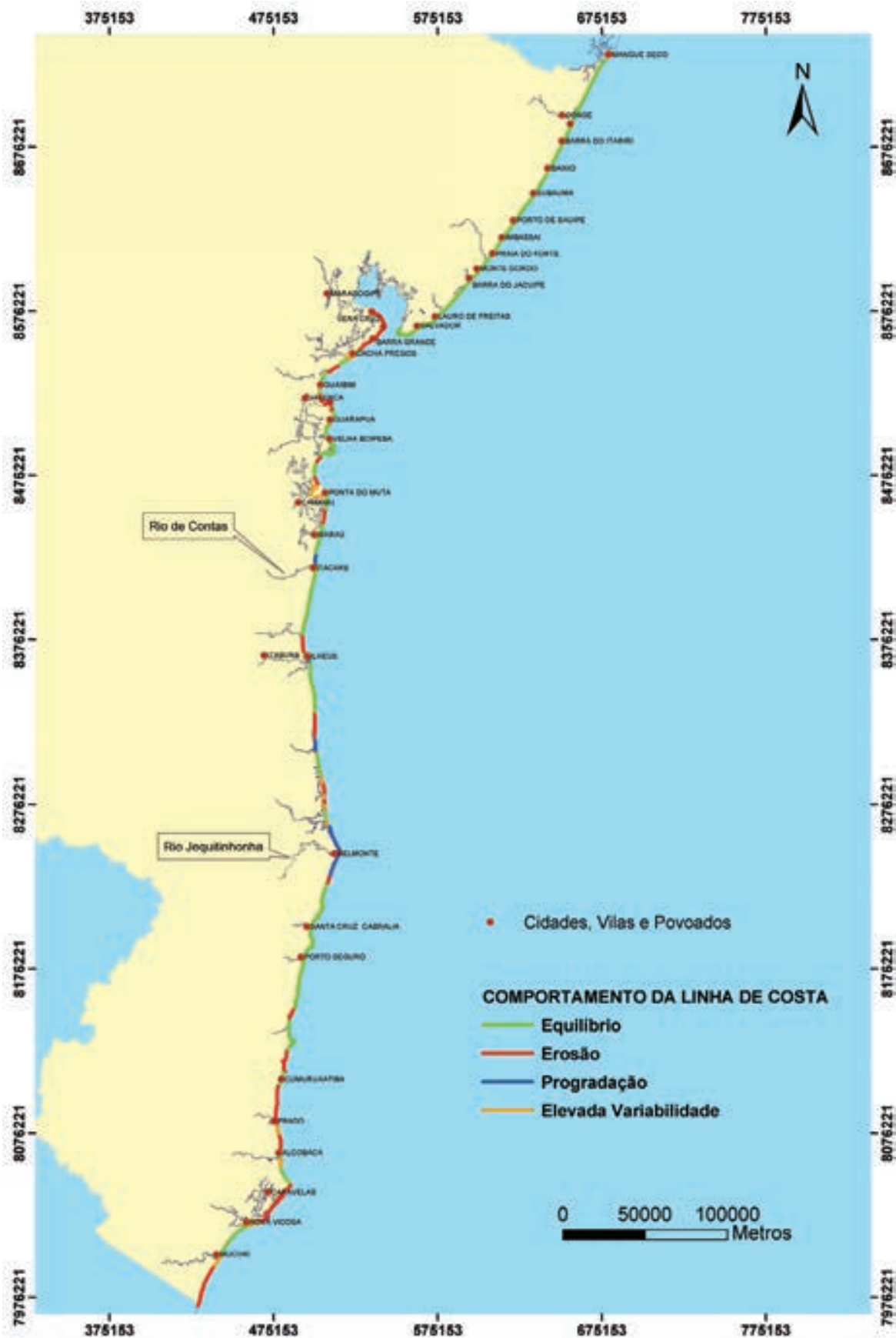


Figura 1. Tendências de comportamento da linha de costa para o Estado da Bahia

- ▶ todas as informações geradas foram integradas em um sistema de informações geográficas, utilizando-se como base de referência as cartas plani-altimétricas da SUDENE-IBGE.

RESULTADOS

Em função da metodologia empregada acima os trechos de linha de costa, com praias arenosas foram enquadrados em quatro categorias (Figura 1):

Linha de Costa em Erosão

Inclui todos os trechos caracterizados por evidências notáveis de recuo continuado da linha de costa tais como vegetação com raízes expostas, falésias, propriedades ameaçadas etc. Estas evidências de campo foram depois confrontadas e confirmadas por meio do exame de fotografias aéreas verticais, imagens de satélite e entrevistas com moradores. Os casos mais severos de erosão encontrados podem ser assim categorizados:

- ▶ retenção de sedimentos por obras de engenharia associadas a instalações portuárias, como Ilhéus (BA);
- ▶ retenção de sedimentos em cabos inconsolidados, como é o caso da porção sul da planície de Caravelas;
- ▶ balanço sedimentar negativo de longo prazo, como é o caso do recuo de falésias esculpidas na formação Barreiras na região sul do Estado da Bahia;
- ▶ redução de descargas sólidas e líquidas decorrentes de processos naturais ou intervenções humanas;
- ▶ migração lateral de pequenas desembocaduras fluviais.

Linha de Costa em Equilíbrio

Inclui todos os trechos de linha de costa que nas últimas quatro décadas não apresentaram modificações significativas da posição da linha de costa, embora variações sazonais possam ser verificadas. Nesta categoria normalmente estão incluídos os setores de linha de costa caracterizados por amplos segmentos de traçado retilíneo (litoral norte do Estado da Bahia, península de Marau) ou formando grandes arcos (planícies costeiras de Guaibim, Pratigi, e porção norte de Caravelas no Estado da Bahia, com exceção das desembocaduras fluviais).

Linha de Costa em Progradação

Inclui os trechos que nas últimas quatro décadas experimentaram expressiva progradação da linha de costa, conforme verificado em campo e por meio de comparação de fotografias aéreas verticais e imagens de satélite.

Em toda a área investigada o trecho que apresentou os valores mais expressivos de progradação da linha de costa se situam imediatamente a norte e a sul do rio Jequitinhonha, onde valores da ordem de até 500 metros de progradação foram verificados. O mesmo ocorreu com a margem baiana do rio Real, que se estendeu para norte por cerca de 500 metros.

Linha de Costa com Elevada Variabilidade

Inclui aqueles trechos onde a posição da linha de costa apresenta grande variabilidade temporal e espacial associada ao transporte e deposição de sedimentos. Desta forma, trechos experimentando progradação e erosão se alternam ao longo da linha de costa. Os processos associados a este tipo de comportamento podem ser assim categorizados:

- ▶ dinâmica sedimentar de pequenas desembocaduras fluviais controladas pela ação de ondas e marés que resultam em mudanças nas barras de desembocadura (deltas de maré vazante), com reflexo direto na linha de costa.
- ▶ dinâmica sedimentar de entradas de baías e estuários.

DISCUSSÃO

A figura 2 sumaria as tendências de comportamento da linha de costa para o Estado da Bahia. Os resultados apresentados neste trabalho mostram que a erosão da linha de costa (26% do trecho estudado) não apresenta qualquer relação com uma possível subida do nível relativo do mar nas últimas décadas, podendo ser explicada por processos tipicamente associados à dispersão e acumulação de sedimentos ao longo da linha de costa, à dinâmica de desembocaduras fluviais, a interferências humanas e a tendências de longo prazo para um balanço negativo de sedimentos.

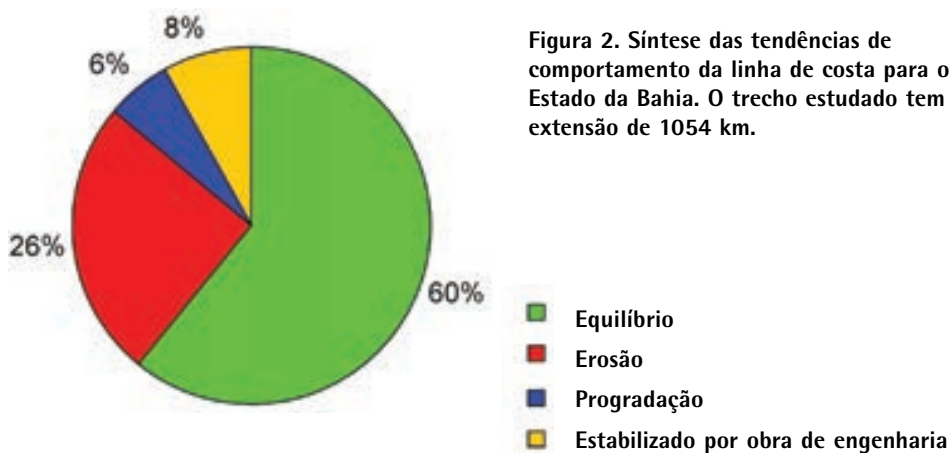
A maior parte da linha de costa (60% do trecho estudado) encontra-se em equilíbrio, pelo menos na escala de tempo das últimas quatro décadas, utilizada neste trabalho.

Os casos mais significativos de progradação (6% do trecho estudado) estão associados a um número limitado de desembocaduras fluviais.

Desta forma podemos concluir que são alarmistas e inadequados para o Brasil, os diagnósticos publicados na literatura segundo os quais 70% das linhas de costa do

mundo encontram-se atualmente em erosão (Bird 1985). Para a área estudada os valores são significativamente menores (26%).

Não queremos dizer com isto, que erosão costeira não é um aspecto significativo a ser considerado na gestão das zonas costeiras, merecendo um tratamento específico. A identificação de áreas de risco de erosão e sua inserção nos zoneamentos ecológico-econômicos é de fundamental importância para evitar danos materiais e para manter a qualidade recreativa das praias arenosas.



Referências bibliográficas

BIRD, E.C.F. 1985. *Coastline changes. A global review.* Chichester J Wiley. 219p.

Jacqueline Albino

DEPARTAMENTO DE ECOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

Gisele Girardi

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

Kleverson Alencastre do Nascimento

DEPARTAMENTO DE ECOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO



ESPÍRITO SANTO

Resumo

O levantamento da costa do Espírito Santo destaca que, nos trechos de pouco desenvolvimento das planícies costeiras quaternárias e de falésias sedimentares vivas, resultado do pequeno aporte terrígeno e vulnerabilidade erosiva do aporte marinho, há continuidade dos processos erosivos sobre a modelagem do litoral. Esta tendência tem sido agravada pela intensa urbanização

O uso urbano inapropriado é também responsável por eventos erosivos nos setores onde a linha de costa apresenta-se bastante recortada e com tendência natural a estabilidade.

Tendências progracionais são evidenciadas nas planícies costeiras próximas as principais desembocaduras fluviais como do rio Doce e rio Itabapoana, no limite com o Rio de Janeiro. Contudo destaca-se eventos erosivos sazonais associados à interação flúvio-marinha.

Abstract

The investigations conducted along the coast of Espírito Santo indicate that in areas of reduced development of coastal plains and active sedimentary bluffs erosive processes occur due to the lack of sediment supply. These situations are strongly enhanced in places of intense urbanization.

The inadequate occupation of the coastline also triggered erosive events in places of indented shoreline with natural tendency of stabilization.

Progradational trends occur in front of coastal plains associated to river-mouth as the Rio Doce and Itabapoana rivers, the last at the border with Rio de Janeiro. Seasonal erosion occurs associated to river-ocean interaction.

1. CARACTERIZAÇÃO

Geologia Geral e Geomorfologia

Constituindo o litoral do Estado são reconhecidas três unidades geomorfológicas distintas: os tabuleiros terciários da Formação Barreiras, os afloramentos e promontórios cristalinos pré-cambrianos e as planícies flúvio-marinhas quaternárias.

A Formação Barreiras estende-se ao longo de todo litoral (Figura 1) podendo estar hoje na paisagem na forma de falésias vivas, falésias mortas e terraços de abrasão marinha. Estes últimos encontram-se distribuídos caoticamente na praia, onde são expostos durante a maré baixa, e na plataforma continental interna nos trechos onde, conforme sugerido por King (1956), uma estrutura monoclinal íngreme ocasionou o soerguimento da superfície terciária, em relação ao nível do mar, durante o Terciário médio.



Figura 1. Distribuição dos depósitos terciários da Formação Barreiras ao longo do litoral, modificado de Amador & Dias (1978).

As planícies sedimentares quaternárias apresentam-se pouco desenvolvidas no litoral capixaba, estando sua evolução geológica associada às flutuações do nível do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais. O maior desenvolvimento é encontrado nas adjacências da desembocadura do rio Doce e também nos vales entalhados dos rios São Mateus, Piraquê-Açu, Reis Magos, Jucu, Itapemirim e Itabapoana. Nos demais segmentos litorâneos as planícies costeiras são estreitas ou inexistentes, com as praias limitadas pelos tabuleiros da Formação Barreiras e pelos promontórios rochosos.

Na plataforma continental defronte ao Estado do Espírito Santo são reconhecidos dois compartimentos fisiográficos: o Bahia Sul - Espírito Santo, que se estende de Belmonte (BA) a Regência (ES) e o embaçamento de Tubarão, que começa em Regência e estende-se até Itapemirim (ES), (França, 1979). A primeira unidade é caracterizada por uma plataforma com largura média de 230 km, como resultado de atividades vulcânicas ocorridas entre o Cretáceo superior e Eoceno médio (Asmus *et al.*, 1971). Na segunda unidade, a plataforma estreita-se consideravelmente, verificando-se a largura média em torno de 50 km e mínima de 40 km, na altura de Santa Cruz, 45 km ao norte de Vitória. Quanto à composição mineralógica dos sedimentos, segundo Kowsmann & Costa (1979), a plataforma continental é recoberta principalmente por sedimentos carbonáticos, com teores de CaCO_3 superiores a 75%, compostos predominantemente por fragmentos de algas coralinas, briozoários, moluscos e foraminíferos bentônicos (Melo *et al.*, 1975; Albino, 1999), cuja a fixação e produção são sustentadas pelos terraços de abrasão da Formação Barreiras (Albino, 1999).

Classificação do litoral e compartimentação fisiográfica

A distribuição e o contato entre os depósitos da Formação Barreiras, os afloramentos cristalinos e as planícies costeiras permitiu a Martin *et al.* (1996, 1997) proporem a subdivisão fisiográfica da costa do Espírito Santo em cinco setores.

O Setor 1 compreende o litoral entre a divisa do Estado do Espírito Santo com o Estado da Bahia e a cidade de Conceição da Barra, caracterizado por planícies costeiras estreitas, associadas às desembocaduras dos rios Itaúnas e São Mateus, ao sopé das falésias da Formação Barreiras.

O Setor 2 corresponde à planície costeira deltaica do rio Doce que estende-se de Conceição da Barra a Barra do Riacho. É o trecho do litoral capixaba onde os depósitos quaternários atingem o seu máximo desenvolvimento, cerca de 38km transversalmente entre as falésias mortas da Formação Barreiras, no interior, e a linha de costa.

O Setor 3 estende-se de Barra do Riacho a Ponta de Tubarão, Baía do Espírito Santo. É caracterizado pelo fraco desenvolvimento de depósitos quaternários ao sopé das falésias da Formação Barreiras, podendo-se encontrar setores onde as falésias da Formação Barreiras estão em contato direto com a praia. Ao longo dos vales dos rios Piraquê-Açu, Reis Magos e Santa Maria de Vitória, os depósitos flúvio-marinhas apresentam-se mais desenvolvidos.

O Setor 4 compreende o litoral entre a Baía do Espírito Santo e a foz do rio Itapemirim. É caracterizado pelos afloramentos de rochas cristalinas pré-cambrianas em conta-

to com os depósitos quaternários. São intercalados pelos afloramentos da Formação Barreiras precedido de praias, como na praia de Maimbá e Ubu, em Anchieta. O litoral apresenta-se recortado, sendo observados trechos salientes sem condições de deposição de areias e trechos com desenvolvimento das planícies costeiras favorecido pela existência de obstáculos representados pelos promontórios e ilhas próximas, pela divergência das ortogonais das ondas e pelos aportes fluviais localizados.

Finalmente, o Setor 5 estende-se da foz do rio Itapemirim até a margem norte da desembocadura do rio Itabapoana. É caracterizado por estreitos depósitos quaternários limitados pelas falésias vivas da Formação Barreiras intercalados por falésias vivas precedidas de praias estreitas com baixa declividade. Uma extensa planície quaternária é verificada no vale fluvial do rio Itapaboana.

A comparação entre a compartimentação proposta e a delimitação das 12 bacias hidrográficas que deságuam no litoral (Figura 2) revela a grande influência da carga e descarga dos rios Doce e São Mateus na determinação geomorfológica do litoral, enquanto que nas demais compartimentações a contribuição fluvial é pequena, sendo os aportes fluviais retidos nos vales entalhados dos rios sobre os tabuleiros da Formação Barreiras, entre os promontórios cristalinos ou na antepraia e plataforma continental interna. O pequeno aporte de sedimentos fluviais e a vulnerabilidade abrasiva dos sedimentos marinhos são os responsáveis pelo pouco desenvolvimento de planícies costeiras

quaternárias no litoral do Espírito Santo.

2. PROCESSOS COSTEIROS



Figura 2. Bacias Hidrográficas do estado do Espírito Santo, adaptado de SEAMA (1980)

1. Itaúnas
2. São Mateus
3. Doce
4. Riacho
5. Reis Magos
6. Santa Maria da Vitória
7. Jacu
8. Guarapari
9. Benevente
10. Rio Novo
11. Itapemirim
12. Itabapoana

Clima

A região encontra-se em zona caracterizada por chuvas tropicais de verão, com estação seca durante o outono e inverno. Porém, as duas últimas estações podem registrar precipitações frontais de descargas devidas às massas polares. A temperatura média anual é de 22° C, ficando a média das máximas entre 28° e 30° C, enquanto que as mínimas apresentam-se em torno de 15° C.

Tanto os dados levantados pelo Centro Tecnológico de Hidráulica da Universidade de São Paulo (CTH/USP) entre fevereiro de 1972 e janeiro de 1973 (Bandeira *et al.* 1975), quanto os fornecidos pela EMCAPA (1981), demonstram que os ventos de maior frequência e maior intensidade são os provenientes dos quadrantes NE-ENE e SE, respectivamente. Os primeiros estão associados aos ventos alísios, que sopram durante a maior parte do ano, enquanto que os de SE estão relacionados às frentes frias que chegam periodicamente à costa capixaba.

Ondas

Os dados obtidos pela CTH/USP em 1972-1973 na planície deltaica do rio Doce, indicaram que as ondas procedem de dois setores principais NE-E e SE-E, com predominância do primeiro (Bandeira *et al.* 1975). Estas ondas são geradas pelos dois sistemas de ventos existentes na região. As ondas do setor sul, associadas às frentes frias, embora sejam menos frequentes, são mais energéticas do que as do quadrante NE. Martin *et al.* (1993) destacam que este modelo pode ser perturbado pelo Fenômeno El Niño. Em período de ação deste fenômeno, a passagem das ondas meridianas de média e alta troposfera é bloqueada pela presença de forte e permanente corrente de jato subtropical. Este bloqueio faz com que as zonas frontais permaneçam no S e SE do Brasil, originando alta pluviosidade, enquanto que ao norte, ocorre seca. Em janeiro e fevereiro de 1995, sob o efeito do Fenômeno El Niño, o Estado de São Paulo registrou altos índices pluviométricos, enquanto no Espírito Santo foram extremamente baixos. Consequentemente, nos períodos de atuação do Fenômeno El Niño, as ondas do setor sul, geradas pelas advecções polares, não atingem o litoral capixaba, o que faz com que as frentes de ondas sejam originadas somente pelos ventos do NE-E.

Os dados sobre altura e período das ondas obtidas pelo INPH (Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias), entre março de 1979 a setembro de 1980, nas proximidades do porto de Tubarão, Vitória revelam que a altura significativa das ondas para o litoral pouco ultrapassa 1,5 m, sendo as alturas de 0,9 e 0,6 m as mais frequentes. O período frequente está em torno de 5 a 6,5 s, sendo o máximo encontrado de 11,5 s.

Tipologia das praias e índice de mobilidade associado

A interação entre os elementos geológicos e climáticos no litoral do Estado do Espírito Santo resulta na grande diversidade de tipologias das praias, com diferentes comportamentos erosivos e construtivos, segundo Albino *et al.* (2001).

Nos Setores 1 e 2, onde o desenvolvimento das planícies costeiras está associado às desembocaduras fluviais, observa-se a complexa morfodinâmica de regiões costeiras com desembocadura fluvial. Na evolução geológica da planície deltaica do rio Doce, e ainda atualmente, destaca-se, além do volumoso aporte sedimentar, a atuação do fluxo do rio no bloqueio e sedimentação dos sedimentos transportados pela corrente longitudinal. Desta forma, as praias apresentam-se extensas, associadas a dunas frontais, compostas por areias litoclásticas grossas e médias provenientes dos rios Doce, São Mateus e Itaúnas (Albino & Suguio, 1999). Nas proximidades da desembocadura do rio Itaúnas, a extensa área de dunas móveis soterrou o povoado local. As inversões sazonais na direção e intensidade da corrente longitudinal, em função do sistema dos ventos e ondas no litoral capixaba, são responsáveis pelos eventos erosivos ora nas praias situadas ao sul ora ao norte das desembocaduras, como recentemente verificado na praia de Povoação situada ao norte da desembocadura fluvial do rio Doce. As freqüentes frentes frias, com ventos provenientes de sudoeste e aumento dos índices pluviométricos, direcionam a corrente longitudinal de sul para norte e aumentam a descarga do rio que bloqueia o trânsito de sedimentos causando erosão praial. A situação erosiva mais alarmante, devido à ocupação urbana e à intensificação das frentes frias, é a erosão do bairro da Bugia, em Conceição da Barra. Situado sobre a barra fluvial do rio Cricaré envergada para o sul, como resultado da deriva de sedimentos mais atuante, o bairro encontra-se completamente destruído pelo processo erosivo resultante da inversão da direção das correntes longitudinais, aumento da precipitação pluviométrica e da energia das ondas. Observa-se atualmente sedimentação na margem sul do rio como parte das alterações morfológicas da desembocadura (Vale, 1999).

No Setor 3 a presença dos terraços de abrasão presentes na antepraia e na plataforma continental interna dissipam a energia das ondas incidentes, o que reduz a amplitude de variação das alturas das ondas incidentes e resultam em pequena variação topográfica sazonal dos perfis praias, destacam a ação hidrodinâmica das marés e atuam como armadilhas para a retenção de sedimentos na antepraia (Albino & Oliveira, 1995). Desta forma, as praias apresentam-se com tipologia dissipativa ou intermediária, segundo a classificação de Wright *et al.* (1979), associadas a dunas frontais geralmente alteradas ou parcialmente destruídas pela intensa ocupação urbana. A composição das areias é predominantemente bioclástica, entre 65 a 95%, mesmo nas épocas chuvosas, com maior aporte de sedimentos fluviais (Albino, 2000).

No Setor 4 as inversões na direção da corrente longitudinal e a intensificação da energia das ondas geram alternâncias no sentido dos transportes longitudinal e transversal e a variação topográfica sazonal nas praias. Os afloramentos rochosos causam o bloqueio dos sedimentos transportados proporcionando a reconstituição morfológica do litoral com retomada das condições meteo-oceanográficas. Aliado a este bloqueio de sedimentos, os aportes fluviais dos rios Santa Maria, Jucu, Gurarapari e Benevente contribuem para o desenvolvimento de praias extensas, compostas por areias litoclásticas, associadas a dunas frontais e tipologia condicionada ao grau de exposição às ondas incidentes e proximidade de afloramentos rochosos. Separadas pela ponta da Fruta, as praias da Fruta e Baleia, litoral de Vila Velha, apresentam tipologias praias opostas. A primeira, situada ao sul do afloramento rochoso, apresenta-se dissipativa, protegida das ondas provenientes de NE, recebe e mantém os sedimentos trazidos pela correntes longitudinais provenientes de SW. A praia da Baleia, ao norte do promontório, encontra-se exposta às ondas incidentes e com tipologia refletiva (Albino, 1996). Deve-se salientar que este litoral sofre alterações morfo-sedimentares devido à intensa ocupação urbana, já que corresponde ao setor da região metropolitana de Vitória e Guarapari, capital e principal balneário do Estado, respectivamente. A construção do Porto de Tubarão na enseada da praia de Camburi em Vitória, alterou a morfologia do fundo da baía do Espírito Santo e o padrão da direção das ortogonais das ondas, o que vem causando erosão desde a década de 1980. A ocupação sobre dunas e bermas vem, em alguns setores praias, sendo responsável pela diminuição dos sedimentos disponíveis para a adaptação morfodinâmica das praias, como o ocorrido no litoral de Vila Velha, Anchieta e Piúma. Nos curtos trechos deste litoral, onde as falésias da Formação Barreiras estão em contato com a praia, verifica-se que a ausência de afloramentos rochosos e conseqüente alto grau de exposição às ondas vem desencadeando o processo erosivo sobre os depósitos terciários.

No Setor 5, as praias apresentam tipologia dissipativa, com pequena declividade e suprimento de areias fluviais finas, provenientes dos aportes fluviais dos rios Itapemirim e Itabapoana. Estão associadas a dunas frontais, geralmente alteradas pelos calçadões e quiosques, como no Balneário de Marataízes, o que indisponibiliza os sedimentos costeiros ao transporte, causando erosão por ocasião de incremento na energia das ondas. Nas praias limitadas pelos tabuleiros da Formação Barreiras os processos erosivos, quando intensificados pelas passagens das frentes frias, ameaçam localmente os depósitos terciários.

3. EROSÃO E PROGRADAÇÃO

Subdivisão e síntese da classificação geomorfológica

Os resultados quanto à classificação das unidades costeiras e à tendência erosiva, progradacional ou estável da costa são apresentados subdivididos nos setores geomorfológicos propostos por Martin *et al.* (1996), conforme apresentado na Prancha I.

No Setor 1 observa-se que a costa, caracterizada por planícies costeiras estreitas com contribuição de aportes fluviais e limitadas pelos tabuleiros da Formação Barreiras, está associada a praias dissipativas e intermediárias, com dunas frontais, expostas às ondas incidentes e em retrogradação.

O Setor 2, que corresponde à planície deltaica do rio Doce, é caracterizado por praias intermediárias, associadas a cordões litorâneos largos. Apresenta tendência estável e progradacional. Eventos erosivos estão associados à desembocadura fluvial, devido às alterações na direção da deriva litorânea e da descarga fluvial.

O Setor 3 é caracterizado por falésias vivas da Formação Barreiras ou planícies costeiras estreitas e costa recortada. As praias apresentam-se dissipativas e intermediárias, com presença de terraço de abrasão laterítico da Formação Barreiras na antepraia, dunas frontais e areias de composição mistas. Encontra-se em retrogradação devido ao pequeno aporte fluvial e à vulnerabilidade abrasiva das areias carbonáticas.

No Setor 4 a costa é caracterizada pela alternância dos afloramentos de rochas cristalinas e dos afloramentos dos tabuleiros da Formação Barreiras com as estreitas planícies quaternárias. O litoral muito recortado apresenta praias dissipativas, intermediárias e refletivas, com diferentes comportamentos retro ou progradante, em função do grau de exposição à entrada de ondas, das armadilhas para reter os sedimentos costeiros e da ocupação humana inadequada.

No Setor 5 a costa é caracterizada por falésias vivas da Formação Barreiras e/ou por estreitas planícies costeiras associadas a praias dissipativas e em retrogradação. A planície costeira adjacente à desembocadura do rio Itabapoana apresenta-se extensa e associada a praias intermediárias e dissipativas expostas, com dunas frontais e comportamento estável a progradante.

Descrição detalhada das áreas com tendência erosiva ou progradacional significativa

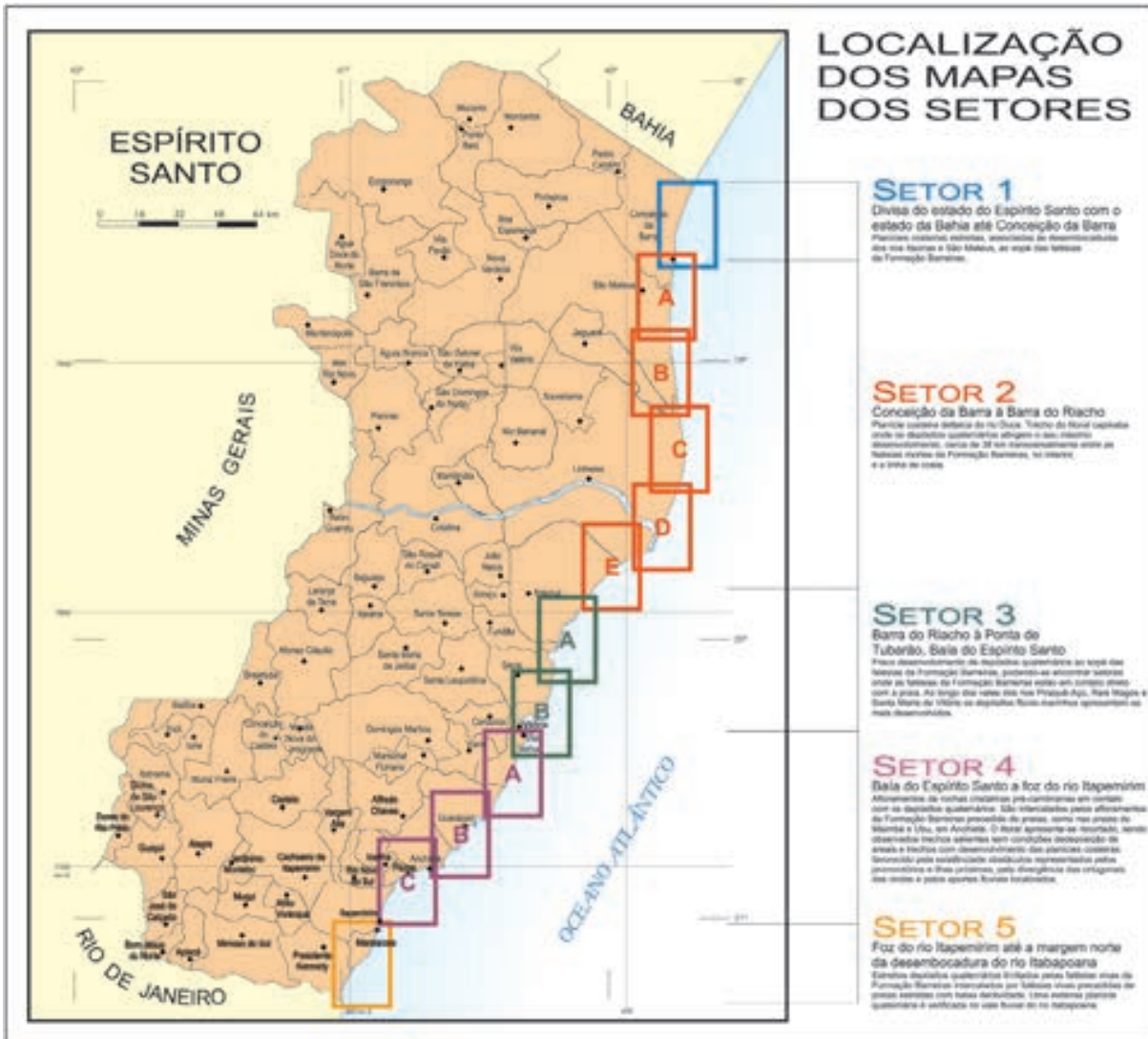
► Setor 1 – Itaúnas, Bugia e Guaxindiba, em Conceição da Barra

O litoral entre Ponta dos Lençóis e Conceição da Barra encontra-se em retrogradação (Prancha II). Em Itaúnas, o processo erosivo é verificado aproximadamente há dez anos, desencadeando, segundo os moradores locais e proprietários dos quiosques, a necessidade de migração das instalações rumo ao continente. Outra evidência verificada, segundo informação pessoal dos autores do presente trabalho, é o aumento do volume exposto do arenito de praia (*beachrock*) localizado na atual zona de arrebentação (Prancha III, A), que há 8 anos encontrava-se parcialmente emerso na zona de espraiamento.

O mais intenso processo erosivo desse setor é registrado na barra fluvial na margem norte do rio São Mateus, onde situava-se o Bairro de Bugia, atualmente destruído pelas ondas (Prancha III, B).

As alterações da morfologia da boca estuarina do Rio São Mateus nos últimos 30 anos foram analisadas por Vale (1999) e associadas às adaptações resultantes da integração entre os elementos climáticos, hidrográficos, oceanográficos, fitogeográficos e de uso da terra. A alteração mais acentuada foi verificada a partir de 1992, com o aumento dos índices pluviométricos e fluviométricos, muito provavelmente decorrentes de maior frequência, intensidade e durabilidade das frentes frias, que resultou na destruição do pontal envergado para sul, onde situava-se o bairro de Bugia, e o desenvolvimento do pontal arenoso envergado para norte e com inflexão para o continente. A morfologia do pontal arenoso está associada às inversões das correntes longitudinais e à complexa interação entre o fluxo fluvial e a energia praial, típico de sistemas flúvio-marinhos. A partir de 1994, com a destruição do pontal da margem norte do rio, a praia adjacente, de Guaxindiba, vem apresentando retrogradação acelerada, resultante do desequilíbrio sedimentológico da região (Prancha III, C).

Prancha I



237

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS UTILIZADAS NOS MAPAS DOS SETORES

Rede viária
 — Rodovia
 — Ferrovias
 Identificação de Rodovia
 ● Estadual
 ● Federal
 ∩ Ponte
 — Porto
 ✕ Aeroporto

Localidades
 VILA Sedes municipais
 Iriri Bairros ou Povoados
 Mancha urbana

Hidrografia
 — Curso d'água intermitente
 — Lagos ou Lagoas

Projeção: UTM
 (Universal Transversa de Mercator)

Coordenadas quilométricas equidistantes em 4 km, originadas no Equador e Meridiano central do fuso (39°W de Greenwich), acrescidas das constantes 10.000 m e 500 m respectivamente.

Datum Horizontal: Córrego Alegre (MG)

Toponímia: baseada em Cartas Topográficas do IBGE

DOCUMENTAÇÃO CONSULTADA

EMBRAPA. www.cdbrazil.cnpem.embrapa.br/

EMCAPER/IDAF. Mapa Planialtimétrico do Espírito Santo, escala 1:400.000. 1998.

IBGE. Carta do Brasil 1:50.000. Folhas: Nova Almeida (1978); Vitória (1980); Guarapari (1978); Pruma (1978); Rio Novo do Sul (1978); Itapemirim (1978) e Itabapoana (1978)

IBGE. Carta do Brasil 1:100.000. Folhas: São Mateus (1978); Rio Doce (1978) e Aracruz (1978)

MARTIN et al. (1996,1997)

REGISTROS de trabalhos de campo realizados pela equipe em 2000 e 2001.

SUDENE. Carta topográfica 1:100.000. Folha Mucuri (1982).

Prancha II

SETOR 1

Divisa do estado do Espírito Santo com o estado da Bahia até Conceição da Barra

Costa caracterizada por planícies costeiras estreitas, com contribuição de aportes fluviais, e limitadas pelos tabuleiros da Formação Barreiras. Praias dissipativas e intermediárias com dunas frontais, expostas e em retrogradação.

LEGENDA

I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA

- Costão rochoso cristalino
- Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
- Planície de cristas de praia
- Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras

II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA

- a - Cordão litorâneo largo
- b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
- c - Portal
- d - Dunas parabólicas
- e - Dunas barcanas ou barcanóides
- f - Dunas transversais
- g - Manguezal

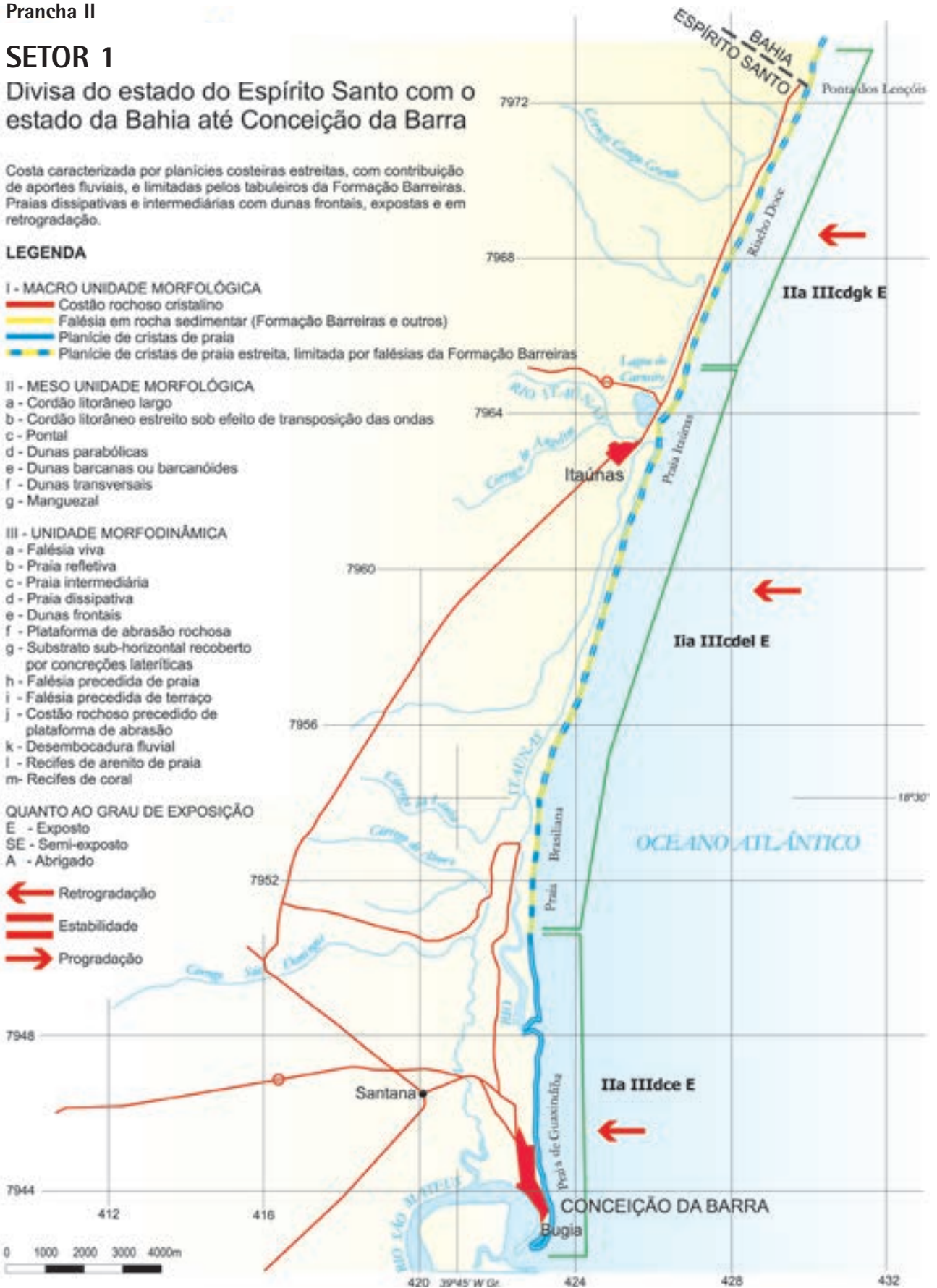
III - UNIDADE MORFODINÂMICA

- a - Falésia viva
- b - Praia refletiva
- c - Praia intermediária
- d - Praia dissipativa
- e - Dunas frontais
- f - Plataforma de abrasão rochosa
- g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
- h - Falésia precedida de praia
- i - Falésia precedida de terraço
- j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
- k - Desembocadura fluvial
- l - Recifes de arenito de praia
- m - Recifes de coral

QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO

- E** - Exposto
- SE** - Semi-exposto
- A** - Abrigado

- ← Retrogradação
- ▬▬▬ Estabilidade
- Progradação



238

Prancha III

A.
Praia Itaúnas, em Conceição da Barra,
com arenito de praia (*beachrock*)
exposto na zona de arrebentação
(Agosto de 2000)



B.
Praia de Guaxindiba, em Conceição da
Barra. Praia situada ao norte do
pontal do rio (Bugia), também
apresenta retrogradação acentuada.
(Agosto de 2000)



C.
Praia da Bugia, em Conceição da
Barra. Destruição das residências da
rua à beira mar e tentativas de
contenção da erosão pela população
local. (Agosto de 2000)



► **Setor 2 – Meleiras, em Conceição da Barra, Barra Seca, em São Mateus , Pontal do Ipiranga e Povoação, em Linhares**

O litoral correspondente à planície deltaica do rio Doce (Pranchas IV a X) encontra-se de maneira geral em progradação e/ou estabilidade da linha de costa, com desenvolvimento de planícies de cordões litorâneos e contínuo aporte fluvial dos rios São Mateus, Mariricu, Barra Seca, Doce e Riacho. Eventos erosivos sazonais são verificados em regiões de grande mobilidade morfológica, tais como as proximidades de desembocaduras fluviais e nos cordões litorâneos estreitos limitados por corpos lagunares.

No Setor 2A (Prancha IV), situada na margem sul do rio São Mateus, e portanto associada ao evento erosivo de Bugia, Conceição da Barra, a praia de Meleiras apresenta evidências de alcance das ondas durante o espraiamento sobre o cordão litorâneo vegetado. Estas evidências são representadas por *overwash* sobre a vegetação de restinga e pela abundância de raízes suspensas na base do cordão. Por se tratar de uma praia com pequena declividade da antepraia (Prancha VII, A), é esperado que este alcance seja comum em situações de maré alta e/ou de maior intensidade de ondas e ventos.

No litoral onde situa-se a localidade de Barra Seca (Prancha V), a alta exposição deste litoral às ondas incidentes, a tipologia dissipativa da praia e a presença do rio à retaguarda do cordão litorâneo favorecem que, por ocasião de aumento relativo do nível do mar junto a costa, seja por entrada de frentes frias e/ou aumento nos índices pluviométricos, as ondas alcancem os cordões (Prancha VII, B). Desta forma, o espraiamento das ondas sobre estes pode indicar comportamento morfodinâmico sazonal da praia e não tendência erosiva. Rumo ao sul, há poucos quilômetros de Barra Seca, a praia de Pontal do Ipiranga (Prancha VI) apresenta-se em progradação com expansão da vegetação sobre dunas frontais embrionárias (Prancha VII, C).

Nas proximidades da desembocadura do rio Doce (Prancha VIII), a praia de Povoação apresenta erosão durante a entrada de frentes frias, enquanto que a praia de Regência apresenta progradação. As frentes frias, acompanhadas de chuva intensas e enchentes do rio, desenvolvem o efeito de molhe hidráulico, conforme apresentado por Dominguez *et al.* (1993). Esta situação pôde ser verificada ao final de 1996, quando o déficit de sedimentos a sotamar do rio, na praia de Povoação, levou ao desequilíbrio do perfil praiado, e ao pequeno engordamento do perfil da praia de Regência (Prancha IX, A e IX, B). Com a diminuição da descarga fluvial, os sedimentos provenientes de sul, trazidos pela corrente longitudinal alcançam a praia de Povoação e esta volta a progredir. A recuperação da praia foi comprovada no levantamento topográfico realizado em 2000 (Prancha IX, C), quando pôde-se observar o desenvolvimento do extenso pós-praia sobre a área anteriormente erodida e ocupada, o que vem propiciando a fixação da vegetação de restinga. Verifica-se,

portanto, que os eventos erosivos são sazonais e associados à dinâmica entre a descarga fluvial, as inversões nas direções da corrente longitudinal e às armadilhas para reter os sedimentos.

As estações situadas ao sul da desembocadura apresentaram tendências à construção e/ou à estabilidade (Prancha X). Os cordões arenosos largos e as dunas frontais à retaguarda das praias associadas à planície deltaica do rio Doce encontram-se bem conservados em função da ocupação humana rarefeita. As areias que compõem estas feições, e ainda as das praias extensas associadas, estariam disponíveis para a migração para a antepraia, como resposta da adaptação morfológica do perfil à possível subida do nível do mar, conforme o modelo de adaptação praial proposto por Brunn (1962). Esta situação é observada então das praias de Comboios e de Barra do Riacho nas quais somente observa-se o *overwash* sobre os cordões em épocas de incremento dos índices pluviométricos e da altura das ondas incidentes.

Prancha VII

A.
Praia de Meleiras, em Conceição da Barra. Margem sul da desembocadura do rio São Mateus. Espraçamento das dunas junto a duna frontal. (Agosto de 2000)



B.
Praia de Barra Seca, em São Mateus. Evidências de *overwash* sobre o cordão vegetado. (Agosto de 2000)



C.
Praia Pontal do Ipiranga, em Linhares. Formação de dunas frontais com fixação de vegetação. (Agosto de 2000)



Prancha IV
SETOR 2A

Planície costeira deltaica do rio Doce que se estende de Conceição da Barra à Barra do Riacho

Planície deltaica do rio Doce. Praias intermediárias, associadas a cordões largos. Tendência estável e progradação. Eventos erosivos estão associados à desembocadura fluvial, devido às alterações na direção da deriva litorânea e da descarga fluvial.

LEGENDA

- I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA**
 - Costão rochoso cristalino
 - Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
 - Planície de cristas de praia
 - Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras

- II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA**
 a - Cordão litorâneo largo
 b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
 c - Pontal
 d - Dunas parabólicas
 e - Dunas barcanas ou barcanóides
 f - Dunas transversais
 g - Manguezal

- III - UNIDADE MORFODINÂMICA**
 a - Falésia viva
 b - Praia refletiva
 c - Praia intermediária
 d - Praia dissipativa
 e - Dunas frontais
 f - Plataforma de abrasão rochosa
 g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
 h - Falésia precedida de praia
 i - Falésia precedida de terraço
 j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
 k - Desembocadura fluvial
 l - Recifes de arenito de praia
 m - Recifes de coral

- QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO**
 E - Exposto
 SE - Semi-exposto
 A - Abrigado

- ← Retrogradação
 = Estabilidade
 → Progradação



Prancha V

SETOR 2B

Planície costeira deltaica do rio Doce que se estende de Conceição da Barra à Barra do Riacho

Planície deltaica do rio Doce. Praias intermediárias, associadas a cordões largos. Tendência estável e progradação. Eventos erosivos estão associados à desembocadura fluvial, devido às alterações na direção da deriva litorânea e da descarga fluvial.

LEGENDA

- I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA
- Costão rochoso cristalino
 - Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
 - Planície de cristas de praia
 - Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras

- II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA
- a - Cordão litorâneo largo
 - b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
 - c - Pontal
 - d - Dunas parabólicas
 - e - Dunas barcanas ou barcanóides
 - f - Dunas transversais
 - g - Manguezal

- III - UNIDADE MORFODINÂMICA
- a - Falésia viva
 - b - Praia refletiva
 - c - Praia intermediária
 - d - Praia dissipativa
 - e - Dunas frontais
 - f - Plataforma de abrasão rochosa
 - g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
 - h - Falésia precedida de praia
 - i - Falésia precedida de terraço
 - j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
 - k - Desembocadura fluvial
 - l - Recifes de arenito de praia
 - m - Recifes de coral

QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO

- E - Exposto
- SE - Semi-exposto
- A - Abrigado

- ← Retrogradação
- ▬ Estabilidade
- Progradação



Prancha VI

SETOR 2C

Planície costeira deltaica do rio Doce que se estende de Conceição da Barra à Barra do Riacho

Planície deltaica do rio Doce. Praias intermediárias, associadas a cordões largos. Tendência estável e progradação. Eventos erosivos estão associados à desembocadura fluvial, devido às alterações na direção da deriva litorânea e da descarga fluvial.

LEGENDA

I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA

- Costão rochoso cristalino
- Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
- Planície de cristas de praia
- Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras

II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA

- a - Cordão litorâneo largo
- b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
- c - Pontal
- d - Dunas parabólicas
- e - Dunas barcanas ou barcanóides
- f - Dunas transversais
- g - Manguezal

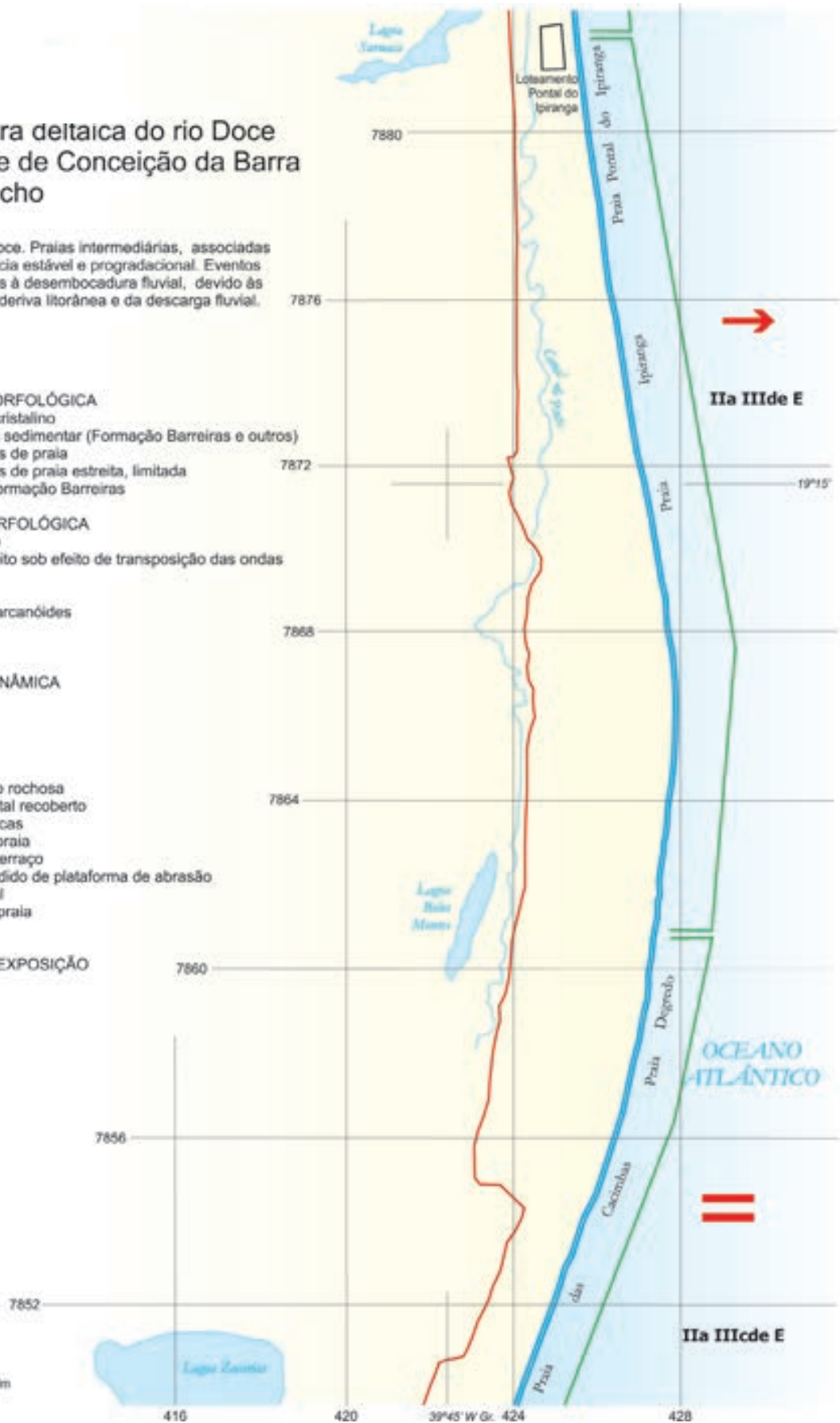
III - UNIDADE MORFODINÂMICA

- a - Falésia viva
- b - Praia refletiva
- c - Praia intermediária
- d - Praia dissipativa
- e - Dunas frontais
- f - Plataforma de abrasão rochosa
- g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
- h - Falésia precedida de praia
- i - Falésia precedida de terraço
- j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
- k - Desembocadura fluvial
- l - Recifes de arenito de praia
- m - Recifes de coral

QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO

- E - Exposto
- SE - Semi-exposto
- A - Abrigado

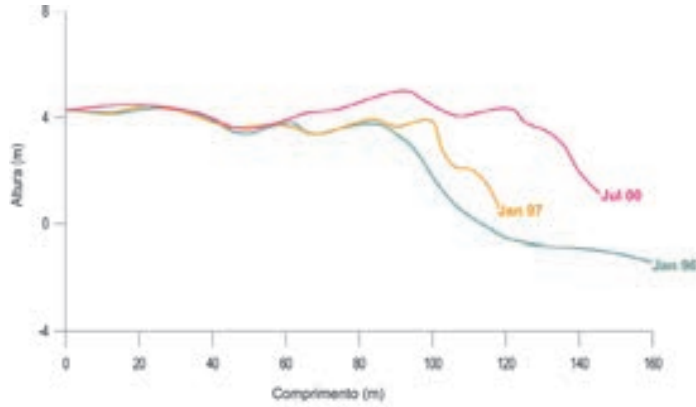
- ← Retrogradação
- Estabilidade
- Progradação



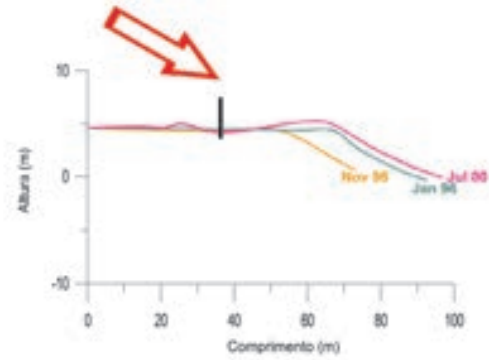
Prancha IX

Variação topográfica dos perfis transversais da praia de Regência e Povoação, em Linhares, entre 1996 e 2000.

a. praia de Regência



b. praia de Povoação



246



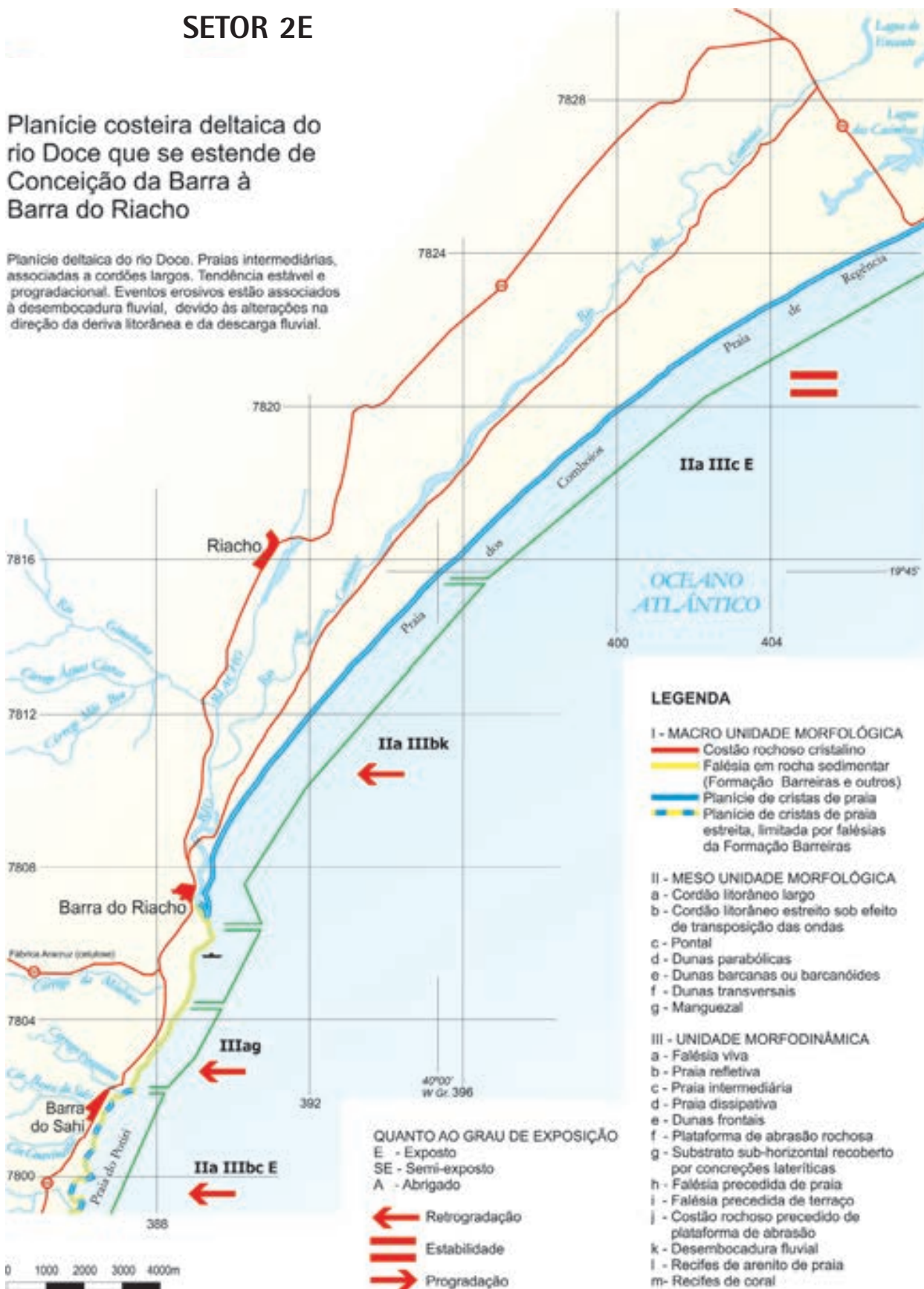
Praia de Povoação, em Linhares. Ao lado, destruição de casas e espraio das ondas próximo ao poste de luz (novembro de 1996). Abaixo reconstrução da praia após intensa retrogradação. Na pós-praia observa-se o local onde existia o poste de luz, mostrado na foto, levado pelas ondas. O processo erosivo ameaçou o poste da rua transversal à praia, situado a 37,5 m de distância do poste de luz destruído. (agosto de 2000). As setas vermelhas indicam a mesma posição no perfil e nas fotos.



Prancha X
SETOR 2E

Planície costeira deltaica do rio Doce que se estende de Conceição da Barra à Barra do Riacho

Planície deltaica do rio Doce. Praias intermediárias, associadas a cordões largos. Tendência estável e progradação. Eventos erosivos estão associados à desembocadura fluvial, devido às alterações na direção da deriva litorânea e da descarga fluvial.



► Setor 3 – Nova Almeida, Capuba e Manguinhos, no município da Serra

De Barra do Riacho a Vitória, o litoral é caracterizado por falésias vivas da Formação Barreiras e por praias, ora limitadas por planícies estreitas ora precedidas pelas falésias, com tipologia dissipativa e intermediária, predominantemente de terraço de baixa-mar, devido aos substratos sub-horizontais recobertos por concreções lateríticas na zona submersa. A tendência erosiva verificada deste trecho (Pranchas XI e XII) deve-se ao pequeno aporte fluvial e à vulnerabilidade abrasiva dos aportes marinhos. A distribuição esparsa das couraças lateríticas da Formação Barreiras e a conseqüente menor dissipação das ondas incidentes, intensifica o processo erosivo em algumas praias.

Deve-se destacar que o município da Serra é integrante da Grande Vitória e que seu litoral é extremamente ocupado por residências permanentes e de veraneio. Esta urbanização se dá sobre os cordões litorâneos estreitos e sobre as dunas frontais. Desta forma, o precário estado de conservação e/ou a destruição das dunas frontais, presentes à retaguarda das praias dissipativas, intensifica a vulnerabilidade erosiva deste litoral e ameaça as construções, mesmo sob condições de tempo bom, como verificado em Nova Almeida (Pranchas XI e XIII, A).

Rumo ao sul, desde a praia de Capuba até as praias de Manguinhos e Bicanga (Pranchas XI e XII), segundo apresentado por Albino (1999), a disposição caótica dos terraços de abrasão e a convergência preferencial das ortogonais das ondas por ocasião de incremento nas frequências e intensidades das frentes frias, causou a destruição de calçamentos e das edificações realizadas à beira-mar (Prancha XIII, B e C).

Neste setor destaca-se, portanto, além da tendência natural à erosão da costa, a ocupação indevida sobre áreas dinamizadas da praia e destruição das dunas frontais, que estão associadas a praias dissipativas e intermediárias, típicas deste setor costeiro.





Prancha XI
SETOR 3A

Barra do Riacho à Ponta de Tubarão, Baía do Espírito Santo

Costa recortada, caracterizada por falésias vivas da Formação Barreiras ou planícies costeiras estreitas. Praias dissipativas e intermediárias, com presença de terraço de abrasão lateralítico da Formação Barreiras na antepraia, dunas frontais e areias de composição mistas. Encontra-se em retrogradação devido ao pequeno aporte fluvial e à vulnerabilidade abrasiva das areias carbonáticas.

LEGENDA

I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA

-  Costão rochoso cristalino
-  Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
-  Planície de cristas de praia
-  Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras

II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA

- a - Cordão litorâneo largo
- b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
- c - Pontal
- d - Dunas parabólicas
- e - Dunas barcanas ou barcanóides
- f - Dunas transversais
- g - Manguezal

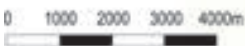
III - UNIDADE MORFODINÂMICA

- a - Falésia viva
- b - Praia refletiva
- c - Praia intermediária
- d - Praia dissipativa
- e - Dunas frontais
- f - Plataforma de abrasão rochosa
- g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
- h - Falésia precedida de terraço
- i - Falésia precedida de plataforma de abrasão
- j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
- k - Desembocadura fluvial
- l - Recifes de arenito de praia
- m - Recifes de coral

QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO

- E - Exposto
- SE - Semi-exposto
- A - Abrigado

-  Retrogradação
-  Estabilidade
-  Progadação



Prancha XII

SETOR 3B

Barra do Riacho à Ponta de Tubarão, Baía do Espírito Santo

Costa recortada, caracterizada por falésias vivas da Formação Barreiras ou planícies costeiras estreitas. Praias dissipativas e intermediárias, com presença de terraço de abrasão laterítico da Formação Barreiras na antepraia, dunas frontais e areias de composição mistas. Encontra-se em retrogradação devido ao pequeno aporte fluvial e à vulnerabilidade abrasiva das areias carbonáticas.



LEGENDA

- I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA
 - Costão rochoso cristalino
 - Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
 - Planície de cristas de praia
 - Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras
- II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA
 - a - Cordão litorâneo largo
 - b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
 - c - Pontal
 - d - Dunas parabólicas
 - e - Dunas barcanas ou barcanóides
 - f - Dunas transversais
 - g - Manguezal
- III - UNIDADE MORFODINÂMICA
 - a - Falésia viva
 - b - Praia refletiva
 - c - Praia intermediária
 - d - Praia dissipativa
 - e - Dunas frontais
 - f - Plataforma de abrasão rochosa
 - g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
 - h - Falésia precedida de praia
 - i - Falésia precedida de terraço
 - j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
 - k - Desembocadura fluvial
 - l - Recifes de arenito de praia
 - m - Recifes de coral

- QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO
- E - Exposto
 - SE - Semi-exposto
 - A - Abrigado
- ← Retrogradação
 - Estabilidade
 - Progradação

250

Prancha XIII

A.
Praia de Nova Almeida, no município da Serra. Falésias vivas e planícies costeiras estreitas urbanizadas, com espraiamento das ondas sobre dunas frontais sem conservação. (Maio de 2000)



B.
Praia de Capuba, no município da Serra. Retrogradação destruindo calçamento e expondo manilhas de esgoto. (Agosto de 2000)



C.
Praia de Manguinhos, no município da Serra. Retrogradação iniciada em 1996 destruiu a estrada e ameaçou residências à beira mar. Em 1999, a partir do início da recuperação da praia, a associação dos moradores se mobilizou para impedir o trânsito de automóveis neste trecho e reintroduzir a vegetação nativa de restinga. (Novembro de 1996)



► **Setor 4 – Praias de Camburi, em Vitória, Santa Mônica, em Guarapari e Maimbá, em Anchieta**

A geomorfologia costeira deste setor, caracterizada por afloramentos de rochas cristalinas, por falésias e terraços de abrasão da Formação Barreiras e por planícies sedimentares, é responsável por um litoral diversificado quanto ao grau de exposição às ondas incidentes e quanto à tendência progradação, retrogradação ou estável (Pranchas XIV, XV e XVII). Por compreender a Região Metropolitana da Grande Vitória e pela balneabilidade do litoral ao sul da capital, este setor apresenta-se intensamente urbanizado e industrializado, acarretando e/ou acelerando desequilíbrios sedimentares da zona costeira.

O problema erosivo mais antigo e preocupante deste setor é o verificado na praia de Camburi, Vitória. A intensa urbanização na orla da praia iniciou-se na década de 1960, com a construção do Porto de Tubarão em 1965. O Complexo portuário alterou o padrão de chegada de ondas, intensificando a altura destas na porção central da praia e decréscimo na porção norte, como resultado da difração e refração das ondas a partir do enrocamento e de um canal dragado com 21 m de profundidade transversal à Ponta de Tubarão (Melo & Gonzalez, 1995). A partir de então inúmeras outras alterações se seguiram, a fim de viabilizar o crescimento urbano e/ou solucionar o processo erosivo, contribuindo para manter ou mesmo agravar a situação erosiva ao longo dos anos. A mais recente intervenção, iniciada em janeiro de 1999, se traduziu na construção de um terceiro espigão ao longo da praia e no despejo de areias sobre a praia emersa. O acompanhamento topográfico e granulométrico das areias da praia de Camburi após a intervenção, realizado por Albino *et al.* (prelo), indicou que, nos 6 primeiros meses houve a diminuição da fração fina das areias mal selecionadas despejadas, com concomitante recuo da praia. A fração fina, mobilizada pelas ondas, foi transportada longitudinalmente a praia, rumo a Ponta de Tubarão e devido aos espigões que bloqueiam a deriva litorânea, houve o desenvolvimento de setores de maior progradação, a barlamar, e recuo mais acelerado, a sotamar. Nos 14 meses que se seguiram, percebe-se que a adaptação morfotextural da praia obedece às imposições das estruturas de engenharia e vem se dando de forma lenta. Exceção de épocas de entrada de ondas de S-SE, direção que a praia encontra-se exposta, quando o recuo da antepraia é acelerado, expondo os minerais pesados que estão depositados sob as areias quartzosas retiradas pelas ondas incidentes (Prancha XVI, A).

Rumo ao sul, no município de Guarapari, as situações de retrogradação mais evidentes são verificadas em praias dissipativas de baixa energia. Por serem propícias para banho, a procura e a urbanização realizada por veranistas são intensas e geralmente realizadas nos locais mais próximos e dinamizados da linha de costa. Desta forma, por ocasião de frentes frias, a baixa declividade da antepraia permite o alcance do espraiamento das ondas sobre as construções, como verificado em Santa Mônica (Prancha XVI, B). Situação similar ocorre na praia de Coqueiros,

Piúma (Pranchas XVII e XVIII, A), onde a praia dissipativa sofre retrogradação acelerada durante a entrada das frentes frias, destruindo os quiosques construídos sobre o pós-praia e ameaçando a estrada beira-mar, muito provavelmente implantada sobre as dunas frontais atualmente inexistentes.

Outros trechos onde evidencia-se retrogradação do litoral são os caracterizados pelas falésias da Formação Barreiras em contato com a praia, resultado da exposição às ondas e a ausência de aporte de sedimentos, como verificado em Maimbá, Anchieta (Prancha XVI, C). As ondas incidentes vêm erodindo os depósitos terciários, vulnerabilizando a rodovia estadual.

Por outro lado, existem praias deste litoral que mesmo sendo dissipativas e urbanizadas, a rugosidade da costa causa a dissipação das ondas e o bloqueio dos sedimentos transportados, proporcionando a estabilidade ou a pronta reconstituição morfológica com a retomada das condições meteo-oceanográficas de tempo bom, como a praia de Itaipava (Pranchas XVII e XVIII, B). A variação morfológica do perfil praial, sem necessariamente indicar uma tendência retroprogradante, é também verificada na praia do Pontal do Itapemirim, cuja proximidade da foz do rio Itapemirim, faz com que a praia esteja submetida aos complexos processos hidro-sedimentológicos de desembocaduras fluviais, agravados por ocasião de passagem de frentes frias e incremento nos índices pluviométricos (Prancha XVIII, C).

► **Sector 5 – Praias de Marataízes, em Marataízes, Cações e Neves, em Presidente**

Prancha XIV

SETOR 4A

Baía do Espírito Santo
a foz do rio Itapemirim

Costa caracterizada pela alternância dos afloramentos de rochas cristalinas e dos afloramentos dos tabuleiros da Formação Barreiras com as estreitas planícies quaternárias. Litoral muito recortado, com praias dissipativas, intermediárias e refletivas, com diferentes comportamentos retro ou progradante em função do grau de exposição à entrada de ondas, das armadilhas para reter os sedimentos costeiros e da ocupação humana inadequada.

LEGENDA

- I - MACRO UNIDADE MORFOLÓGICA**
- Costão rochoso cristalino
 - Falésia em rocha sedimentar (Formação Barreiras e outros)
 - Planície de cristas de praia
 - Planície de cristas de praia estreita, limitada por falésias da Formação Barreiras

- II - MESO UNIDADE MORFOLÓGICA**
- a - Cordão litorâneo largo
 - b - Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas
 - c - Pontal
 - d - Dunas parabólicas
 - e - Dunas barcanas ou barcanóides
 - f - Dunas transversais
 - g - Manguezal

- III - UNIDADE MORFODINÂMICA**
- a - Falésia viva
 - b - Praia refletiva
 - c - Praia intermediária
 - d - Praia dissipativa
 - e - Dunas frontais
 - f - Plataforma de abrasão rochosa
 - g - Substrato sub-horizontal recoberto por concreções lateríticas
 - h - Falésia precedida de praia
 - i - Falésia precedida de terraço
 - j - Costão rochoso precedido de plataforma de abrasão
 - k - Desembocadura fluvial
 - l - Recifes de arenito de praia
 - m - Recifes de coral

- QUANTO AO GRAU DE EXPOSIÇÃO
- E - Exposto
 - SE - Semi-exposto
 - A - Abrigado

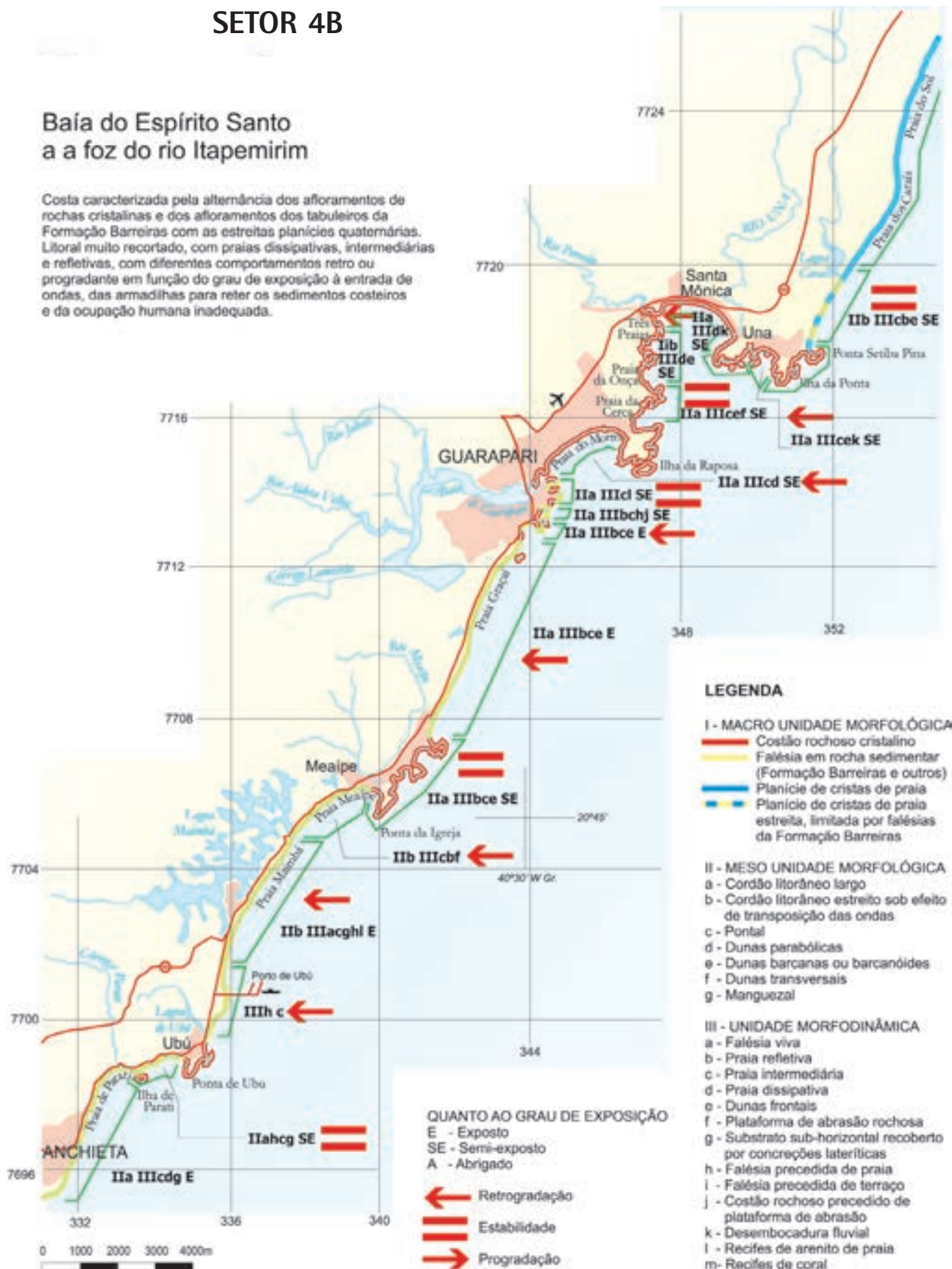
- ← Retrogradação
- Estabilidade
- Progradação



Prancha XV
SETOR 4B

Baía do Espírito Santo a a foz do rio Itapemirim

Costa caracterizada pela alternância dos afloramentos de rochas cristalinas e dos afloramentos dos tabuleiros da Formação Barreiras com as estreitas planícies quaternárias. Litoral muito recortado, com praias dissipativas, intermediárias e refletivas, com diferentes comportamentos retro ou progradante em função do grau de exposição à entrada de ondas, das armadilhas para reter os sedimentos costeiros e da ocupação humana inadequada.



Prancha XVI



A. Praia de Camburi, em Vitória. Praia com eventos erosivos decorrentes de alterações no padrão de ondas devido às atividades portuárias. Após recente engordamento artificial e adaptação morfológica, a praia sobre recuo, com exposição de minerais pesados na face praial decorrente da retirada da fração leve pelas ondas incidentes. (Agosto de 2000)



B. Praia de Santa Mônica, em Guarapari. Praia dissipativa com urbanização sobre o pós-praia e dunas frontais. Erosão acentuada nos locais dos sangradouros. (Agosto de 2000)

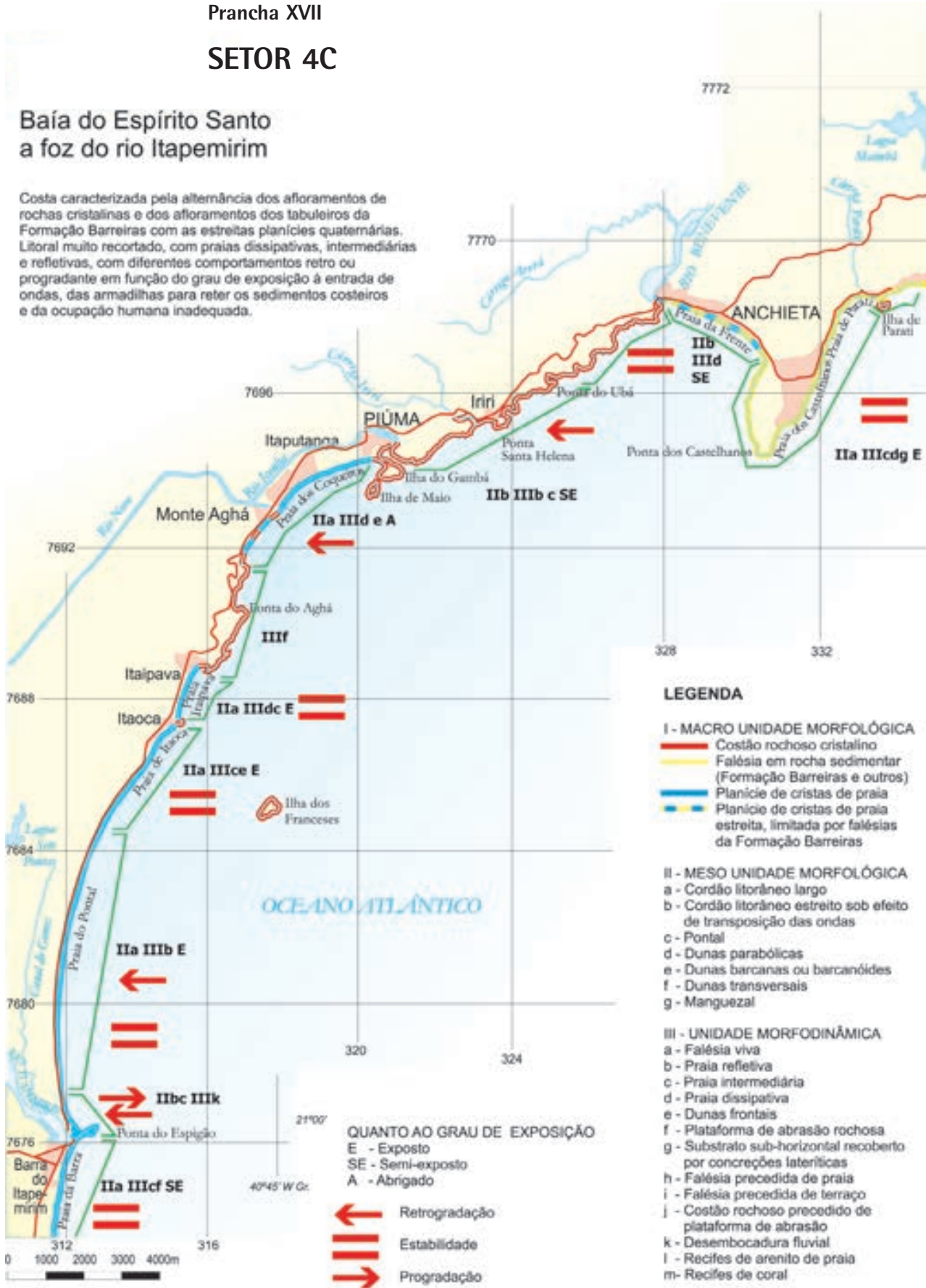


C. Praia de Maimbá, em Anchieta. Falésias vivas e planícies costeiras, esteiras com retrogradação ameaçando a Rodovia do Sol (ES 010). Ao fundo tem-se o Porto de Ubu, principal escoamento da Samarco S.A. (Agosto de 2000)

Prancha XVII
SETOR 4C

Baía do Espírito Santo
a foz do rio Itapemirim

Costa caracterizada pela alternância dos afloramentos de rochas cristalinas e dos afloramentos dos tabuleiros da Formação Barreiras com as estreitas planícies quaternárias. Litoral muito recortado, com praias dissipativas, intermediárias e refletivas, com diferentes comportamentos retro ou progradante em função do grau de exposição à entrada de ondas, das armadilhas para reter os sedimentos costeiros e da ocupação humana inadequada.



Prancha XVIII



A.
Praia de Coqueoros, em Piúma. Retrogradação acelerada da praia dissipativa, intensificada durante a passagem de frentes frias. Processo erosivo destrói inúmeros quiosques e ameaça a estrada a beira-mar. (Agosto de 2000)



B.
Praia de Itaipava, em Itapemirim. Enseada entre afloramentos rochosos. Dissipação de ondas e estabilidade da praia estreita e dissipativa. (Agosto de 2000)



C.
Praia do Pontal, em Itapemirim. Margem norte do rio Itapemirim. Erosão sobre o cordão litorâneo intensificada por ocasião de precipitações e/ou passagens de frentes frias. (Agosto de 2000)

Kennedy

Distanciando-se da influência direta do aporte fluvial dos rios Itapemirim e Itabapoana, onde as planícies costeiras se desenvolvem, este setor apresenta tendência erosiva, sendo caracterizado por falésias vivas da Formação Barreiras e por praias estreitas, de pequena declividade, dissipativas e compostas por areias finas (Prancha XIX). As dunas frontais encontram-se alteradas e/ou destruídas devido à urbanização, o que intensifica o processo erosivo verificado.

Na praia de Marataízes, as tentativas de contenção da erosão se traduziram na implantação de enrocamentos longitudinais à costa (Prancha XX, A), que não conseguiram conter o processo erosivo. Recentemente foram colocados os enrocamentos transversais (molhes), cujo o término da implantação coincidiu com a recuperação das praias do litoral capixaba, após intenso recuo em função do aumento do nível do relativo do mar devido à proximidade da corrente do Brasil do litoral, às frequentes entradas de frentes frias, ao incremento dos índices pluviométricos e às altas amplitudes de maré verificadas em março e abril de 2002. Desta forma, a avaliação do sucesso da intervenção na contenção do processo erosivo fica comprometida. Quanto à opinião pública verifica-se divergências, pois se por um lado as construções à beira mar, principalmente voltadas para a indústria do turismo, encontram-se mais seguras, os turistas estão mais escassos devido à destruição da balneabilidade da praia e do cenário costeiro.

Intercaladas às estreitas planícies costeiras e às praias dissipativas tem-se as falésias vivas (Prancha XX, B), como a praia de Cações, em Presidente Kennedy, como evidências de recuo deste setor do litoral.

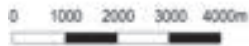
Rumo ao sul, associadas à planície flúvio-marinha do rio Itapaboana, o litoral encontra-se em progradação. Além do constante aporte fluvial adjacente, a dificuldade de acesso e a distância dos centros urbanos são responsáveis pela preservação da faixa costeira, que apresenta capacidade de adaptação morfodinâmica subordinada às alterações hidro-sedimentares decorrentes da integração dos sistemas fluviais e marinhos (Prancha XX, C).

Prancha XIX

SETOR 5

Foz do rio Itapemirim até a margem norte da desembocadura do rio Itabapoana

Costa caracterizada por falésias vivas da Formação Barreiras e/ou por estreitas planícies costeiras associadas a praias dissipativas e em erosão. A planície Costeira adjacente à desembocadura do rio Itabapoana apresenta-se extensa e associada a praias intermediárias e dissipativas expostas, com dunas frontais e comportamento estável a progradante.



Prancha XX



A.
Praia de Marataízes, em Marataízes. Processo erosivo intenso com contenção tipo enrocamento longitudinal. Em 2002 foram implementados enrocamentos transversais (molhes). (Agosto de 2000)



B.
Praia dos Cações, em Marataízes. Falésias vivas. (Agosto de 2000)



C.
Praia dos Neves, em Presidente Kennedy. Planície fluvial do rio Itapoboana (estado do Rio de Janeiro ao fundo). Aporte de sedimentos e ocupação rarefeita permitem a progradação do setor. Evidências de *overwash* durante passagem de frentes frias acompanhadas de precipitações.

4. TENDÊNCIAS ATUAIS

De maneira geral, o litoral do Espírito Santo apresenta tendência a retrogradação. Exceção verificada nas proximidades de desembocaduras fluviais, onde o maior aporte de sedimentos terrígenos e o efeito do molhe hidráulico, desenvolvido pelo fluxo fluvial, favorecem a progradação da linha de costa a médio e longo prazo, com oscilações sazonais de curto prazo, em função das adaptações morfológicas às condições meteo-oceanográficas.

A vulnerabilidade à fragmentação e completa eliminação do material carbonático marinho, principal componente das praias em alguns setores, contribuem para o pouco desenvolvimento das planícies costeiras e das falésias vivas, apesar da presença das concreções lateríticas sub-horizontais. Os terraços de abrasão marinha, na antepraia, funcionam como obstáculos dissipadores das ondas e armadilhas para reter sedimentos.

O pouco desenvolvimento de planícies costeiras é reconhecida na evolução da geologia do litoral desde o Quaternário inferior, conforme documentado por Martin *et al.* (1997), não sendo portanto uma tendência atual, que possa ser atribuída as variações recentes do nível relativo do mar.

Por outro lado, a intensa ocupação humana, realizada sem o conhecimento dos processos costeiros e visando somente o melhor aproveitamento turístico e/ou industrial do litoral, vem acelerando ou revertendo a tendência morfodinâmica natural apresentada pelas praias.

O uso do sistema costeiro constitui um dos elementos envolvidos nos estudos dos processos geomorfológicos do litoral do Espírito Santo. Dentre os projetos, atualmente em andamento, destaca-se o Gerenciamento Costeiro – Projeto Orla, atualmente sendo implantado no Município de Vitória e o Projeto RECOS – *Uso e Apropriação dos Recursos Costeiros*, Instituto do Milênio (MCT – CNPq), que apresenta entre os produtos a serem alcançados, o mapa de vulnerabilidade erosiva do litoral, na qual interagem os elementos geológicos, oceanográficos, bióticos e humanos.

CONCLUSÃO

A diversidade de tipologia apresentada pelas praias capixabas ilustra o resultado da complexa interação entre a disponibilidade e propriedades físicas dos sedimentos, a fisiologia da costa e da plataforma continental interna e o grau de exposição às ondas e correntes atuantes. A tendência natural à erosão e/ ou construção nos diferentes setores do litoral deve ser compreendida e considerada antes de qualquer ocupação costeira a fim de amenizar e evitar os atuais eventos erosivos e viabilizar intervenções acertadas.

Referências bibliográficas

- ALBINO, J. 1996 Morphodynamics and Coastal Processes on Baleia, Fruta and Sol beaches, State of Espírito Santo, Brazil. *An. Acad. bras. Cienc.* 68(3):425-432.
- ALBINO, J. 1999 *Morfodinâmica e processo de sedimentação atual das praias de Bicanca à Povoação, ES*. Tese de doutoramento. Programa de Pos-Graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP). 178p. Agosto, 1999. São Paulo – SP.
- ALBINO, J. 2000 As areias bioclásticas como principal fonte de sedimentos das praias associadas aos tabuleiros da Formação Barreiras. *Anais do VI Simpósio de Ecossistemas Brasileiros. Vol. 2:* 124-130 .
- ALBINO, J. e OLIVEIRA, R., 1995 Influência das couças lateríticas da formação Barreiras na topografia e distribuição granulométrica dos perfis praias de Bicanga e Manguinhos – ES. *Anais I Simp. Processos Sedimentares e Problemas Ambientais da zona costeira do NE do Brasil.* 74-80. Recife – PE.
- ALBINO, J. & SUGUIO, K. 1999 Distribuição, composição e granulometria das areias bioclásticas da plataforma continental interna adjacente ao litoral centro-norte do Espírito Santo. Anais em CD do VII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Porto Seguro, BA.
- ALBINO, J., OLIVEIRA, R.M.S., NASCIMENTO, K. A . de, ARAÚJO R. F., Adaptação morfológica e variação granulométrica das areias da praia de Camburi, Vitória – ES, após engordamento artificial. Artigo em publicação na Revista Pesquisas em Geociências. UFRGS/RS.
- AMADOR, E.S. e DIAS, G.T., 1978. Considerações preliminares sobre depósitos do Terciário Superior do norte do Espírito Santo. *An. Acad. bras. Cienc.* 50 (1):121-122.
- ASMUS, H.E., GOMES, J.B. e PEREIRA, A.C.B., 1971 Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. *Anais do XXV Cong. bras. Geol.* 3:235-254.
- BANDEIRA Jr., A N., PETRI, S. e SUGUIO, K. 1975. *Projeto rio Doce*. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes. 203 p. (Relatório Final).
- BRUUN, P. 1962 Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors Division. American Society of Civil Engineers*, 88: 117-130.
- DOMINGUEZ, J.M.L., BITTENCOURT, A.C.S.P., MARTIN, L. 1983 O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas a desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Brasil. Geoc.* 13(4):93-105.
- EMCAPA 1981. *Representação gráfica da frequência, direção e velocidade do vento em Vitória, Conceição da Barra e Regência, no Estado do Espírito Santo*. Relatório. 23p.
- FRANÇA, A.M.C. 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: Geomorfologia da margem continental leste brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. *Série Projeto Remac n.7.* p.89-127.
- KING, L. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.* 18(2):147-265.
- KOWSMANN, R.O. e COSTA, M.P.A. 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e da áreas oceânicas adjacentes. *Projeto Remac n. 8.* 55p.

- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M. 1993. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. *Boletim IG-USP. Publ. Especial 15*. 186 p.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M., ARCHANJO, J.D. 1996. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). *An. Acad. bras. Cien. 68(3):389-404*.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J.M., 1997 *Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo). São Paulo, SP.112p.
- MELO, E. & GONZALEZ, J. de A. , 1995. Coastal Erosion at Camburi Beach (Vitoria, Brazil) and its Possible Relation to Port Works. IN: *COPEDEC IV International conference on coastal and Port Engineering in developing countries. Proceedings Vol I:397-411*. September 1995, Rio de Janeiro, RJ.
- MELO, U., SUMMERHAYES, C.P., ELLIS, J.P. 1975 Salvador to Vitoria, Southeastern Brazil. *Contr. Sedimentology 4:78-116*. Stuttgart.
- SEAMA, 1980, Mapa das Bacias Hidrográficas do Espírito Santo. Vitória, ES.
- VALE, C.C do, 1999. *Contribuição ao estudo dos manguezais como indicadores biológicos das alterações geomórficas do estuário do rio São Mateus (ES)*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo – USP. São Paulo, SP. 171p.
- WRIGHT, L.D., CHAPPELL, J., THOM, B.G., BRADSHAW, M.P. e COWELL, P. 1979 Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology 32:105-140*.

Dieter Muehe

LABORATÓRIO DE GEOGRAFIA MARINHA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Cristiano Figueiredo Lima

LABORATÓRIO DE GEOGRAFIA MARINHA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Flavia Moraes Lins-de-Barros

LABORATÓRIO DE GEOGRAFIA MARINHA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO



RIO DE JANEIRO

Resumo

O litoral do Rio de Janeiro se divide em três grandes compartimentos de acordo com a orientação de sua linha costa e seu grau de indentação. O segmento oriental, que se estende do rio Itabapoana, no limite com o Espírito Santo, ao Cabo Frio é amplamente dominado pela orla da planície em forma de delta do rio Paraíba do Sul, precedida por estreitos cordões litorâneos transgressivos com forte transporte litorâneo, trechos com transposição de ondas e em geral fragilidade da linha de costa. Atafona, na margem direita da desembocadura do rio Paraíba do Sul, apresenta em pequeno trecho o mais intenso fenômeno erosivo de todo o litoral do Estado, seguido, logo ao Sul, por um trecho com tendência de progradação. Ao Norte da desembocadura, até o rio Itabapoana, um embaçamento parcialmente protegido pelo litoral protuberante do Espírito Santo apresenta fenômenos erosivos localizados especialmente em pequeno trecho de falésias sedimentares ativas. Entre Macaé e o Cabo Frio, passando pelo Cabo Búzios, o litoral alterna entre planícies costeiras de cristas de praia e promontórios rochosos. Do Cabo Frio à Ilha da Marambaia a orla é formada por cordões litorâneos transgressivos, estreitos, em fase de instabilização, separados por promontórios rochosos e pela interrupção pela desembocadura da Baía de Guanabara. Sua exposição para o Sul coloca este trecho sob ação de fortes ondas de tempestade com ocasionais eventos erosivos significativos. O terceiro setor é caracterizado pela planície costeira da baía de Sepetiba protegida das ondas de tempestade pela restinga da Marambaia e pelo predomínio de costões rochosos e planícies costeiras de pequena expressão da baía da Ilha Grande, parcialmente protegido pela Ilha Grande, apresentando fenômenos erosivos localizados e de pequena amplitude.

Abstract

The coastal zone of Rio de Janeiro State can be divided into three large compartments according the orientation and indentation of the coastline. The Eastern segment which extends from the Itabapoana River at the border to Espírito Santo State to Cape Frio is largely dominated by the deltaic configuration of the Paraíba do Sul coastal plain, preceded by narrow transgressive beach barriers with strong longshore sediment transport, segments with wave overwash and a generally fragile coastline. Atafona, a small village at the right margin of the Parabaíba do Sul outlet is submitted to the largest erosive trend of the whole coastline, followed southward by a segment with progradational trend. To the North, up to the Itabapoana River, an embayment partially sheltered by the cuspidate Paraíba do Sul costal plain and the more protuberant coastline of Espírito Santo State, presents localized erosion especially at a small segment of sedimentary cliffs. At the Southern portion of this compartment, from Macaé to cape Búzios, the coastline varies between small beach ridge plains and rocky promontories. The second compartment, which extends from cape Frio to Marambaia Island, is dominated by long and narrow transgressive beach barriers, frequently backed by lagoons, only interrupted by the Guanabara Bay outlet. The exposition of this compartment to the South directly facing the winds and storm waves associated to the penetration of cold fronts, submit this stretch to occasionally strong erosive events with heavy damage of houses and other man made structures. In general this compartment presents an erosive trend. The third compartment extends from the large coastal plain of Sepetiba bay at the back of Marambaia beach barrier to the Ilha Grande bay. Both sectors are partially sheltered to storm waves respectively by the Marambaia barrier beach and the large isle of Ilha Grande the last characterized by rocky shores and small coastal plains with localized erosive events of small amplitude.

CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA

O litoral do estado do Rio de Janeiro se alinha, grosso modo, ao longo de dois segmentos distintos, formando o cabo Frio o vértice destes segmentos. A norte, no Macro-Compartimento Bacia de Campos (Muehe 1996, 1998), a linha de costa tende a seguir a direção Nor-Nordeste – Su-Sudoeste, interrompida pela larga planície progradacional do rio Paraíba do Sul que, em forma de mega-cúspide, se projeta em direção ao mar formando o cabo São Tomé. Do cabo Frio, em direção a oeste, até à Marambaia, o litoral passa bruscamente para a direção leste-oeste como reflexo da influência da Zona de Fratura Rio de Janeiro, constituindo o Macro-Compartimento dos Cordões Litorâneos (Muehe 1996, 1998). A oeste desse Macro-Compartimento, já como parte do Macro-Compartimento das Escarpas Cristalinas Norte (*l.cit.*), a interceptação das estruturas geológicas fez com que a Serra do Mar gradativamente se aproximasse do litoral passando, na altura da baía da Ilha Grande, a constituir a própria linha de costa, e concomitantemente impedindo o desenvolvimento de planícies costeiras de expressão.

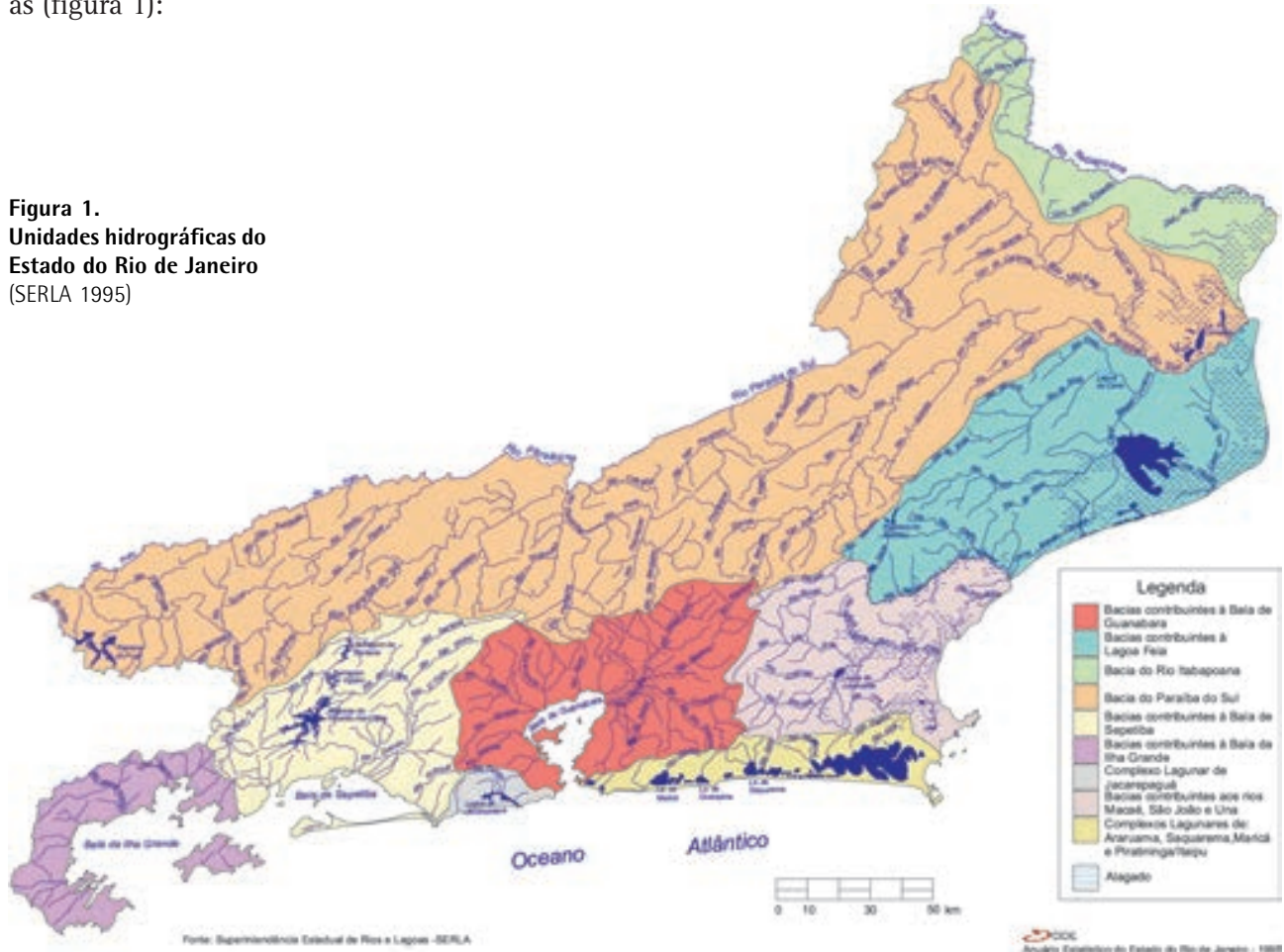
A partir de Jacarepaguá a presença de um maciço costeiro barra a drenagem em direção à costa, que passa a ser direcionada para a baía de Guanabara. Os pequenos cursos d'água que têm sua origem nas encostas oceânicas do maciço são interceptados pelas lagunas que se desenvolveram à retaguarda dos cordões litorâneos. A continuação desse maciço até o cabo Frio e a ocorrência de cordões litorâneos, geralmente duplos, impede o aporte de sedimentos continentais à plataforma pois até a manutenção de canais de maré naturais, que poderiam garantir uma comunicação entre as lagunas e o mar, é inibida pelo predomínio das ondas sobre a maré, provocando o fechamento das mesmas. Assim sendo, a plataforma continental interna é atapetada por sedimentos reliquiais, principalmente areias, oriundas do retrabalhamento de depósitos aluvionares e da erosão de depósitos sedimentares do Grupo Barreiras.

O clima de ondas que caracteriza o litoral sul é condicionado pelas freqüentes modificações das condições de vento, associadas à passagem de frentes frias, e a constante presença de marulho (*swell*), gerado por tempestades nas altas latitudes do Atlântico Sul e dissociadas do vento local. Melo (1993) cita como exemplo de casos extremos, para o Rio de Janeiro, períodos de marulhos provenientes do quadrante sul de 10 a 16 s com alturas significativas de 1 a 4 m. O litoral oriental ou da Bacia de Campos, apesar de também estar submetido às alternâncias entre as ondas de tempo bom e de tempestade, apresenta trechos protegidos da ação direta das ondas de tempestade, como nos embaiamentos a norte do cabo Frio e do cabo Búzios além de diferente exposição às ondas, como no flanco norte e sul da planície costeira do Paraíba do Sul e a norte do cabo Búzios.

COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL

Considerando a morfologia do litoral e as áreas de influência costeira das principais bacias hidrográficas pode-se dividir o litoral do Rio de Janeiro em nove compartimentos, correspondendo, em grande parte, aos limites costeiros das unidades hidrográficas adotadas pela Superintendência Estadual de Rios e Lagoas (figura 1):

Figura 1.
Unidades hidrográficas do
Estado do Rio de Janeiro
(SERLA 1995)



268

Litoral oriental (macro-compartimento Bacia de Campos)

- ▶ Compartimento do rio Itabapoana
(da foz do rio Itabapoana à foz do rio Paraíba do Sul)
- ▶ Compartimento planície costeira do rio Paraíba do Sul
(da foz do rio Paraíba do Sul à foz do rio Macaé)
- ▶ Compartimento do rio Macaé ao embaçamento do rio São João
(de Macaé ao cabo Búzios)
- ▶ Compartimento do embaçamento cabo Búzios-cabo Frio
(do cabo Búzios ao cabo Frio)

Litoral Sul (macro-compartimento dos Cordões Litorâneos)

- ▶ Compartimento Região dos Lagos
[do cabo Frio (Arraial do Cabo) a Niterói]
- ▶ Compartimento baía de Guanabara
(entorno da baía de Guanabara e praias oceânicas)
- ▶ Compartimento de Jacarepaguá
(de Ipanema à Pedra de Guaratiba)
- ▶ Compartimento baía de Sepetiba
(da Pedra de Guaratiba à ilha da Marambaia e orla da baía de Sepetiba)
- ▶ Compartimento baía da Ilha Grande
(da ilha da Marambaia à ponta da Trindade)

CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS

Litoral oriental (macro-compartimento Bacia de Campos)

- ▶ Compartimento do rio Itabapoana



A faixa costeira deste compartimento, se estende da barra do rio Itabapoana à barra do rio Paraíba do Sul em Atafona (figura 2).

É um litoral caracterizado pela presença de falésias esculpidas nos depósitos do Grupo Barreiras, algumas dessas ativas, como em Ponta do Retiro, onde um testemunho do Barreiras forma um pináculo isolado à frente do litoral elevado (figura 3), outras precedidas por uma estreita faixa arenosa. Ao atingir o flanco Norte da planície do rio Paraíba do Sul as falésias passam a ser precedidas por um largo terraço de cristas de praia.

Figura 2. Compartimento Itabapoana – Paraíba do Sul com principais localidades e denominação das praias. Sentido do transporte litorâneo segundo Cassar & Neves (1993).



Figura 3.
Ponta do Retiro.
Falésia e testemunho de
recoo da linha de costa

A drenagem que atinge o litoral, entalhada no Barreiras, é de pouca expressão, sendo que a plataforma continental interna é essencialmente afetada pelos aportes de água e sedimentos dos rios Itabapoana (descarga média anual da ordem de $60 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) e Paraíba do Sul ($670 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), aporte este direcionado pelas alternâncias entre condições de tempo bom, com ventos e ondas de nordeste, e de tempestade, com ventos e ondas do quadrante sul. Lamas de origem fluvial, principalmente do Paraíba do Sul se estendem a norte e a sul da desembocadura do rio Paraíba do Sul, até aproximadamente a isóbata de 10 m.

O volume do transporte litorâneo residual (resultante) entre a praia de Itabapoana (frente oceânica da planície) e a barra de Guaxindiba indicou um valor de $8.000 \text{ m}^3/\text{dia}$, dirigido do norte para o sul (Cassar & Neves 1993), um valor considerado pelos citados autores como elevado, quando comparado com outros trechos da costa do Brasil. A tabela 1 reproduz as estimativas do transporte residual para vários segmentos do compartimento considerado.

270

Tabela 1. Estimativa de transporte litorâneo segundo Cassar & Neves (1993)

Localidade	Taxa anual m^3/dia	mar-abr-mai m^3/dia	jun-jul-ago m^3/dia	set-out-nov m^3/dia	dez-jan-fev m^3/dia
Itabapoana	+6.700	+4.200	+7.100	+6.400	+9.300
Usina	+9.400	+6.900	+8.300	+13.500	+9.200
Guaxindiba	+9.400	+6.900	+8.300	+13.500	+9.200

* Perpendicular à direção da praia

O compartimento apresenta características erosivas, visível na retrogradação das falésias e, na planície arenosa, nos trechos urbanizados onde o processo erosivo se torna evidente devido a construção de casas muito próximas à praia (figura 4).

Figura 4.
A construção de casas junto ao limite da berma da praia resulta em situação de risco numa praia com tendência erosiva (proximidades de Santa Clara, entre Guaxindiba e Gargaú).



► **Compartimento planície costeira de rio Paraíba do Sul**

A planície do rio Paraíba do Sul é constituída, na face oceânica, por dois conjuntos de cristas de praia. O do flanco norte é formado por uma seqüência de idade holocênica, associada à posição da atual desembocadura. O outro, no flanco sul, é de idade pleistocênica, se estende até as proximidades de Macaé, precedido por um estreito cordão litorâneo holocênico (figura 5). Um conjunto de pequenas lagunas se localiza à retaguarda do cordão litorâneo atual, cuja migração, em direção à planície pleistocênica, é evidenciada pelo aspecto truncado das margens lagunares, em contato com o reverso do cordão litorâneo (Dias & Silva, 1984). Esta tendência de retrogradação, de características transgressivas, também se espelha na plataforma continental interna, na forma de um banco submarino, defronte ao cabo São Tomé (banco de São Tomé) e em outro banco, oblíquo à costa, orientado de sudeste para noroeste em direção à Barra do Furado (Silva, 1987).



Figura 5.
Planície costeira do rio Paraíba do Sul com principais localidades e denominações das praias. Sentido do transporte litorâneo segundo Cassar & Neves (1993).

A configuração da linha de costa na forma de um delta e a presença de um banco submarino defronte ao cabo São Tomé expõe a linha de praia a diferentes direções de incidência das ondas e, conseqüentemente, a diferentes direções e intensidades do transporte litorâneo. Segundo Cassar & Neves (1993) ocorre transporte residual da ordem de 3.000 m³/dia em direção a sul na altura de Atafona, com redução até inversão do transporte em direção à Barra do Açu, quando passa a ser de apenas 500 m³/dia, dirigido para o Norte.

Não obstante a maior freqüência dos ventos de nordeste e, conseqüentemente das ondas, o transporte litorâneo residual, no flanco sul da planície do Paraíba do Sul, é orientado para o norte (Gusmão, 1990; Cassar & Neves, 1993), em adaptação às ondas de sudeste, geradas pelas frentes frias ou as que chegam na forma de marulho, oriundas das latitudes mais elevadas do sul. Isto se torna bem visível na acumulação de sedimentos a sul dos guia-correntes construídos para manter aberto o canal do Furado, e a conseqüente erosão, a norte, por efeito da retenção destes sedimentos (figura 6).



Figura 6. O canal do Furado com a retenção dos sedimentos a Sul dos guia-correntes e erosão pronunciada a Norte

A tabela 2 reproduz as estimativas de taxas de transporte sazonal e anual.

Tabela 2. Estimativa de transporte litorâneo segundo Cassar & Neves (1993)

Localidade	Taxa anual m ³ /dia	mar-abr-mai m ³ /dia	jun-jul-ago m ³ /dia	set-out-nov m ³ /dia	dez-jan-fev m ³ /dia
Gargaú	-3.000	-2.600	-1.300	-8.400	+100
Atafona	+4.400	+2.900	+4.200	+5.600	+5.000
Grussaí	+3.300	+1.900	+3.300	+3.800	+4.400
Barra do Açu	-500	-1.200	nulo	-1.400	+400
B. do Furado	-2.900	-4.400	-6.000	+1.300	+400

Problemas erosivos significativos têm ocorrido na praia de Atafona, junto à desembocadura fluvial (figura 7). Argento (1989) relata a destruição de uma farol que em 1976 distava 200 m da linha de praia. Bastos (1997), comparando fotos aéreas de 1976 com a posição da linha de costa levantada por meio de GPS em 1996, determinou uma taxa de retrogradação de 7,5 m/ano. As razões desta erosão localizada não estão totalmente esclarecidas, mas a redução das descargas fluviais líquidas e sólidas, principalmente após à derivação das águas para o sistema Lajes-Guandu na Barragem de Santa Cecília localizada 382 km a montante da desembocadura, alterou a interação entre o rio e o oceano favorecendo a deposição de sedimentos na embocadura fluvial e conseqüentemente modifi-

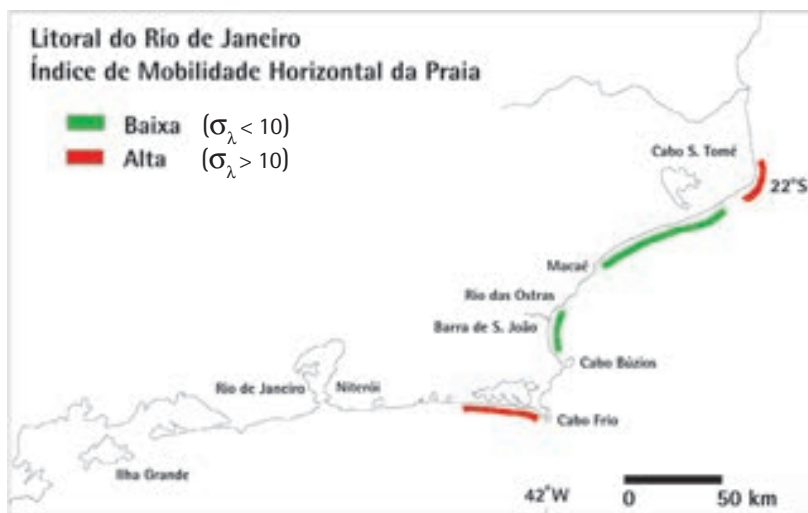
cando a direção e intensidade dos processos atuantes sobre a linha de praia (Costa & Neves 1993; Costa 1994). Segundo Muehe (2004), a presença de um enrocamento submerso, se estendendo mar afora, em continuação à borda direita do canal fluvial, testemunho da antiga posição da desembocadura, e ainda o recobrimento de lamas trapeando as areias da antepraia constituem elementos também importantes na ruptura do balanço sedimentar no trecho inicial de um segmento que constitui o início de um corredor de transporte sedimentar.



Figura 7. Segmento impactado pela erosão em Atafona, imediatamente a sul da desembocadura do Paraíba do Sul. Observa-se, na extremidade do pontal, um aparente prolongamento do mesmo por efeito de um enrocamento submerso colocado para proteger a margem do rio. A posição do enrocamento atesta a amplitude do recuo da linha de costa ao mesmo tempo que passou a exercer o efeito de um espigão impedindo o deslocamento de sedimentos em direção ao segmento sob erosão.

Com exceção da praia à retaguarda do banco submarino de São Tomé, que apresenta grande variabilidade horizontal do perfil por estar sob influência de uma zona de convergência de transporte litorâneo (Bastos 1997), a maior parte das praias da frente oceânica da planície costeira se apresentam morfodinamicamente estáveis (figura 8), conforme indicam os resultados de estudos realizados por Bastos (1997) e Muehe (1998). Com granulometria grossa, elevada declividade da face da praia e praticamente ausência de uma zona de surfe, as praias tendem ao estado morfodinâmico refletivo que se caracteriza por boa estabilidade topográfica.

Figura 8. Índice de mobilidade segundo Bastos (1998) para as praias oceânicas da planície costeira do rio Paraíba do Sul, e Muehe (1998) para as praias de Macaé à Massambaba. O índice de mobilidade é expresso pelo desvio padrão (σ_λ), em metros, da variação horizontal da largura da praia.



No entanto, tal estabilidade não se aplica ao se considerar o cordão litorâneo como um todo. Sua largura estreita e ausência de esporões lagunares no seu reverso levaram Dias & Silva (1984) a classificá-lo como transgressivo, característica que se manifesta atualmente em processos erosivos como os observados na praia de Lagomar, a Norte de Macaé (figura 9) e num longo trecho entre Lagomar e Carapebus, na extremidade Sul da Restinga de Jurubatiba.



Figura 9. Lagomar.
Erosão do topo de cordão
com tendência
transgressiva

O rio Macaé, localizado no limite meridional do compartimento, contribui no estabelecimento do padrão de distribuição dos sedimentos na zona submarina próxima à praia, a norte da desembocadura, através do recobrimento do substrato arenoso reliquiar com areias muito finas, a ponto de diminuir significativamente a declividade do perfil de equilíbrio original da antepraia.

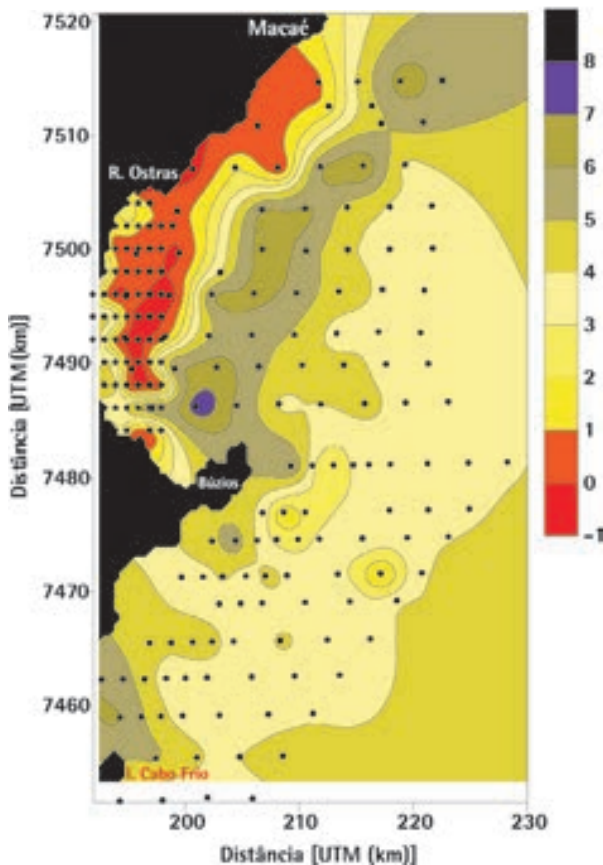
O pontal junto à desembocadura do rio Macaé apresentou sério problema erosivo, agravado após uma tempestade em agosto de 1988, levando a um recuo da linha de praia e ao encurtamento de aproximadamente 300 m do pontal. O desequilíbrio sedimentar, inferido por parte da população como tendo sido causado pelas obras associadas à construção do porto de Imbetiba, foi na realidade resultado da ação de tempestades. Posteriormente ocorreu uma recuperação espontânea através do retorno dos sedimentos que haviam sido deslocados para zonas mais profundas da antepraia (Albino & Muehe 1991; Muehe & Albino 1992), repetindo um fenômeno relatado por moradores mais antigos da região.

► Compartimento do rio Macaé ao embaimento do rio São João



Este compartimento se inicia na extremidade sul da planície costeira do rio Paraíba do Sul, a partir da desembocadura do rio Macaé, e se estende até ao cabo Búzios (figura 10), englobando o embaimento entre Rio das Ostras e cabo Búzios que recebe as águas do rio das Ostras, do São João e do Una.

Figura 10. Compartimento Macaé ao cabo Búzios. Observar as manchas azul claras indicando transporte de material em suspensão em direção ao sul.



O embaimento do rio São João constitui um segmento bem individualizado dominado a partir da desembocadura do São João em direção ao cabo Búzios pela deposição de sedimentos finos de origem fluvial diminuindo substancialmente a declividade da antepraia e definindo o estado morfodinâmica do arco praial que, de refletivo a norte, passa a dissipativo a sul da desembocadura (Fernandez & Muehe 1998). Uma segunda faixa de sedimento lamosos, de direção nordeste-sudoeste (figura 11), recobre a plataforma continental interna e se dirige em direção ao embaimento Búzios-cabo Frio. Sua origem parece estar associada ao rio Macaé ou ao rio Paraíba do Sul (Saavedra & Muehe 1993; Fernandez & Muehe 1995).

Figura 11. Recobrimto sedimentar da plataforma continental interna entre Macaé e o cabo Frio, baseado no diâmetro médio granulométrico expresso em fi. Lamas apresentam diâmetros médios acima de 4 fi. Valores abaixo de 0 fi representam areias muito grossas.

A Norte da desembocadura do rio São João, até a localidade de Rio das Ostras, o arco praial apresenta, na base da escarpa em contato com a pós-praia, exposição de arenitos de restinga (areias de praia cimentadas por matéria orgânica), indicando a ocorrência de erosão (figura 12), que se acentua em direção a Rio das Ostras. Nesta localidade a exposição da pequena praia das Tartarugas às ondas de tempestade de Sudeste, sofreu erosão forte por ocasião de uma tempestade excepcional (março de 2001), quando teve destruído os quiosques montados no topo da pequena escarpa à retaguarda da praia. Esta porém recuperou parte do seu estoque de areia posteriormente perdido devido à construção de um muro de proteção (figuras 13a e 13 b).



Figura 12 Embaiamento entre Rio das Ostras e Barra de São João. Exposição de arenito de praia indicando a ocorrência de erosão.



Figura 13a Rio das Ostras, Praia das Tartarugas. Recuperação da praia após erosão forte na tempestade de maio de 2001.



Figura 13b Mesmo local. Tentativa de contenção da erosão. Há sinais de recalque do muro e a praia deixou de existir.

► Compartimento do embaiamento cabo Búzios-cabo Frio

Este compartimento se caracteriza pela ausência de desembocaduras fluviais, constituindo o canal de Itajuru a única via de troca de água entre o oceano e o continente, na caso a ligação com a laguna de Araruama (figura 14). Não obstante a plataforma continental interna é recoberta, em grande parte, por uma estreita faixa de lama que se estende nas proximidades da isóbata de 20 m, entre Macaé e o embaiamento Búzios-Cabo Frio (figura 11). Garrafas de deriva, lançadas de plataformas de petróleo, apresentaram, sob condições de vento de Nordeste, tendência de convergir em direção ao embaiamento considerado, o que levou Saavedra & Muehe (1993) a relacionar a origem destas lamas ao rio Paraíba do Sul.



Figura 14.
Compartimento cabo Búzios – cabo Frio.

A disponibilidade de areias muito finas levaram ao desenvolvimento de importantes campos de dunas na praia do Perú, onde vem ocorrendo a mobilização das dunas na planície de deflação à retaguarda da praia colocando em risco parte de área urbanizada, e no arco praial entre a cidade de Cabo Frio e Arraial do Cabo. Neste, um campo de dunas barcanas se transforma, ao longo da trajetória para o interior, em amplas dunas parabólicas (figura 15). O volumoso aprisionamento de sedimentos em forma de dunas numa plataforma interna parcialmente coberta de lama, sinaliza um déficit no balanço sedimentar colocando essa área numa situação de risco potencial.



Figura 15.
Campo de dunas de cabo Frio. Observe a mudança de forma das dunas que, de barcanas, passam para parabólicas com o aumento da vegetação após cruzar a estrada que liga Cabo Frio a Arraial do Cabo.

Litoral Sul (macro-compartimento dos Cordões Litorâneos)

► Compartimento Região dos Lagos

O que marca a fisionomia da paisagem costeira deste compartimento é a presença de extensos arcos praias, associados a cordões litorâneos (*beach barriers*) que, freqüentemente, ocorrem em forma de duplos cordões, dispostos paralelamente entre si e separados por uma depressão estreita. Estes cordões imprimiram o aspecto retificado a todo este litoral que, entre o cabo Frio e a baía de Guanabara, formam uma linha quase contínua, apenas interrompida pelos promontórios rochosos que separam as diversas baixadas costeiras (figuras 16 e 17).

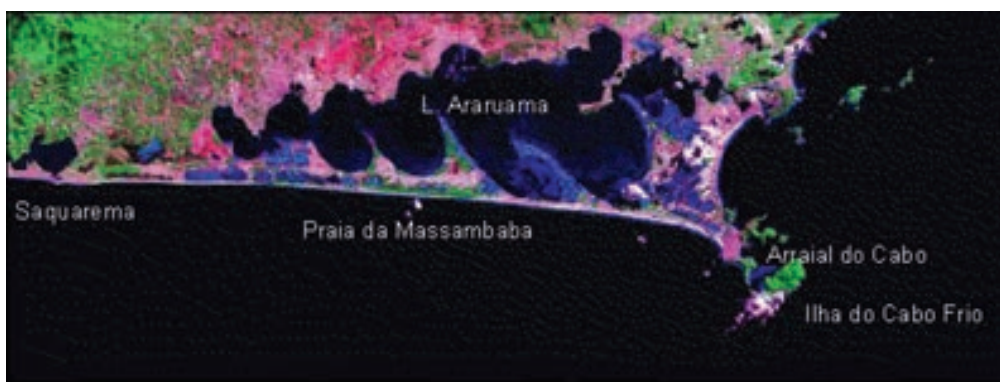


Figura 16. Região dos Lagos, com a laguna de Araruama, os duplos cordões litorâneos e lagunas intra-cordões associadas mostrando o caráter retificado deste litoral.

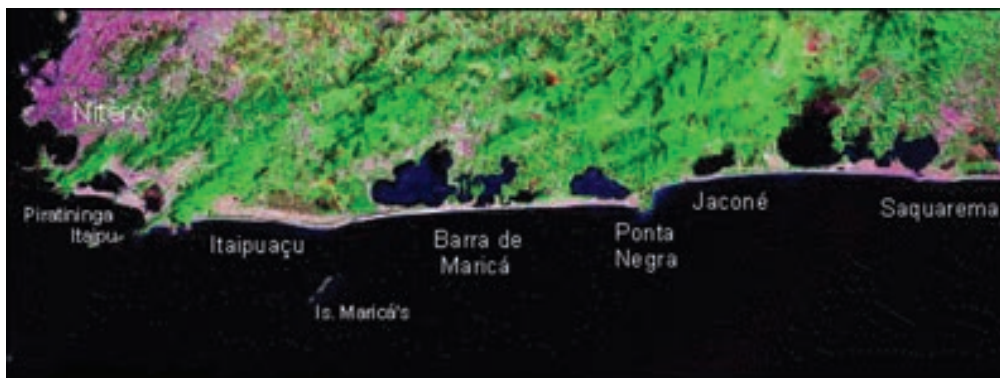


Figura 17. Segmento Oeste do compartimento Região dos Lagos mostrando a mesma seqüência de cordões litorâneos e lagunas do segmento Leste.

Ao contrário do modelo de evolução dos cordões litorâneos, inicialmente assumido como sendo por crescimento, de oeste para leste, na forma de um pontal (Lamego, 1940, 1945), a interpretação feita por Muehe & Corrêa (1989) foi a de migração desses cordões em direção ao continente, até sua posição atual, em consonância com a elevação do nível do mar, estando o cordão mais interiorizado associado à última transgressão pleistocênica (Martin & Suguio, 1989; Muehe, 1994), e o cordão frontal à transgressão pós-glacial. Este processo de retrogradação parece ainda afetar os cordões litorâneos frontais que, em muitos pontos são transpostos pelas ondas de tempestade (*overwash*) como em Itaipuaçu, no Município de Maricá afetando as construções levantadas muito próximas da praia (figura 18).



Figura 18. Itaipuaçu.
Erosão do topo do cordão pr
transposição de ondas evidenciado
pela colocação de sacos de areia
como medida de proteção

Arenitos de praia submersos, defronte às praias da Massambaba (Muehe, observação pessoal), Jacomé e Itaipuaçu (Muehe & Ignarra, 1984), de idade ainda não determinada, comprovam o processo de retrogradação, e indicam a continuidade deste processo, implicando em instabilidade potencial da linha de costa. Isto se comprova pela morfologia do cordão frontal, que se apresenta estreito, com evidências de transposição localizada de ondas (*overwash*) e conseqüente truncamento da borda sul das lagunas intracordões, fenômeno também relatado por Muehe (1982; 1984) para o reverso das praias situadas entre Niterói e Ponta Negra e por Dias & Silva (1984) para as margens lagunares do flanco sul do planície costeira do rio Paraíba do Sul.

Perfis de praia levantados na praia da Massambaba mostram grande variabilidade topográfica e os efeitos de uma tempestade excepcional que levou à destruição de quiosques em Vilatur, no segmento oeste da praia, construídos próximos ao limite interno da berma de tempestade que se vinha mantendo estável durante anos. A variabilidade topográfica dessa praia se expressa no alto índice de mobilidade ($\sigma_\lambda=14$ na Massambaba leste e $\sigma_\lambda=17$ na Massambaba oeste) conforme indicado na figura 8.

Um aspecto peculiar, resultante da orientação deste compartimento, e que se manifesta nas proximidades de Arraial do Cabo, é o predomínio do transporte eólico em direção ao mar, decorrente da ação do vento nordeste. Como conseqüência as dunas frontais, localizadas imediatamente à retaguarda da praia, e que constituem uma reserva de sedimentos para atenuação de processos erosivos, estão sujeitos a perdas significativas no caso de inibição dos processos de reali-

mentação, como por exemplo a deposição de sedimentos no reverso das dunas pela transposição de ondas em condições de tempestades e por ação de fortes ventos de sul, não acompanhados por precipitação. Levantamentos mensais iniciados em 1996 pela equipe do Laboratório de Geografia Marinha do Departamento de Geografia – UFRJ, vêm registrando uma redução quase contínua do estoque sedimentar, associado a uma retrogradação do campo de dunas com erosão do seu flanco oceânico da ordem de 11 m em 8 anos, ou seja a uma taxa média 0,7m/ano (figura 19).

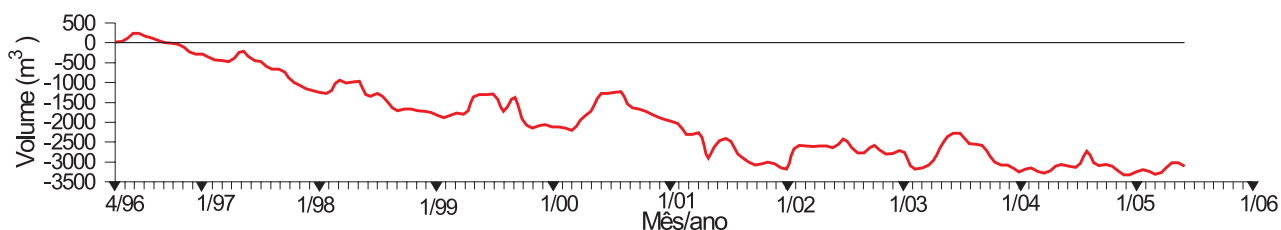


Fig. 19 Praia da Massambaba. Evolução do estoque sedimentar em campo de dunas frontais ao longo do tempo de monitoramento.

Ao longo da mesma orla, nas localidades de Barra de Marica (figura 20) e defronte à Lagoa de Saquarema, nas áreas de maior densidade de urbanização, esse recuo da linha de costa provocou prejuízos importantes em termos de perda parcial ou total de casas e quiosques quanto em parte da estrada construída no topo do cordão litorâneo.



Figura 20. Erosão da orla em Barra de Marica e em Saquarema por efeito da tempestade em maio de 2001.



Figura 21.
Baía de Guanabara

► Compartimento baía de Guanabara

Constituindo uma área rebaixada ao longo de um eixo de falha que rompeu o maciço costeiro, a depressão assim formada abriu uma ligação entre o oceano e o *graben* da Guanabara e serviu de convergência para o escoamento da rede de drenagem fluvial oriunda da escarpa da serra do Mar e do reverso do maciço costeiro. A baía de Guanabara, tal como se apresenta hoje (figura 21), é resultado do afogamento, pela transgressão holocênica, dos baixos cursos desta rede de drenagem cujos talwegues podem ainda ser identificados pelas indentações das curvas batimétricas da baía (Ruellan 1944).

No interior da baía efeitos de tempestades se fazem sentir esporadicamente na enseada do Flamengo e Botafogo e na orla de Ingá e Icaraí em Niterói. Na Ilha do Governador a orla voltada para Leste sofre algum efeito da ação de ondas geradas localmente pelo vento Nordeste associado a um empilhamento de água que pode inundar a berma da praia. Em geral porém o interior da baía é protegido, principalmente da ação de ondas de tempestade de Sudeste.

Nas praias oceânicas a ação de ondas de tempestades sobre um muro construído na escarpa da pós-praia, em Piratininga, Niterói, provocou várias vezes a destruição do mesmo. Não obstante os efeitos geralmente negativos sobre o estoque de sedimentos da praia, a mesma vem se mantendo apesar do avanço do muro sobre a berma (figura 22).

Nas praias de Ipanema e Leblon, Rio de Janeiro, ocorrem eventos alternados de erosão e acumulação em função do predomínio do transporte litorâneo de Ipanema (Arpoador) em direção ao Leblon e vice versa. Significativos volumes de sedimentos foram, ao longo de décadas, retirados do sistema praia-antepraia pelas contínuas dragagens do canal do Jardim de Alá, de ligação com a Lagoa Rodrigo de Freitas, reduzindo a resiliência do sistema a eventos extremos. Enquanto na praia do Arpoador a recuperação se faz espontaneamente, no Leblon foram realizados vários aterros de recuperação.



Figura 22.
Destruição de muro na Praia de Piratininga.

As praias oceânicas localizadas a leste e oeste da entrada da baía são as de Piratininga e Itaipu no lado de Niterói e Copacabana, Ipanema e Leblon no Rio de Janeiro.

► Compartimento de Jacarepaguá

Este compartimento, de forma idêntica ao compartimento da região dos lagos, se caracteriza pela presença de cordões litorâneos, represando à sua retaguarda lagoas, como a de Marapendi e o sistema lagunar interligado, Jacarepaguá-Camoçim-Tijuca, em Jacarepaguá (figura 23).

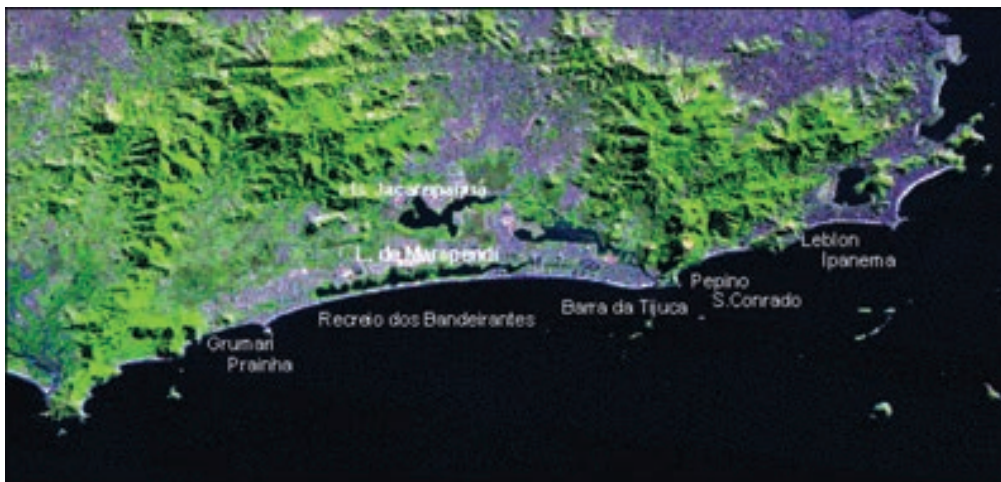


Figura 23. Baixada de Jacarepaguá, vendo-se em posição mais interiorizada o complexo lagunar Jacarepaguá-Camoçim-Tijuca e à frente a laguna de Marapendi.

Erosão da escarpa da pós-praia ocorreu durante as tempestades de maio de 2001 ao longo da metade oeste da praia dos Bandeirantes, na Prainha, e na Praia da Macumba, indicando segmentos de risco potencial.

► **Compartimento Baía de Sepetiba**

Localizada à retaguarda da restinga da Marambaia a baía de Sepetiba compreende uma área de 300 km² (figura 24). O contato com o oceano se faz principalmente pelo setor oeste, através de dois canais, com profundidades máximas variando entre 31 e 24 m. Um dos canais, entre as ilhas de Itacuruçá e Jaguanum, é utilizado como acesso ao porto de Sepetiba. Uma outra ligação, mais restrita, é o canal de maré da Barra de Guaratiba, na extremidade leste da restinga, em cuja retaguarda se desenvolve amplo manguezal, parte da reserva biológica e arqueológica de Guaratiba.



Figura 24. Baía de Sepetiba com a restinga da Marambaia e a baixada costeira adjacente.

A restinga (cordão litorâneo) da Marambaia se estreita em direção ao seu segmento central a ponto de dar a impressão de rompimento iminente, impressão reforçada pela ocorrência de transposição de ondas (figura 25) e tendência erosiva do seu flanco lagunar (figura 26). São certamente indicadores de instabilidade, no entanto a ocasional transposição de ondas em ponto bem localizado resulta de abertura no campo de dunas por ação do vento (*blow out*) e não por ação de ondas, enquanto que a retrogradação do flanco lagunar do cordão ainda deixa na porção



Figura 25. Transposição no cordão litorâneo da Marambaia



Figura 26. Erosão no flanco lagunar no cordão litorâneo da Marambaia

submersa um arcabouço capaz de resistir a uma ruptura que levaria à formação de um canal de maré, que seria rapidamente fechado pelo predomínio das ondas sobre a maré. Uma elevação do nível do mar, no entanto, poderá romper este equilíbrio.

A orla continental é protegida da ação de ondas do oceano, no entanto, as ondas geradas dentro da baía, influem no transporte de sedimentos. Em Sepetiba a orla foi protegida por um amplo muro (figura 27), tendo perdido a praia com as areias do fundo lagunar sendo recobertas por lama.



Fig. 27. Sepetiba. Muro de proteção e ausência de praia

► Compartimento de baía da Ilha Grande

Unidade fisiográfica de expressão, a baía da Ilha Grande foi dividida por Mahiques (1987) em três corpos distintos: a Área Leste, localizada a leste da Ilha Grande até à entrada da baía de Sepetiba; a Área Oeste, correspondendo ao embaiamento a oeste da Ilha Grande; e o Canal Central, depressão estreita, alongada e profunda, localizado entre a Ilha Grande e o continente (figura 28).

284



Figura 28. Baía da Ilha Grande com seus três principais compartimentos.

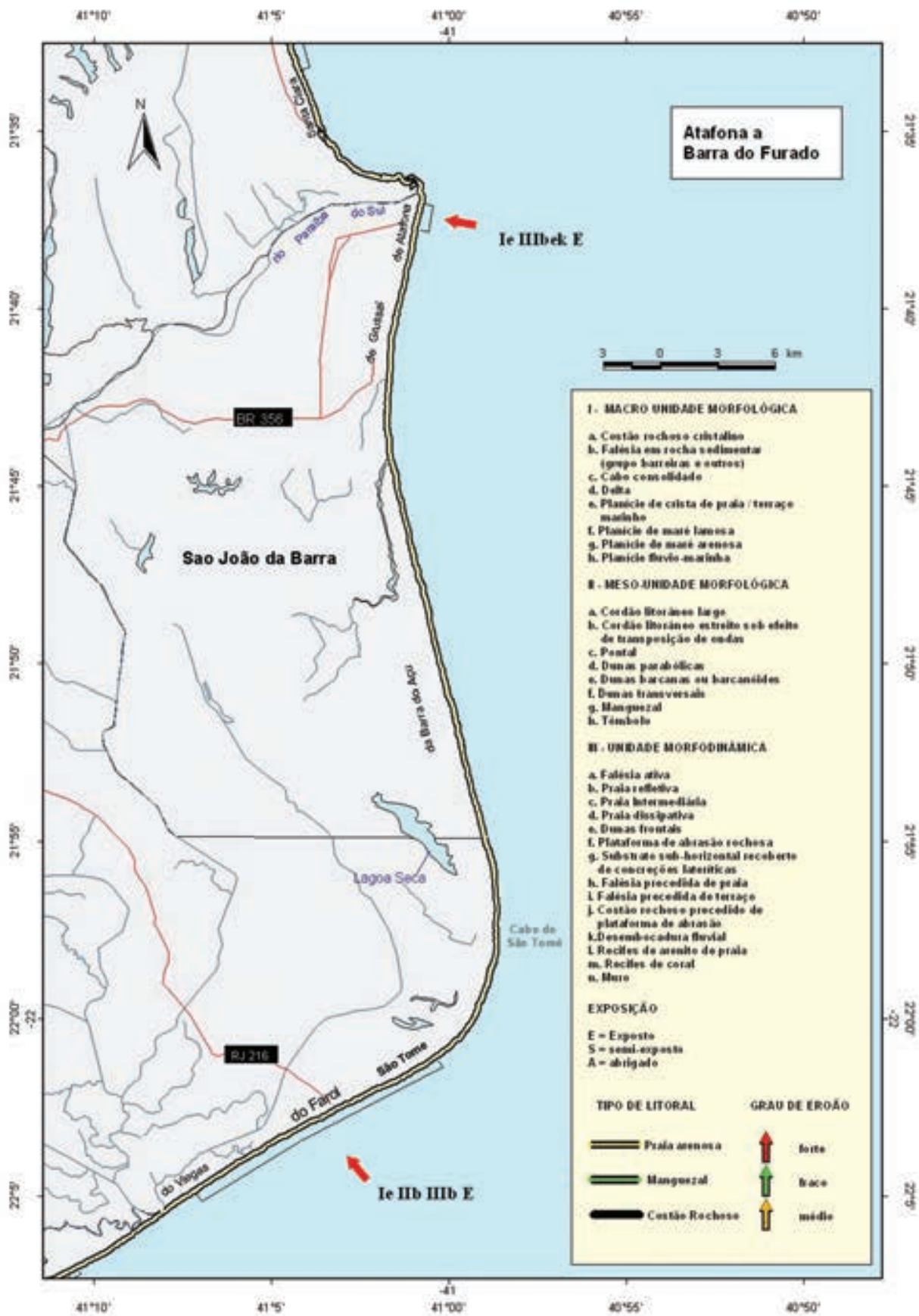
A propagação das ondas para o interior dos dois embaiamentos da baía da Ilha Grande e, conseqüentemente sobre a direção do transporte de sedimentos ao longo das praias, é condicionada pela presença da Ilha Grande e do relevo que baliza a embocadura a oeste da Ilha Grande. Assim, a Ponta de Juatinga provoca um efeito de sombra sobre o litoral da margem oeste da Área Oeste, ocorrendo o mesmo efeito na Área Leste devido à proteção oferecida pela Ilha Grande. Ondas de sul a sudeste são as que mais penetram para o interior das duas áreas, submetendo as praias expostas a acentuadas alternâncias entre condições de baixa e alta energia. Na Área Oeste, o efeito de penetração de ondas de tempestade se faz sentir mais diretamente sobre as praias de Mambucaba (figura 29), Brava e Itaorna (esta última protegida por um quebra-mar) no litoral norte do embaiamento. Medições de ondas efetuadas nas proximidades de Angra dos Reis, para o projeto da usina nuclear, mostraram que a condição mais comum é de ondas de 0,5 a 1,0 m vindas de su-sudeste. Alturas significativa máximas, de até 3 m, foram registradas no outono, tendo sido prevista uma altura máxima significativa de até 4 m para um período de recorrência de 30 anos (Homsí, 1978). Na Área Leste as ondas de sul a sudeste penetram pela embocadura entre a Ilha Grande e a ilha da Marambaia e afetam o litoral, a oeste da ilha Guaíba até a praia Brava, constituído predominantemente por costões. Entre as praias mais afetadas, as únicas com alguma expressão são a praia da Paciência e a praia Grande. Moreira da Silva (1969), em um estudo de refração, previu altura de ondas de 2 m, na arrebentação, no lado sul da ilha Guaíba, sob condições de vento sul, de 25 nós (13 m/s), uma condição considerada bastante severa e rara. Idêntica altura foi calculada para ondas geradas por um vento de 20 nós, (10 m/s) de su-sudeste, de ocorrência mais freqüente.

No bordo oceânico da Ilha Grande, praias como as de Provetá, do Aventureiro, do Sul e do Leste, da Parnaioca e Lopes Mendes, sofrem o impacto das ondas de tempestade. Nesta última a erosão é mais ativa na extremidade oeste do arco praiial, tendo a escarpa da pós-praia recuado cerca de 3 m após a tempestade de maio de 2001.

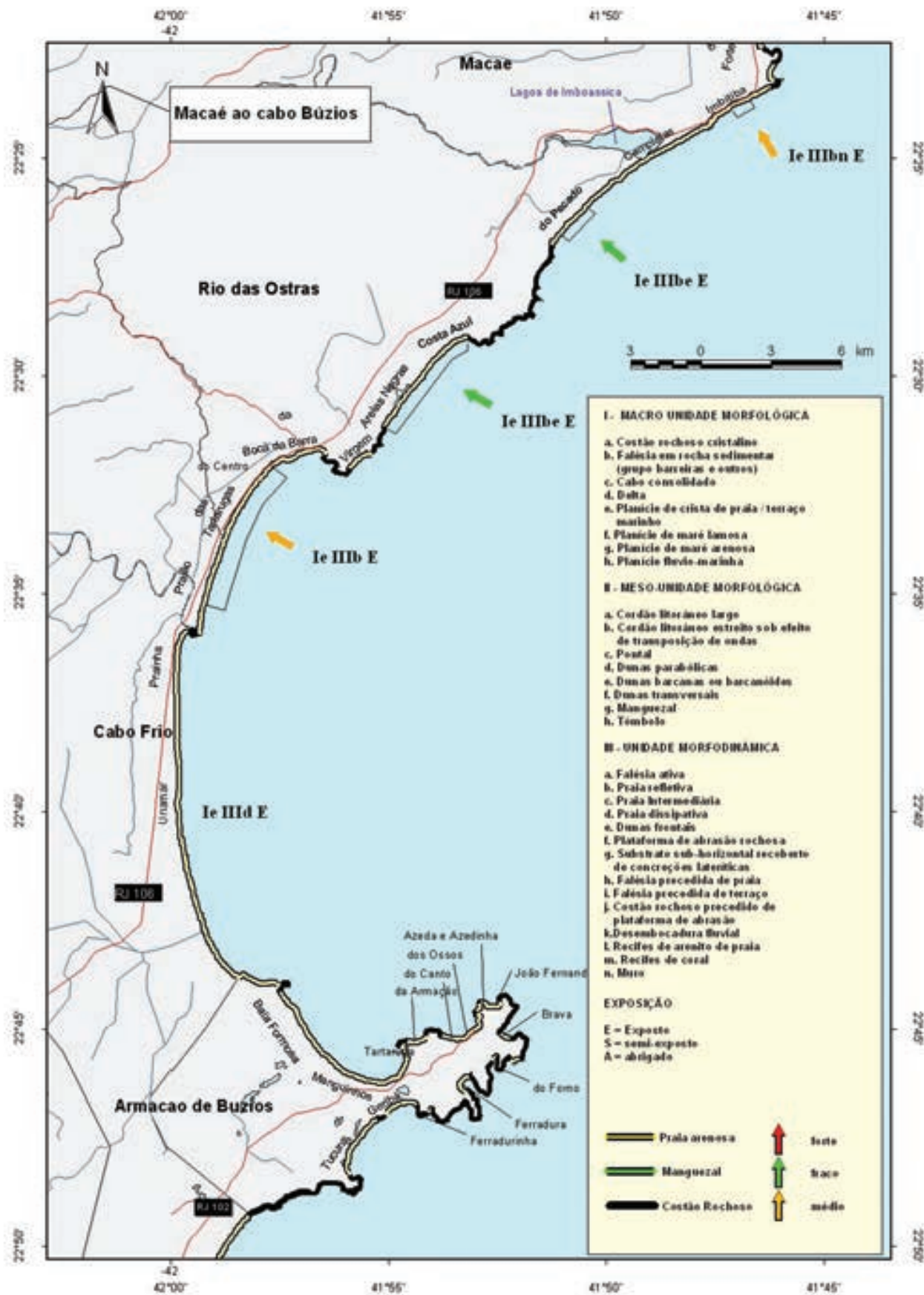


Figura 29. Praia de Mambucaba. Erosão insipiente na escarpa da pós-praia

► Compartimento planície costeira do rio Paraíba do Sul (da foz do rio Paraíba do Sul à foz do rio Macaé)

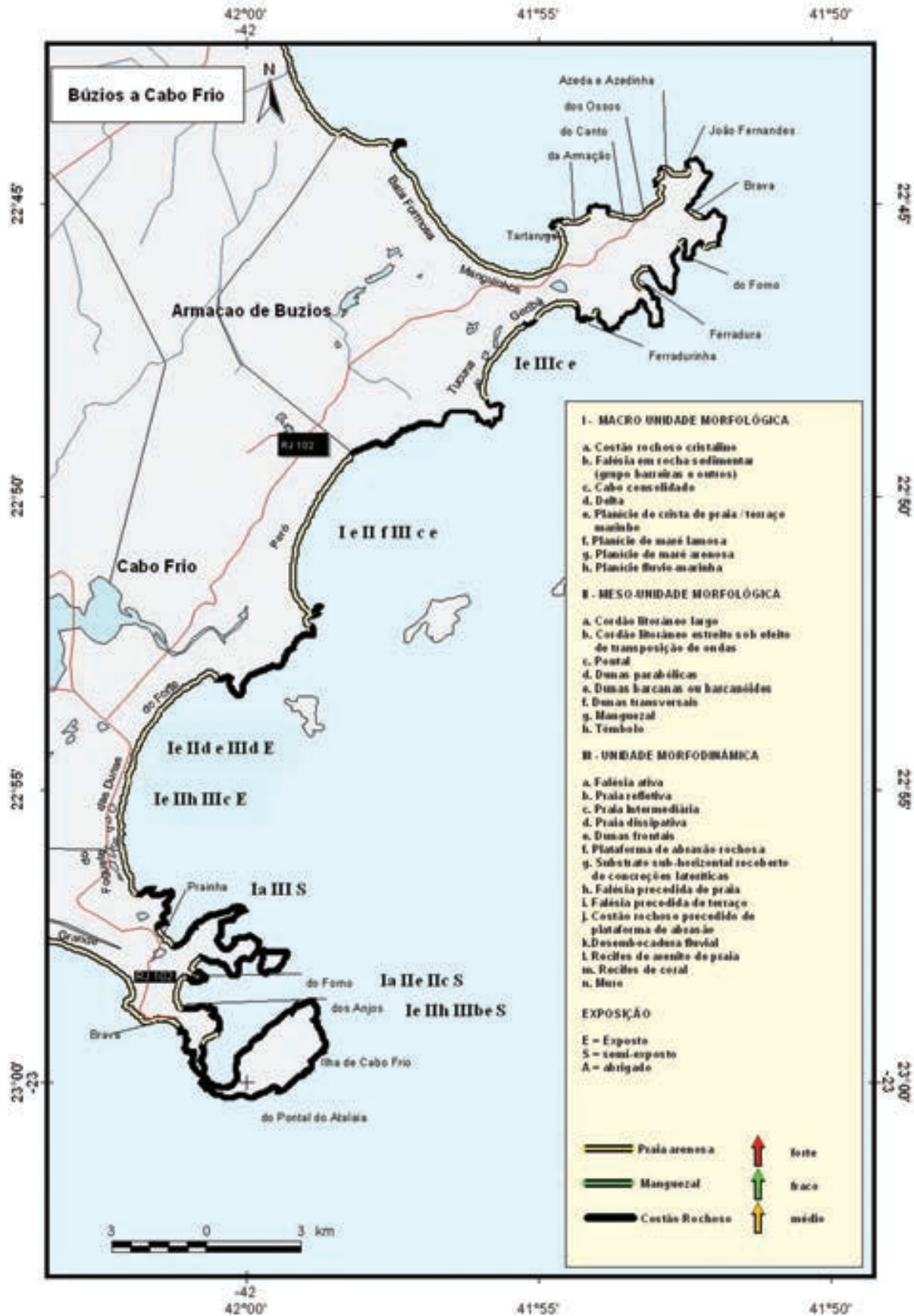


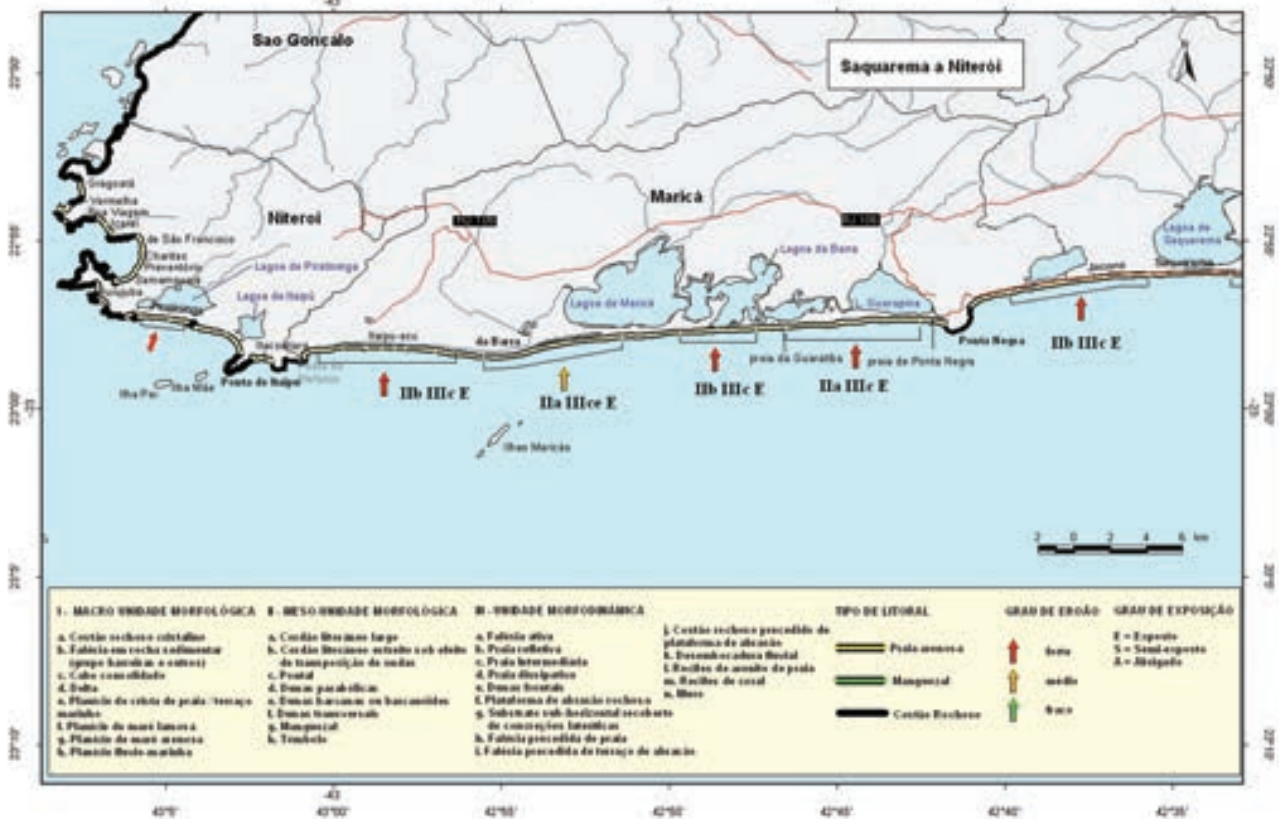
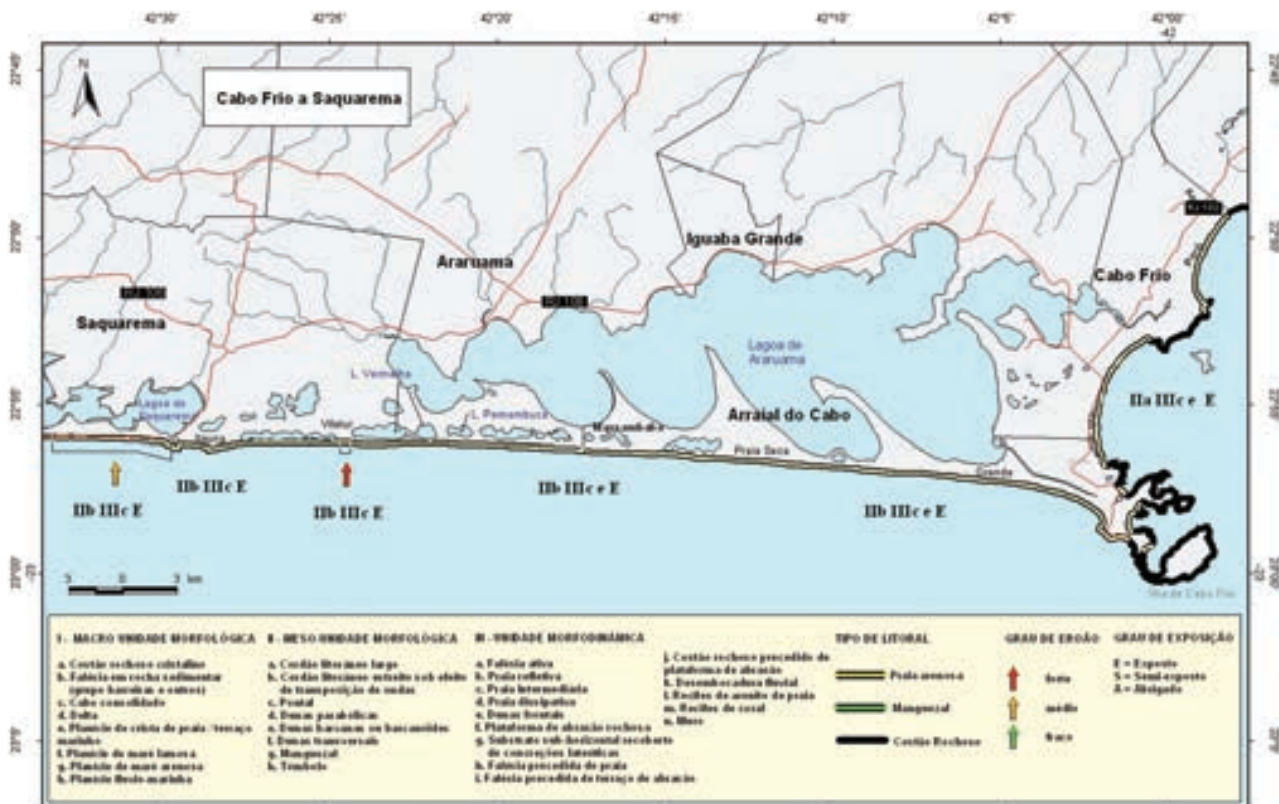
► Compartimento do embaimento cabo Búzios-cabo Frio (do cabo Búzios ao cabo Frio)



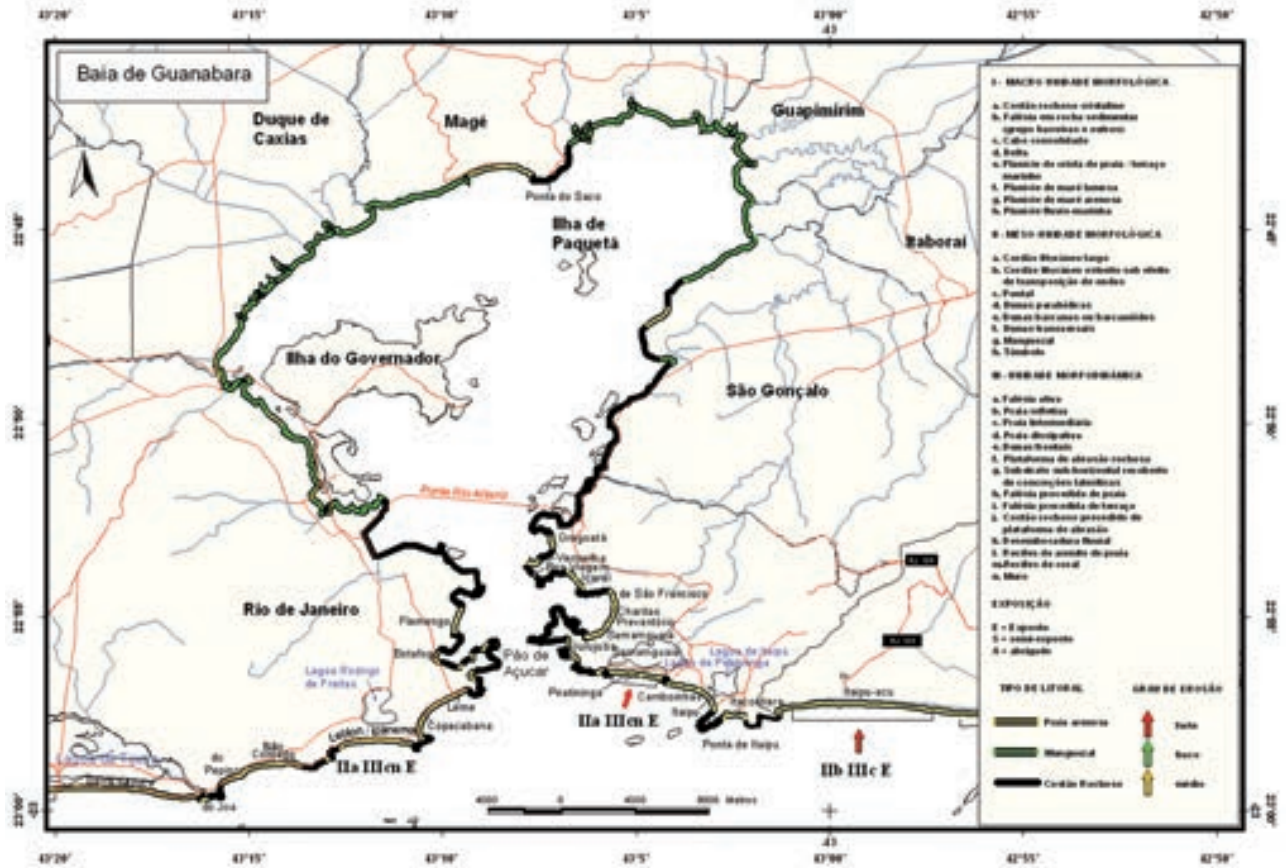
Litoral Sul (macro-compartimento dos Cordões Litorâneos)

► Compartimento Região dos Lagos [do cabo Frio (Arraial do Cabo) a Niterói]



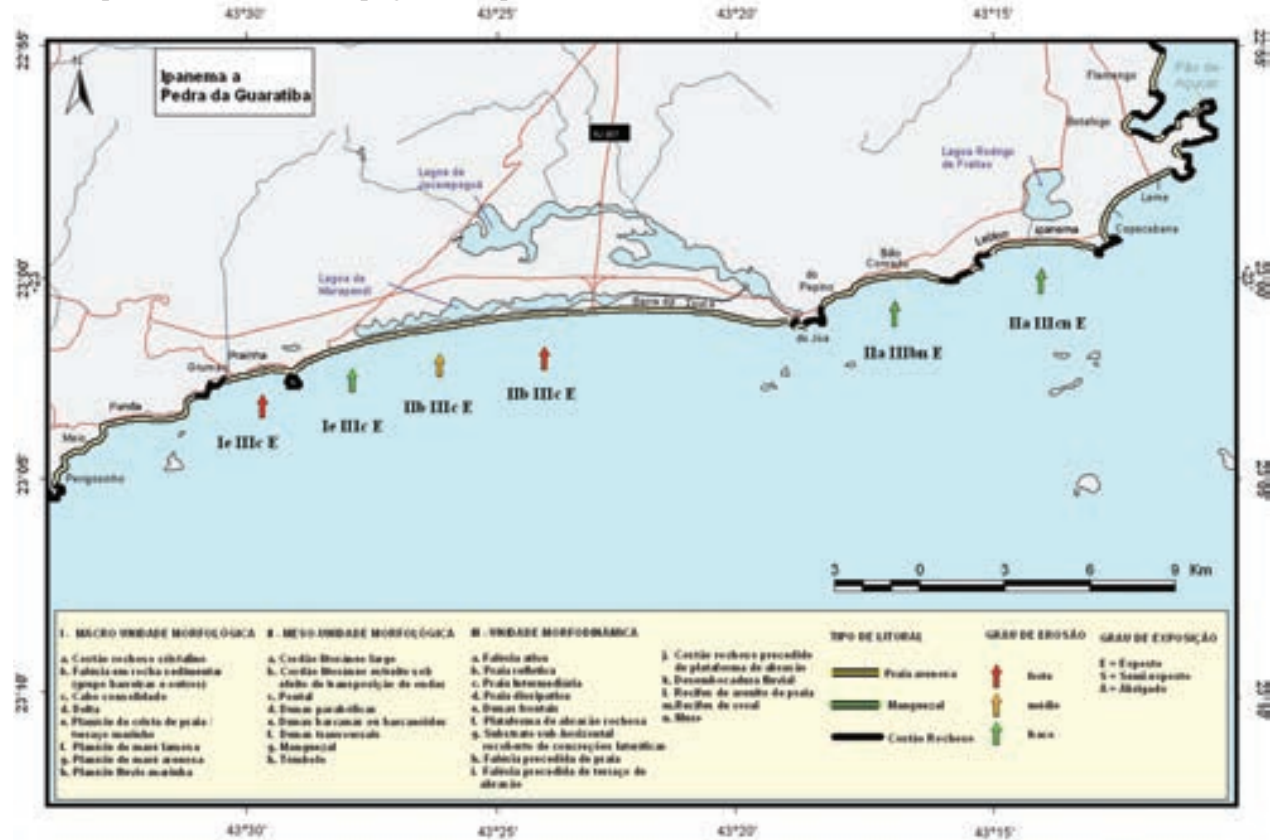


► Compartimento baía de Guanabara (entorno da baía de Guanabara e praias oceânicas)

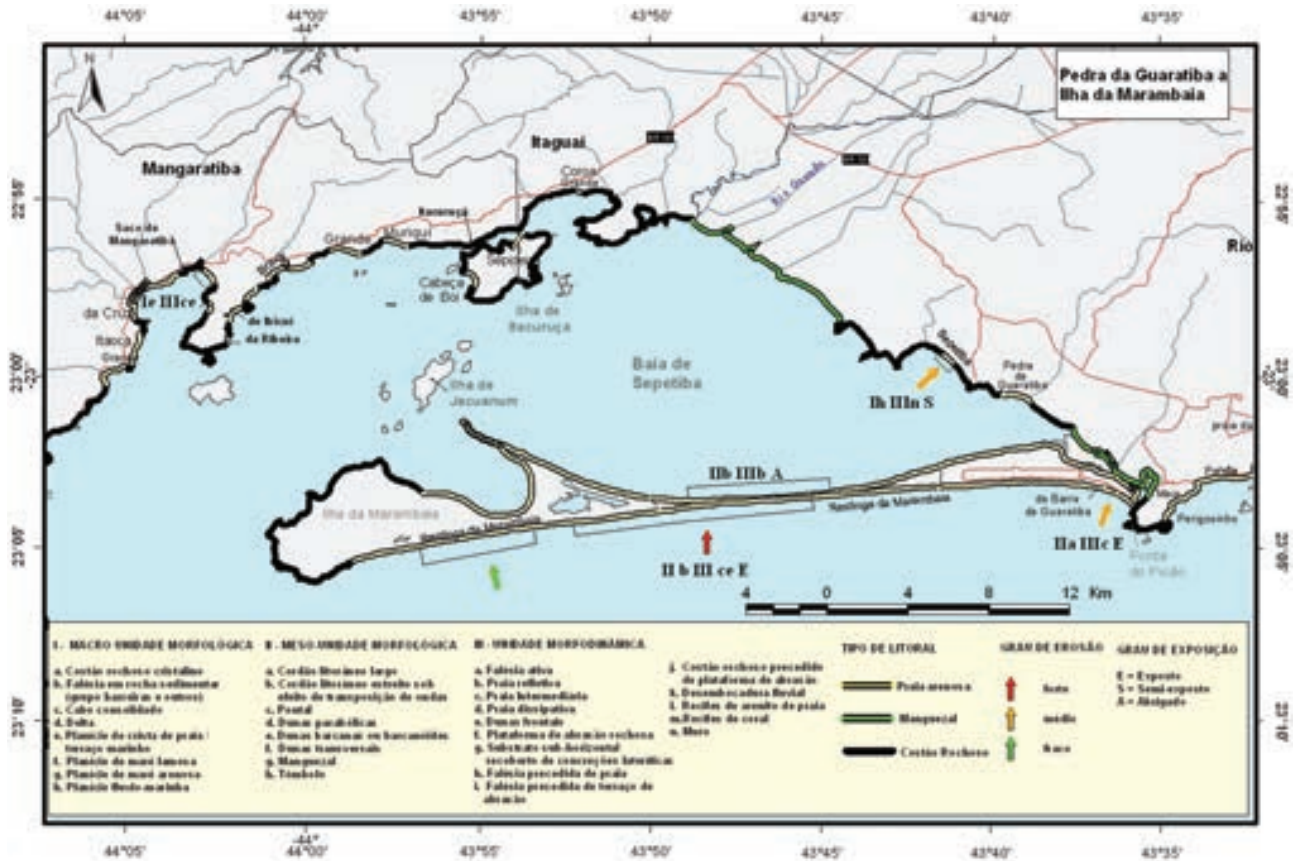


► Compartimento de Jacarepaguá (de Ipanema à Pedra de Guaratiba)

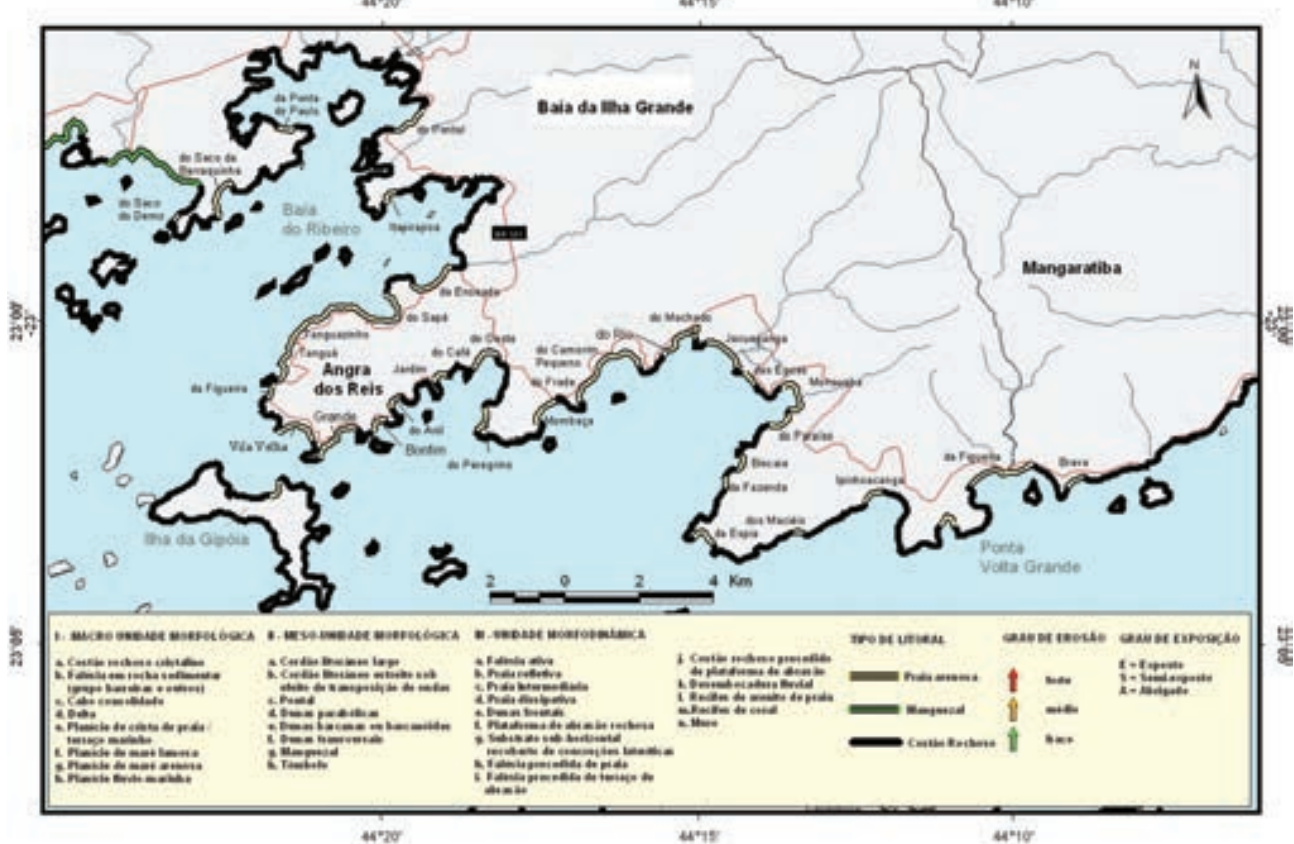
292

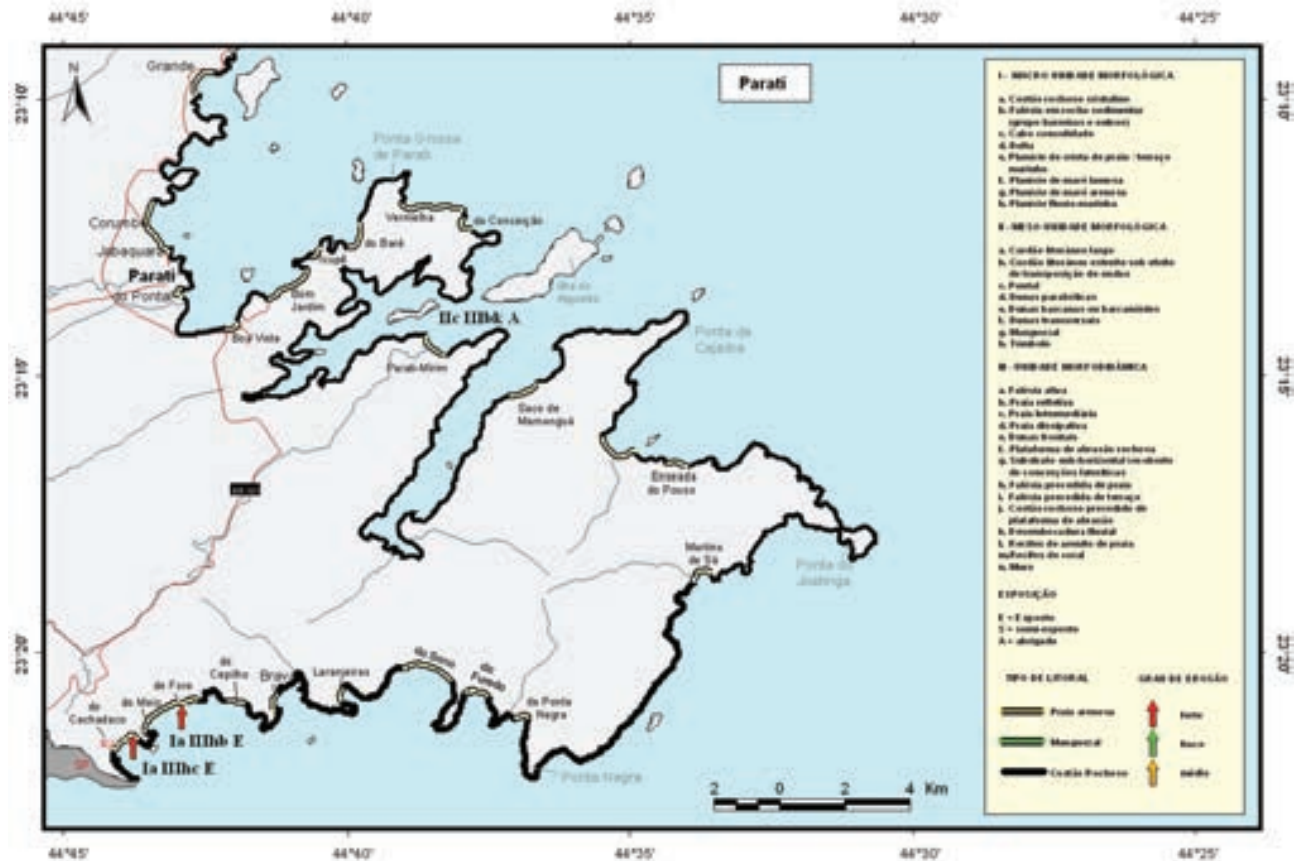
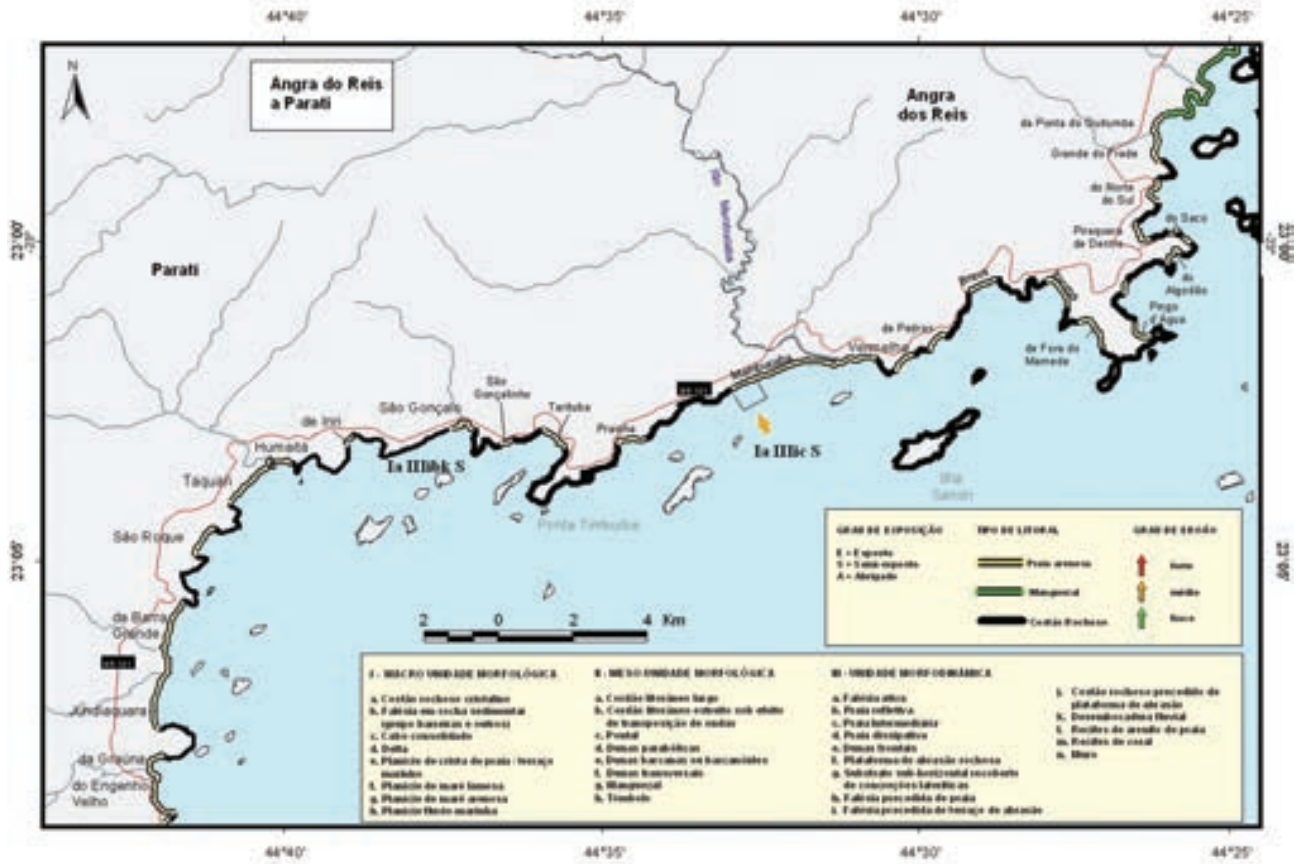


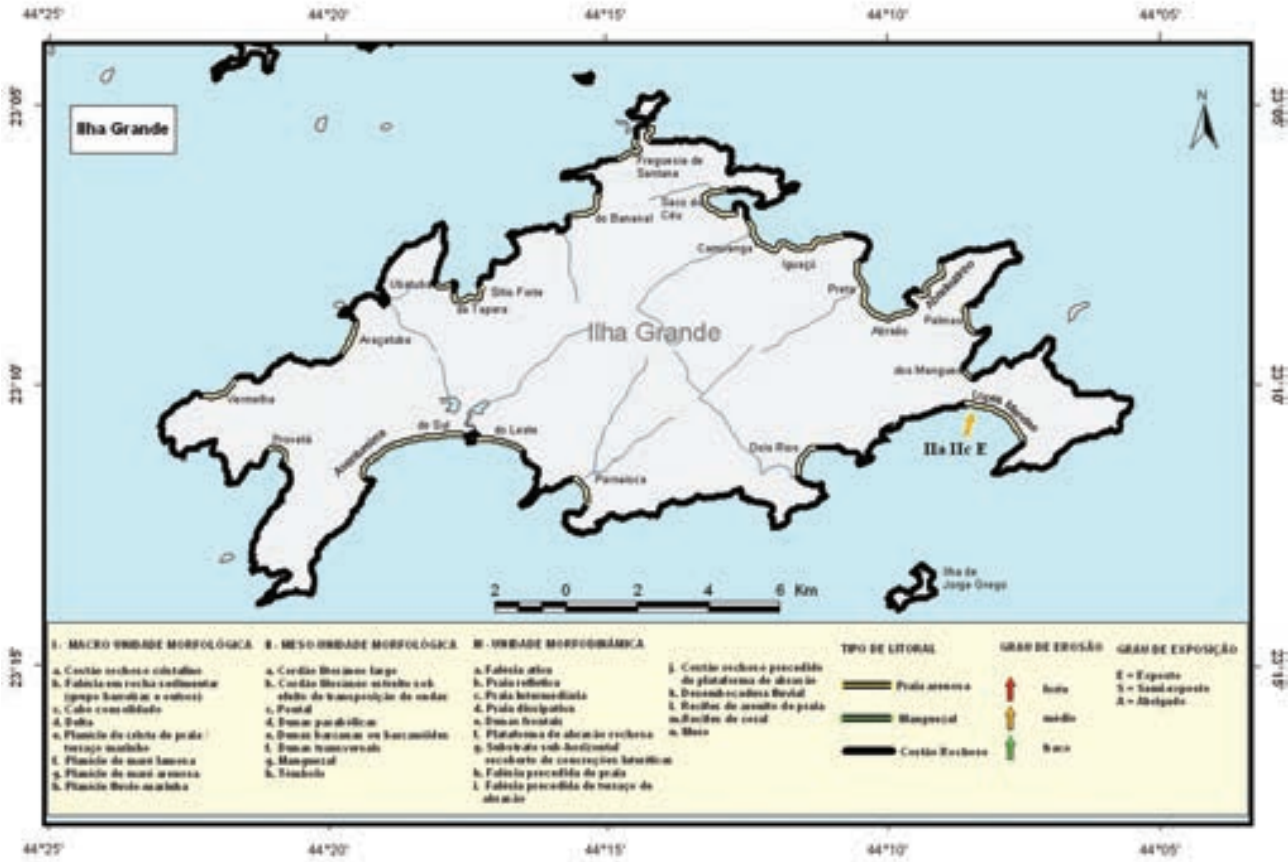
► Compartimento baía de Sepetiba (da Pedra de Guaratiba à ilha da Marambaia e orla da baía de Sepetiba)



► Compartimento baía da Ilha Grande (da ilha da Marambaia à ponta da Trindade)







Referências bibliográficas

- ALBINO, J. & D. MUEHE (1991). Readaptação morfodinâmica do pontal do rio Macaé e praias adjacentes - RJ. *4º Simpósio de Geografia Física Aplicada*. Porto Alegre, 10 a 14 de novembro de 1991, Anais 1:25-33.
- ARGENTO, M.S.F. (1989). The Paraíba do Sul retrogradation and the Atafona environmental impact. In: Neves, C. & Magoon, O.T. (ed.). *Coastlines of Brazil*. Publish.: American Society of Civil Engineers, New York. 267-277.
- BASTOS, A.C. (1997). *Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, UFF. 133p.
- CASSAR, J.C.M. & C.F. NEVES (1993). Aplicação das rosas de transporte litorâneo à costa norte fluminense. *Revista Brasileira de Engenharia (RBE), Caderno de Recursos Hídricos*.11(1):81-106. Associação Brasileira de Recursos Hídricos – ABRH, São Paulo, SP.
- COSTA, G. (1994). *Caracterização histórica, geomorfológica e hidráulica do estuário do rio Paraíba do Sul*. Dissertação de Mestrado. Programa de Engenharia Oceânica - COPPE/UFRJ. 97p.
- COSTA, G. & C.F. NEVES (1993). O estuário do rio Paraíba do Sul. *X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, novembro de 1993, Gramado, RS. Anais. v. 2:31-40.
- DIAS, G.T.M. & SILVA, C.G. (1984). Geologia de depósitos arenosos costeiros emersos - exemplos ao longo do litoral fluminense. In: Lacerda, L.D.; Araújo, D.S.D de; Turcq, B. (Org.). *Restingas: Origem, Estrutura, Processos*. Anais do Simpósio sobre Restingas Brasileiras. p.47-60. Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- FERNANDEZ, G.B. 2003.. *Morfologia e dinâmica do sistema praia, duna frontal e antepraia em ambiente de alta energia: praia da Massambaba, litoral do Rio de Janeiro, Brasil*. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geografia. UFRJ.

- FERNANDEZ, G.B. & MUEHE, D. 1995. Cobertura sedimentar recente e batimetria da plataforma continental interna entre Macaé e o cabo Búzios, RJ. *VI Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada*. Anais. 1:196-203.
- FERNANDEZ, G.B. & MUEHE, D. 1998. A influência de sedimentos fluviais na morfologia da praia e antepraia no embaixamento Rio das Ostras - Cabo Búzios - (RJ). *Geosul* 14 (27) 201-207.
- GUSMÃO, L.A.B. (1990). *Transpasse de sedimentos na praia da Barra do Furado*. Monografia de graduação em Engenharia Civil – Obras Hidráulicas. Departamento de Hidráulica e Saneamento, Escola de Engenharia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 210p.
- HOMSI, A. (1978). Wave climate in some zones off the Brazilian coast. *16th International Conference on Coastal Engineering*. American Society of Civil Engineers – ASCE. Proceedings. p. 114-133.
- LAMEGO, A.R. (1940). *Restingas na costa do Brasil*. Rio de Janeiro. Bol. Div. Geologia e Mineralogia. 66 p. (Boletim 96).
- LAMEGO, A.R. (1945). *Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses*. Rio de Janeiro. DNPM. (Boletim 118).
- MAHIQUES, M.M. (1987). *Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade São Paulo - USP. São Paulo, SP. 2 vol.
- MARTIN, L. & K. SUGUIO (1989). Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (North of State of Rio de Janeiro). *International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary*. Special publication nº 2. 136p.
- MELO, E. (1993). The sea sentinel project: watching waves in Brazil. Proceedings of the *VIII Symposium on Coastal and Ocean Management — Coastal Zone 93*, 19-23 de julho de 1993, New Orleans, USA.
- MOREIRA da SILVA, P. de C. (1969). *Wave penetration at Sepetiba bay*. Relatório interno. Cia. Internacional de Engenharia e Construções.
- MUEHE, D. (1982). *Evidence of landward translation of beach barriers east of Guanabara bay*. In: Latin American Regional Conference. Rio de Janeiro. Abstracts. International Geographical Union.
- MUEHE, D. (1984). Evidências de recuo dos cordões litorâneos em direção ao continente no litoral do Rio de Janeiro. In: *Restingas: origem, estrutura, processos*. Lacerda *et al.* (orgs.). Anais do *Simpósio sobre Restingas Brasileiras*. UFF. Niterói, RJ, 10-14 dezembro 1984. p. 75-80.
- MUEHE, D. (1994). Lagoa de Araruama: geomorfologia e sedimentação. *Caderno de Geociências*, 10:53-62. IBGE. Rio de Janeiro, RJ.
- MUEHE, D. (1996). Caracterização físico-natural da plataforma continental interna e área costeira adjacente. In: MMA/UFRRJ/FUJB/LAGET. *Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União*. p. 83-100.
- MUEHE, D. (1998). O litoral brasileiro e sua compartimentação. Cunha, S.B. & Guerra, A.J.T. organizadores. *Geomorfologia do Brasil*. Capítulo 7. Editora Bertrand Brasil S.A. Rio de Janeiro, RJ. (Em publicação).
- MUEHE, D. (1998). *Morfodinâmica de praias e meiofauna no litoral centro oriental do Rio de Janeiro*. Projeto FUJB/Geociências/Petrobras. Contrato Petrobras nº 650.2.127.949; Proc. FUJB 5541-7. Relatório técnico não publicado.
- MUEHE, D. (2004) Erosion in the Brazilian Coastal Zone: an overview. *Journal of Coastal Research*, SI 39.
- MUEHE, D. & J. ALBINO (1992). Erosão e recuperação de um pontal arenoso - Macaé (RJ). *37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, SP, 9 a 15 de dezembro de 1992.
- MUEHE, D. & C.H.T. CORRÊA (1989). Dinâmica de praia e transporte de sedimentos ao longo da restinga da Maçambaba. *Revista Brasileira de Geociências*. 19(3):387-392.
- MUEHE, D. & S. IGNARRA (1984). Arenito de praia submerso em frente à praia de Itaipuaçu - RJ. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, Rio de Janeiro, RJ, pp. 341-348.
- MUEHE, D., RIBEIRO, A.Y. & BENTES, A.M.L. 1996. Resultados preliminares do balanço de sedimentos em dunas frontais sob regime de vento predominante da terra para o mar. *III Simpósio sobre Oceanografia*. IOUSP. Resumos. São Paulo. Resumos. P.350.
- RIBEIRO, A. Y. 2000. Balanço sedimentar num sistema de dunas frontais sob o regime de ventos dominantes da terra para o mar. Praia de Massambaba, Arraial do Cabo – RJ.258p. 29.3 .2000.
- RIBEIRO, A.Y. & MUEHE, D. 1998. Comportamento e balanço sedimentar em sistema de dunas frontais. *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais. Belo Horizonte, 11 a 16 de outubro. P.249.
- RUELLAN, F. (1944). Evolução geomorfológica da baía de Guanabara e regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, VI(4):445-508.
- SAAVEDRA, L. & D. MUEHE (1993). Innershelf morphology and sediment distribution in front of Cape-Frio - Cape Buzios embayment. *JOPS-I Workshop*. (Brazilian German Victor Hensen Programme Joint Oceanographic Projects, Niterói, RJ. p. 29.

Moysés Gonzalez Tessler

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - IOUSP

Samara Cazzoli y Goya

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - IOUSP

Pablo Sierra Yoshikawa

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - IOUSP

Shanty Navarro Hurtado

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - IOUSP



SÃO PAULO

Resumo

O litoral do Estado de São Paulo apresenta aproximadamente 400 Km de extensão, sendo em grande parte constituído por praias arenosas. Neste trecho costeiro, ao contrário de muitos estados brasileiros, não são observados segmentos contínuos submetidos a processos generalizados de erosão ou progradação. O que existe são segmentos restritos de linha de costa, submetidos a processos erosivos ou acrescionais, sendo estes, em geral relacionados com a existência de obstáculos naturais ou construídos, que alteram a dinâmica sedimentar original. Tanto os obstáculos naturais como os construídos modificam a interação da posição geográfica da linha de costa com o trem de ondas.

A intensa ocupação do litoral paulista a partir dos anos 1950, ocasionou diversas interferências sobre o compartimento costeiro como o aterro em manguezais, retificações em rios, rebaixamento do lençol freático e extração das areias de praias e dunas. Estas ações trouxeram grandes alterações no balanço sedimentar da costa paulista.

Abstract

The coast of São Paulo state is about 400 Kmlenght. Most of its extension is composed by sand beaches.

Continuous segments submitted to general erosion processes or progradation processes are not observed on this coastal part. In general, there are restrict segments over the coastal line submitted to erosive or depositional processes which are related to the existence of natural or built obstacles that change the coastal dynamics. Both the natural and the built obstacles change the interation of the geographic position of the coastal line in relation of the direction of the incident waves.

Since 1950, the intense occupation of the coast caused several interferences over the coastal area as the landfill in mangroves, lowering he underground water and extraction of sand from beaches and dunes. These actions caused a huge changing over the distribution of sediments on the coast.

INTRODUÇÃO

Processos erosivos em linha de costas atuais são amplamente descritos e discutidos em toda a literatura mundial, com diversos estudos de caso efetuados por todo o planeta. No caso do Brasil, este cenário não é diferente. Relatos de pesquisadores de vários estados brasileiros abordam a ocorrência de alterações em suas linhas de costas, em especial aquelas relacionadas a processos erosivos. O litoral do estado de São Paulo, porém diverge deste cenário, não sendo observados segmentos contínuos submetidos a processos generalizados de erosão ou progradação. Estes processos se manifestam de forma localizada, quase sempre como resultante da interação da posição geográfica da linha de costa com os trens de ondas gerados pelos sistemas meteorológicos atuantes e/ ou pela interação da dinâmica dos sistemas costeiros internos à costa e a dinâmica costeira, junto às desembocaduras de interligação entre estes sistemas.

1. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

O litoral paulista, com cerca de 400 quilômetros de extensão (figura 1), localiza-se entre as latitudes $23^{\circ} 30'$ - $25^{\circ}S$ e as longitudes $44^{\circ}30'$ - $48^{\circ}W$, e foi desde o primórdio de sua história, um dos locais mais amplamente explorados e ocupados do Estado.



Figura 1. Litoral do estado de São Paulo

No início da colonização, sobretudo no trecho conhecido como Baixada Santista (englobando desde Bertioga até Peruíbe), a costa exerceu o papel de receptora de colonizadores e comerciantes. O poderio das primeiras vilas (Santos, São Vicente e Itanhaém) abarcava territórios longínquos como, por exemplo, Angra dos Reis (RJ) e Paranaguá (PR).

Com a ascensão da cidade de São Paulo, estas vilas litorâneas passaram por um declínio econômico, com exceção de Santos que manteve as atividades portuárias.

O século XX trouxe grandes modificações para o litoral paulista. Ocorreram melhorias como as verificadas na estrutura portuária de Santos e São Sebastião, e ainda a implantação do pólo petroquímico e industrial em Cubatão e a construção de rodovias como Anchieta, Pedro Taques, Padre Manoel da Nóbrega (na década de 50) e Imigrantes, Tamoios e Rio – Santos (na década de 1970).

Muitos migrantes estabeleceram residência na Baixada devido à oferta de empregos e incrementaram a taxa de crescimento demográfico da região, que continua sendo uma das maiores de todo o Estado.

As melhorias atraíram também os turistas que impulsionaram o mercado imobiliário. Este setor acabou proporcionando um crescimento urbano irregular e desordenado, causando forte impacto ambiental nestas localidades.

Aterros em manguezais, retificações em rios, rebaixamento do lençol freático e extração das areias de praias e dunas trouxeram grandes alterações no balanço sedimentar da costa paulista, que é composta, principalmente, por praias arenosas.

Caracterização da área de estudo

Geomorfologicamente, o litoral paulista está contido na unidade Província Costeira definida por Almeida (1964), IPT (1981) e Ross & Moroz (1997). A Província Costeira é subdividida nas subzonas Serrania Costeira e Baixada Litorânea, sendo que cada subzona possui características geomorfológicas próprias, refletindo as condições genéticas ligadas ao arcabouço tectônico.

300

A evolução geológica do litoral paulista foi condicionada por dois conjuntos de fenômenos, com distintas escalas temporais. O primeiro está ligado ao soerguimento da Serra do Mar e subsequente subsidência da Bacia de Santos, relativos às reativações tectônicas ocorridas no final do Cretáceo (Almeida, 1976). O segundo é relacionado às variações do nível do mar durante o Quaternário. No litoral paulista, Suguio & Martin (1978) registraram a existência de dois eventos transgressivos-regressivos denominados de Cananéia e Santos, com idades relativas ao máximo transgressivo de 120.000 e 5.100 AP respectivamente.

Esta evolução geológica determinou a geomorfologia da linha de costa paulista e da plataforma continental adjacente. A ilha de São Sebastião é considerada o principal marcador geomorfológico tanto da linha de costa como da plataforma continental interna. Nesta região, ocorre uma mudança na direção geral da linha de costa, de NE-SW ao sul da ilha de São Sebastião para E-W ao norte.

Na porção ao sul da Ilha de São Sebastião, a plataforma continental possui isóbatas equidistantes e paralelas à linha de costa, até a região próxima da isóbata de 100 metros. Sua composição é predominantemente arenosa.

Na direção norte, a partir da ilha de São Sebastião, este comportamento se altera, tornando-se bastante irregular, com um aumento da declividade na plataforma interna, próximo à ilha. As isóbatas se distribuem com espaçamento variável apresentando estreitamento e aumento da declividade na plataforma, sobretudo entre as profundidades de 80 e 110 metros. A maior complexidade do relevo submarino favorece a deposição de lamas (Zembruscki, 1979).

A configuração das isóbatas indica, também, a existência de vários canais e vales submarinos que cortam a plataforma continental, destacando-se os canais Cananéia, Queimada Grande, São Sebastião e Búzios (Zembruscki, 1979). Estas feições foram desenvolvidas em nível de mar mais baixo e apresentam expressão no fundo marinho atual.

Já a costa é marcada pela existência do alinhamento oblíquo da Serra do Mar e por planícies sedimentares quaternárias individualizadas sendo estas maiores na porção sul do litoral. Esta configuração da costa paulista permitiu a compartimentação em dois setores distintos, sul e norte. A porção sul, que se estenderia da Ilha Comprida até a Praia Grande, seria então caracterizada pela presença de praias extensas, contínuas, retilíneas existentes em grandes planícies costeiras. A porção norte entre a Ilha de São Sebastião até Ubatuba, seria caracterizada por uma costa recortada (devido à proximidade da Serra do Mar), com a presença de diversas baías e enseadas e também de praias de pequenas dimensões (também conhecidas como praias de bolso) e orientações. O trecho entre Santos e Ilha de São Sebastião apresenta características de ambos os segmentos, sendo considerada como uma zona de transição entre estes.

Os sistemas de drenagem do litoral paulista estão limitados a maior ou menor distância da Serra do Mar, sendo a bacia do rio Ribeira de Iguape a mais extensa. As demais bacias hidrográficas de expressão regional seriam: Una do Prelado, Itanhaém, Itapanhaú e Juqueriquerê. Características originais destas bacias de drenagem mostram-se, muitas vezes, alteradas, em decorrência da atividade minerária e do processo de ocupação. Estudos sobre características hidráulicas destes rios são bastante raros, exceto aqueles correspondentes ao rio Ribeira de Iguape. Alguns estudos mostram correlações entre as vazões dos rios e a pluviosidade local.

A compartimentação mais usual da costa paulista foi proposta por Suguio & Martin (1978), levando em consideração os movimentos eustáticos e a tectônica local. Uma classificação de detalhe foi efetuada por Mahiques *et al.* (1990), onde foram avaliados parâmetros oceanográficos, geológicos e geomorfológicos na subdivisão da costa. Estes autores concluíram que o litoral paulista pode ser compartimentado em 26 unidades.

Souza (1997) realizou um estudo de detecção de áreas em erosão no litoral paulista através do uso do método de Taggart-Schwartz modificado e o de McLaren. A

autora dividiu o litoral paulista em 7 setores morfodinâmicos, onde detectou diversos pontos submetidos a processos erosivos. Este estudo acabou por concluir que a variação positiva do nível do mar estaria causando erosão generalizada na costa paulista.

A classificação mais recente da costa paulista foi efetuada por Ponçano *et al.* (1999), que indicaram a existência de cinco grandes compartimentos: Cananéia a Praia Grande, Santos a Bertioga, Bertioga a Toque-Toque, Toque-Toque a Tabatinga e Tabatinga a Picinguaba. Esta compartimentação foi baseada no estudo das praias, e considerou ainda os indicativos de tendências resultantes de deriva litorânea que representam a somatória de processos sedimentares ao longo de dezenas de anos nesta costa. Esta classificação da costa paulista é ainda bastante coincidente com a distribuição espacial das principais bacias hidrográficas do litoral.

2. PROCESSOS COSTEIROS

Clima

O Estado de São Paulo, devido a sua posição latitudinal, acaba sendo o palco de um complexo jogo de atuações de ventos dos sistemas tropicais (oriundos do Anticiclone Tropical do Atlântico – ATA) e de ventos dos sistemas polares (oriundos dos Anticiclones Polares Migratórios – APM), além dos fenômenos frontológicos (figura 2).

302

Monteiro (1973 *Apud* Sant’Anna Neto, 1990) classificou o litoral paulista sob o aspecto climático como tropical e subtropical úmido, subdividindo-o em: Litoral Norte (Ubatuba a São Sebastião), Litoral Central (Bertioga a Peruíbe) e Litoral Sul (Juréia a ilha do Cardoso) sendo que a maior faixa de transição climática estaria na altura de ilha de São Sebastião, separando Maresias ao sul e São Sebastião ao norte, ambas sem um período de estiagem significativo.

Estas características climáticas aliadas à ausência de expressivas bacias de drenagem conferem ao regime pluvial uma grande importância em relação ao transporte de água doce e sedimentos para o oceano. Sant’Anna Neto (1990) encontrou índices de participação dos sistemas frontais nunca inferiores a 77% na gênese de chuvas ao longo do ano.

Quanto à distribuição sazonal das precipitações no litoral paulista como um todo, observa-se que a época de chuvas compreende o período primavera – verão. No inverno, as regiões abrigadas são as que mais se ressentem da redução da pluviosidade. Estes locais seriam localizados a sotavento como os vales dos rios

Ribeira de Iguape e Juquiá e o eixo Enseada de Caraguatatuba – Ilha de São Sebastião - Serra de Juqueriquerê. Foi possível observar também que tanto o inverno como o verão, foram mais constantes quanto às variações pluviais. O caráter excepcional de alguns anos foi causado pela grande elevação ou redução das chuvas no outono e na primavera.

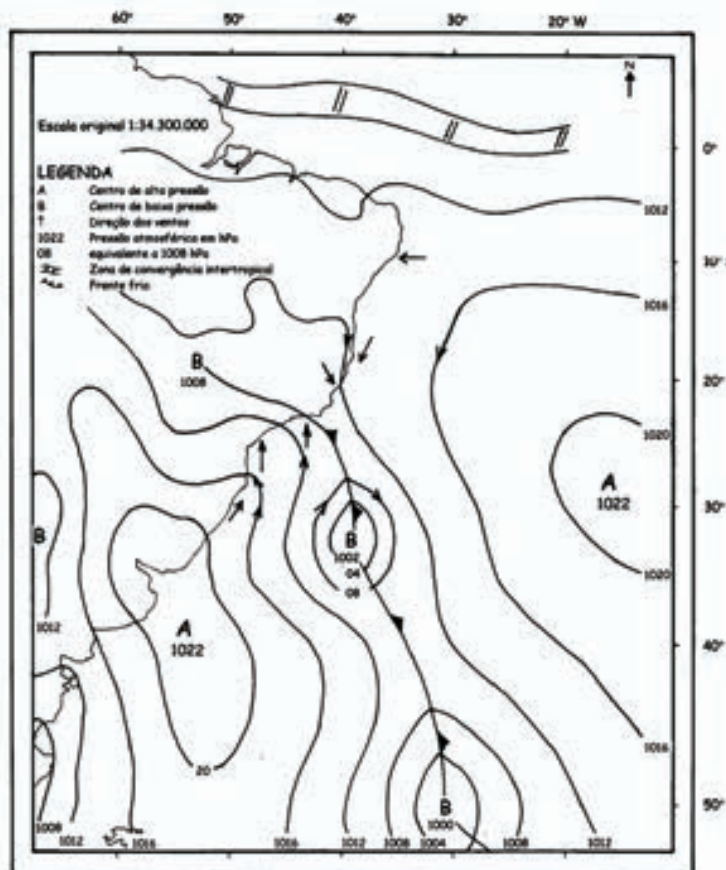


Figura 2. Circulação atmosférica sobre a América do Sul (Rodrigues, 1996)

Ondas

Séries de observações de longa duração (maiores que um ano) foram obtidas em locais restritos da costa sul paulista, onde projetos de obras civis ou manutenção/ ampliação de portos têm sido realizados. Os principais monitoramentos de ondas foram efetuados na região de Cananéia entre os anos de 1968-1969 (CTH/USP, 1973) e na região da Juréia entre os anos de 1982-1985 (Bomtempo, 1991).

Ambos os levantamentos, embora efetuados em anos distintos, apresentaram resultados bastante semelhantes entre si, no que se refere ao ângulo de incidência, altura e período de ondas. A principal diferença entre os levantamentos foi quanto ao predomínio da direção de ondas incidentes que foi de SE em Cananéia (CTH/ USP, 1973) e de E-NE na Juréia (Bomtempo, 1991).

De um modo geral, as ondas mais frequentes em tempo bom eram oriundas do arco entre S60° E-E e as de tempestade eram provenientes do arco entre S75°E-

S20°W. Os períodos variaram entre 3 a 30 segundos, sendo que mais de 85% das medições abrangeu o intervalo de 6 a 20 segundos com forte predomínio do intervalo 9 a 11 segundos. Quanto às alturas, verificou-se que em 90% dos valores situavam-se entre 0,5 e 2,0 metros, sendo 50% no intervalo de 1,0 a 1,5 metro.

A pesquisa realizada pelo CTH/ USP (1973) permitiu ainda a correlação entre ondas e ventos locais (medidos em uma estação costeira). Esta comparação permitiu concluir que os sistemas de propagação de ondas do litoral sul estão vinculados somente aos seus centros de geração oceânicos, independentemente dos ventos locais. Pode-se dizer que as direções de aproximação do quadrante NE correspondem a ondas provenientes de áreas de geração situadas a leste (ATA ou frontogênese situada à leste) e as ondas provenientes de SE/ S correspondem a zonas de geração situadas a sul (APM).

Sistemas de Correntes Litorâneas

O rumo geral do litoral paulista (NE-SW) junto com o predomínio temporal do ATA (consequentemente de ondas de NE - E), resultam no predomínio de correntes de deriva litorânea com sentido sudoeste. Em condições onde há o predomínio de frontogêneses ligadas ao APM, com ondas provenientes do rumo S-SE, a deriva passa a se propagar para nordeste.

Devido ao fato destes centros geradores estarem distantes da costa e serem as ondas dotadas de energia e velocidade de propagações distintas, existe a possibilidade de conjuntos de ondas gerados em momentos diferenciados, chegarem ao mesmo tempo na costa (Ponçano *et al.*, 1999). Tessler (1988) concluiu ser possível uma interação entre trens de ondas, geradores de correntes costeiras com orientações opostas (nordeste e sudoeste).

Bomtempo (1993 *apud* Ponçano *et al.*, 1999), realizando medições de correntes na praia da Juréia (entre os anos de 1982 e 1985), encontrou valores entre 10 e 30 cm/s, sendo os mais elevados referentes às medidas de superfície, em ambos os rumos. Estes valores, segundo Ponçano *et al.* (1999) são suficientes para o transporte de areias muito finas.

A desembocadura do rio Ribeira de Iguape causa interrupções locais nesse sistema de correntes, funcionando como molhe hidráulico. Esta ocorrência se repete, embora de modo mais restrito, em rios como o Una do Prelado, Itanhaém e Juqueriquerê.

As correntes de maré são importantes na configuração dos sistemas lagunares, como é o caso das desembocaduras de Ararapira, Cananéia e Icapara, na região de Cananéia-Iguape (Tessler & Mahiques, 1983), mas aparentemente não são significativas para o restante do litoral paulista.

Tipologia das Praias

Dentre as feições costeiras, as mais comuns, e também as mais afetadas pela movimentação das areias são as praias. Sua constituição representa uma resposta a diversos componentes dinâmicos, que segundo Fairbridge (1968) seriam: *a)* alterações diárias, produzidas pela maré; *b)* alterações quinzenais, relacionadas a marés de sizígia, *c)* alterações anuais, dadas por variações sazonais do nível médio do mar; *d)* alterações de longo prazo do nível médio do mar, que atinge conotação global.

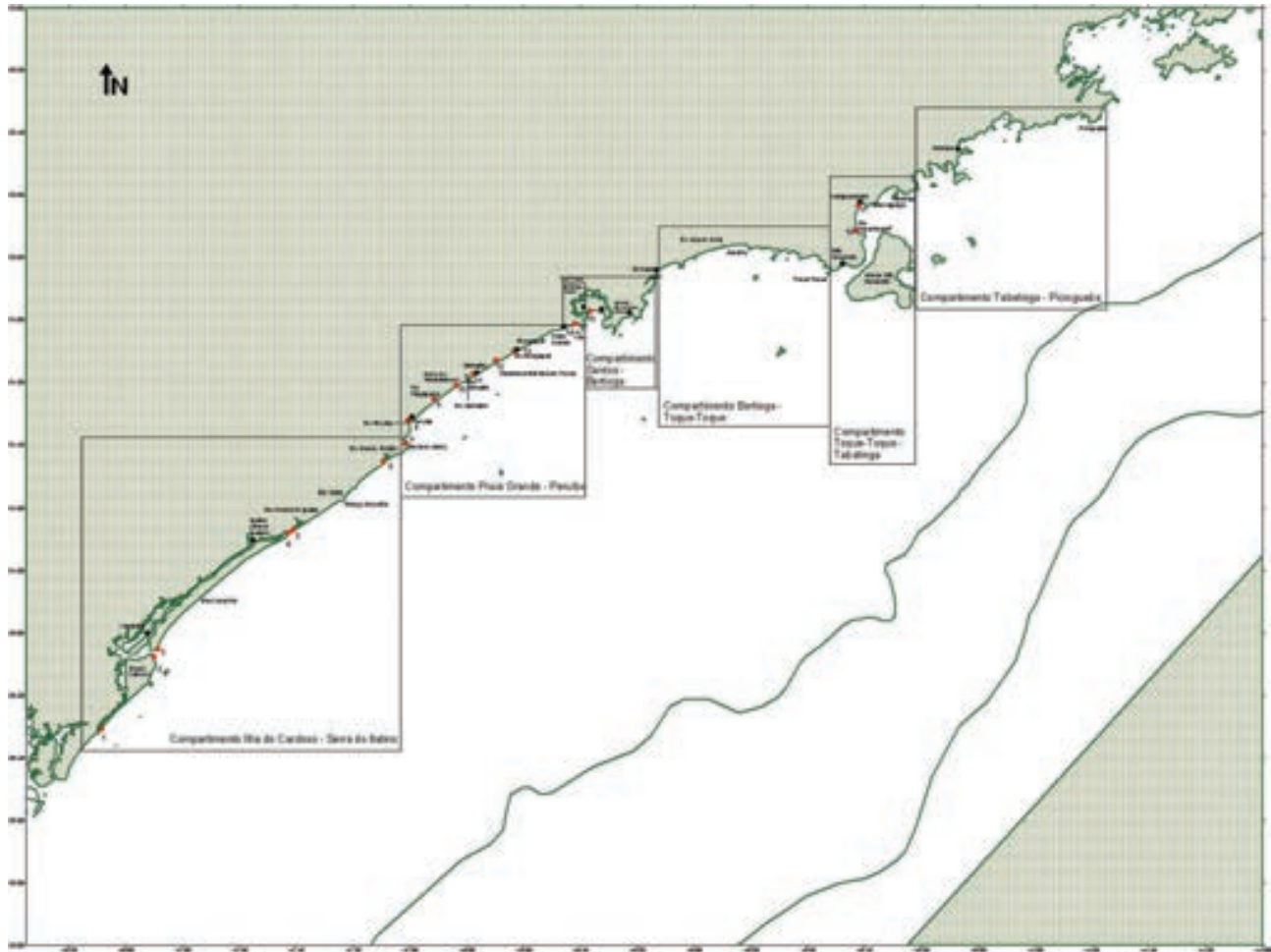
A estes componentes devem-se acrescentar as tendências de erosão ou acúmulo sedimentar, relacionadas com o transporte desses sedimentos provocado pela ação das ondas e correntes de deriva litorânea. A ação antropogênica também deve ser considerada.

No caso da evolução holocênica da costa paulista, os estudos efetuados em cordões litorâneos existentes nas planícies costeiras levam à interpretação de uma contínua progradação da linha de costa, iniciada após o máximo evento transgressivo holocênico. Adicionalmente, ao se analisar a disposição destes cordões litorâneos, conclui-se, devido ao seu paralelismo, que os regimes de ondas devem ter se mantido com características muito semelhantes às atuais, durante ao menos todo o período posterior ao máximo transgressivo holocênico.

Apesar do histórico progressivo da linha de costa, corroborado pela ausência de marcadores de mudanças bruscas no clima de ondas incidentes na área, as praias comportam-se de maneiras diferenciadas, tendendo a ser dissipativas a intermediárias entre Cananéia e Boracéia e intermediárias a reflexivas entre São Sebastião e Ubatuba.

3. CARTA DE EROSÃO/ PROGRADAÇÃO DAS PRAIAS DO LITORAL PAULISTA

A classificação da costa paulista efetuada por Ponçano *et al.* (1999) foi a base da subdivisão efetuada neste trabalho, com exceção do Compartimento Cananéia a Praia Grande que foi subdividido em duas partes (compartimentos Cananéia - Serra do Itatins e Peruíbe a Praia Grande). Estes compartimentos e os respectivos pontos de detalhe podem ser vistos na figura a seguir.



Compartimentos do litoral paulista. Os pontos vermelhos mostram a posição dos setores mais críticos de modificação da linha de costa. A numeração ao lado dos pontos vermelhos indica o número sob o qual foi descrito o segmento.

306

► **Compartimento Ilha do Cardoso – Serra do Itatins**

Este compartimento compreende o Sistema Cananéia-Iguape e os setores Barra do Ribeira - Maciço da Juréia e Rio Verde - Barra do Una, que estão situados na Planície Costeira Cananéia-Iguape. Este compartimento engloba ainda a planície do Guarau que está encaixada na Serra do Itatins (figura 3).

A configuração geográfica do Sistema Cananéia-Iguape é representada por quatro ilhas (Cardoso, Comprida, Cananéia e Iguape) separadas entre si por sistemas de canais e rios (canal de Ararapira; baía de Trapandé; mares de Cubatão, Cananéia e Pequeno/ Iguape; Valo Grande e rio Ribeira de Iguape) que se comunicam com o oceano por desembocaduras denominadas, do sul para norte: Ararapira, Cananéia, Icapara e Ribeira de Iguape sendo esta última a foz do rio principal desta região e mesmo do litoral paulista (figura 4).



Figura 3. Compartimento Ilha do Cardoso – Serra do Itatins (Abril, 1997). Este compartimento engloba todo o sistema Cananéia-Iguape e também as planícies que abrigam as praias da Juréia, do Una, da Barra do Una e do Guarahú.



Figura 4. Sistema Cananéia - Iguape. Esta região compreende as ilhas do Cardoso, Cananéia, Comprida e de Iguape, além dos canais (localmente chamados de "mar") de Arapira (limite sul da região no estado), Cubatão, Cananéia e Mar Pequeno. A desembocadura do rio Ribeira de Iguape marca o limite norte deste sistema.

Os setores Barra do Ribeira - Maciço da Juréia e Rio Verde - Barra do Una estão situados a norte da foz do Ribeira de Iguape e são separados entre si pelo Maciço da Juréia. A principal drenagem destes setores é o Rio Una do Prelado, localizado no setor Rio Verde-Barra do Una, na Estação Ecológica Juréia-Itatins (figura 5). Esta é a área de maior incidência de massas polares na costa paulista. As passagens frontais são em geral rápidas, com menor quantidade de frentes estacionárias

(Sant'Anna Neto, 1990). A média do total pluviométrico anual deste compartimento fica em torno de 2000 mm, com invernos mais secos (DAEE, 1998). A área compreendida entre os maciços da Juréia e a serra dos Itatins forma um conjunto de grande pluviosidade (média de 3000 mm) que decresce em direção à Iguape e volta a aumentar até Cananéia, com total anual em torno de 2.500 mm.

As praias apresentam características dissipativas, sendo extensas, planas, compostas por areias finas a muito finas e com larga zona de arrebentação. Neste compartimento as praias são, em geral, estáveis, regidas por uma resultante geral do transporte sedimentar rumo nordeste. Os segmentos praias em desequilíbrio estão em localizados nas ligações do Sistema Cananéia-Iguape com o mar, ou seja, nas desembocaduras de Ararapira (ponto 1), Cananéia (pontos 2 e 3), Icapara (pontos 4 e 5) e foz do rio Ribeira de Iguape (ponto 6). Estes trechos de praia são tidos como muito instáveis, apresentando modificações morfodinâmicas em pequeno espaço de tempo.

A nordeste da Praia da Juréia, o predomínio de sentido da deriva litorânea retoma o rumo nordeste. A foz do rio Una do Prelado causa alteração nas correntes costeiras, porém em menor proporção do que o Ribeira de Iguape. Estas praias também são consideradas estáveis com exceção do trecho próximo à desembocadura do Rio Una do Prelado (ponto 7).

A praia do Guarahú apresenta largura crescente rumo à porção nordeste da mesma a partir da desembocadura do rio homônimo, onde se apresenta em desequilíbrio (ponto 8).

► Compartimento Peruíbe - Praia Grande

Este compartimento é composto pelas praias situadas nas planícies costeiras de Itanhaém e Praia Grande (figura 6).

A planície costeira de Itanhaém apresenta direção aproximada de N50°E e dimensões máximas de 40 quilômetros de comprimento por cerca de 15 quilômetros de largura. Trata-se, na verdade, de uma planície costeira intercalada por morros cristalinos com diferentes faixas de sedimentação, entre o sopé da Serra do Mar e a linha de praias retilíneas.



Figura 5. Trecho da costa paulista entre a Barra do Ribeira de Iguape e a Praia do Guarahú.



Figura 6. Compartimento Peruíbe – Praia Grande (Abril, 1997). Este compartimento engloba as planícies costeiras de Itanhaém e da Praia Grande.

A configuração desta planície aproxima-se de uma semi-elipse, sendo o arco dado à nordeste (NE) pelo Esporão de Mongaguá, a norte e noroeste (N e NW) por trechos da Serra do Mar e a sudoeste (SW) pelo Maciço de Itatins-Juréia. A corda da semi-elipse é dada pelo Oceano Atlântico. Em relação à rede de drenagem, esta é constituída pela bacia hidrográfica do Rio Itanhaém, que corresponde, em extensão, a segunda maior bacia do litoral paulista.

Já a planície de Praia Grande tem dimensões de 20 km de extensão por 10 km de largura (máxima) e é limitada nas suas extremidades pela Serra de Mongaguá ao sul e pelo estuário santista ao norte. Nas porções central e nordeste, a planície é drenada por uma rede de canais de maré que delimitam as ilhas de São Vicente e Santo Amaro. A porção sudoeste desta planície é drenada, pontualmente, pelo Rio Mongaguá. Nas demais áreas, as drenagens são de caráter temporário, aflorando de acordo com a variação da pluviosidade e da ação da cunha salinha no lençol freático local.

As praias de ambas as planícies são contíguas onde podemos delimitar dois setores separados entre si por afloramentos do Embasamento Cristalino próximos da foz do Rio Itanhaém. O primeiro setor abrange as praias entre a foz do rio Peruíbe e a foz do Rio Itanhaém e o segundo, o segmento praial entre a foz do rio Itanhaém e a Ponta do Itaipú.

Em termos meteorológicos, este compartimento tem participação mais equilibrada dos sistemas tropicais e polares com domínio entre estes sendo variável de um ano para outro. O relevo da Serra do Mar e sua disposição leste-oeste constituem

um obstáculo para as frentes de baixo declive, que ocorrem, normalmente, durante a primavera e o verão, contribuindo para uma maior ocorrência de frentes estacionárias (Sant'Anna Neto, 1990). Há uma diminuição progressiva das precipitações em direção a Serra do Itatins, que desvia parte dos fluxos polares, criando uma zona de sobra de chuvas na região de Peruíbe e Itanhaém. O distanciamento progressivo das vertentes serranas também contribui para a diminuição da pluviosidade neste compartimento que possui média pluviométrica anual entre 1750 a 2250 mm.

Essa alternância na atuação das massas de ar faz com que exista uma alternância entre o sentido geral de transporte costeiro nos dois setores deste compartimento. Na maior parte do ano, o sentido predominante de transporte é rumo SW fato este corroborado por Araújo (2000), mas segundo Ponçano *et al.* (1999) e Cazzoli y Goya & Tessler (2000) a resultante geral do transporte sedimentar é rumo NE, devido à ação mais rara, porém mais intensa, dos sistemas polares.

Esta configuração meteorológica-oceanográfica, aliada à ausência de obstáculos ao transporte sedimentar na zona costeira, resultou na construção de praias extensas, planas, retilíneas, constituídas predominantemente por areias finas e muito finas, com características dissipativas (segundo a classificação de Wright & Short; 1983). Estas praias apresentam bastante mobilidade de sedimentos entre os setores emerso e submerso, porém de modo geral podem ser consideradas estáveis sem predomínio de processos erosivos/ deposicionais.

Este quadro geral é quebrado em caráter pontual, devido a alterações impostas pelas fozes dos rios Peruíbe (ponto 9) e Itanhaém (ponto 12), obstáculos naturais como a Pedra dos Jesuítas (ponto 10), Morro do Paranambuco (ponto 11) e a ponta de Itaipu (ponto 15), e ainda obras de engenharia situadas na região praias como a Plataforma Marítima de Pesca (ponto 13) e o molhe na foz do rio Mongaguá (ponto 14).

► **Compartimento Santos - Bertioga**

Este compartimento compreende o estuário e baía de Santos que são compostos por um complexo de terrenos sedimentares de idade Cenozóica que por sua vez, são limitados, no lado continental, pela Serra do Mar. Este compartimento compreende duas ilhas principais (São Vicente e Santo Amaro) separadas entre si e do continente por canais de maré (Porto, São Vicente e Bertioga) onde também deságuam drenagens oriundas das encostas da Serra do Mar (figura 7). A principal bacia hidrográfica deste compartimento é a do rio Itapanhaú, que deságua no Canal da Bertioga.

A caracterização meteorológica em termos das participações dos sistemas tropicais e polares é muito semelhante ao compartimento anterior, com a existência de frentes estacionárias durante a primavera e o verão. A maior proximidade da

Figura 7. Compartimento Santos – Bertioga. Este compartimento engloba o sistema estuarino de Santos com seus canais internos e a própria Baía de Santos. Localizam-se aqui as ilhas de São Vicente (municípios de Santos e São Vicente) e de Santo Amaro (Vicente de Carvalho e Guarujá) além de regiões continentais como Cubatão.



Serra do Mar reforça a ação do efeito orográfico das precipitações, sobretudo quando são comparados os totais pluviométricos obtidos em Santos (2000 - 3000 mm), Cubatão (3000 - 3500 mm) e vertente serrana (cerca de 4000 mm).

A geometria da costa, a baía de Santos e o estuário homônimo definem um padrão bastante complexo de circulação, em que as águas do estuário, saindo pelo canal do Porto, rumam para NE, enquanto que na região da desembocadura do canal da Bertioga há indícios de deriva litorânea para sudoeste. A costa da Ilha de Santo Amaro parece ser um limite regional entre um rumo de deriva litorânea sudoeste-nordeste e outro nordeste-sudoeste proveniente de norte (Ponçano et al., 1999).

As praias deste compartimento podem ser divididas em dois setores. O primeiro englobaria as praias insulares da ilha de São Vicente, influenciadas pela circulação da baía de Santos e pelas desembocaduras dos canais de São Vicente e do Porto. O segundo setor abrangeria as praias da ilha de Santo Amaro, que estão expostas ao oceano.

As praias do primeiro setor apresentam características dissipativas, planas e são compostas por areias finas a muito finas. A construção de um tómbolo artificial unindo a ilha Porchat à ilha de Santo Amaro trouxe uma subdivisão quanto às tendências de sedimentação neste setor. Nas praias entre a ilha Porchat e a desembocadura do canal de São Vicente, ocorreu um intenso assoreamento (ponto 16), reforçado por obras de engenharia (espigões). Já nas praias entre a Ilha Porchat e a desembocadura do Canal do Porto houve uma tendência à estabilidade, com ponto localizado de deposição associado à presença da ilha de Urubuqueçaba e a construção de obras costeiras como o emissário submarino de Santos.

No segundo setor, as praias apresentam características de “praia de bolso” sendo a morfodinâmica destas diferenciadas entre si, devido a variações de dimensões, de exposição aos trens de ondas e da proximidade do Embasamento Cristalino (morros e ilhas).

► Compartimento Bertioga - Toque-Toque

O compartimento Bertioga - Toque-Toque é caracterizado por uma forte inflexão da linha de costa que configura um grande arco E-W (com aproximadamente 65 kms de comprimento), recortado por enseadas, cujas dimensões diminuem rumo à NE (figura 8). A bacia de drenagem mais significativa desta área é a do Rio Una do Norte, porém cada praia possui bacias de drenagens próprias.

Este compartimento ainda é marcado pela atuação equilibrada dos sistemas tropical e polar, porém o relevo e a maior proximidade da Serra do Mar transformam esta área na região mais chuvosa do litoral paulista, com média pluviométrica anual entre 3.000 e 4000 mm.

As praias tornam-se menores e mais recuadas, rumo à ilha de São Sebastião, devido à aproximação das vertentes da Serra do Mar. A mudança de orientação da linha de costa, bem como a barreira constituída pela Ilha de São Sebastião, mudam a tendência geral de transporte para W e SW. Esta tendência é indicada por curvaturas características de algumas praias. A atuação de ondas normais às praias também é importante (dinâmica *onshore - offshore*), bem como zonas de deposição causadas por ilhas próximas à linha de costa. Correntes locais reversas foram inferidas neste compartimento, a partir de imagens de satélite.

As praias localizadas entre Bertioga e Barra do Una possuem características dissipativas a intermediárias, com areias finas e micáceas. De um modo geral podem ser consideradas estáveis em relação a processos erosivos/ acrescionais, exceto em alguns pontos muito localizados onde existem obras de engenharia (molhes e marinas). Martins (2000), após monitoramentos diários da praia da Bertioga ao longo de 36 dias, atestou que ocorre uma rápida sobreposição dos

312



Figura 8. Compartimento Bertioga - Toque-Toque (Abril, 1997). O primeiro trecho entre Bertioga e Barra do Una é caracterizado pelo início do distanciamento da Serra do Mar, o que permite a formação de planícies costeiras e drenagens maiores. A Serra do Mar acerca-se do litoral somente na altura de Juquehy, fazendo com que entre esta praia e a praia de Toque-Toque, existam praias de pequenas dimensões, voltadas em geral para SE e limitadas pelo Embasamento Cristalino.

processos erosivos e construtivos, sem domínio de um em relação ao outro, exceto em períodos onde haja um pequeno intervalo entre as passagens de sistemas frontais ou quando ocorrem simultaneamente eventos de maré de sizígia – período de equinócio e passagem de sistema frontal. Em ambas as situações meteorológicas descritas, haverá, segundo a autora, maior eficiência dos agentes erosivos em detrimento dos deposicionais.

Já o trecho entre Juquehy e Toque-Toque apresenta praias de pequenas dimensões com estados morfodinâmicos distintos.

► **Compartimento Toque-Toque – Tabatinga**

Este compartimento engloba a região dominada pela ilha e o canal de São Sebastião, abrangendo ainda a planície costeira de Caraguatatuba, que é a maior do litoral norte paulista (figura 9). Sua bacia de drenagem principal é a do rio Juqueriquerê, que banha uma área de 382 Km².

Este compartimento, assim como o compartimento Tabatinga - Picinguaba, evidencia um domínio dos sistemas tropicais e maior atividade frontal, onde a latitude e a disposição do relevo são responsáveis pelo enfraquecimento das evoluções das frentes e as precipitações aumentam em função das frentes estacionárias que atuam na área. O grande diferencial meteorológico deste compartimento é a existência de um bolsão menos chuvoso no eixo Serra do Juqueriquerê - Ilha de São Sebastião – Enseada de Caraguatatuba, que é explicado pela posição a sotavento das serras que a circundam. Este bolsão possui média pluviométrica anual bem mais reduzida, em torno de 1700 mm.

As praias deste setor podem ser subdivididas em 4 setores. O primeiro setor abrange as praias continentais e insulares do Canal de São Sebastião. O segundo setor engloba as praias expostas ao oceano, existentes na ilha de São Sebastião. O terceiro setor abrange as praias da planície costeira de Caraguatatuba e o quarto setor por fim, abrange as praias entre Massaguaçu e Tabatinga.

O primeiro setor é caracterizado por praias de pequenas dimensões, com poucas ondas, inclinações variadas e modas entre areia grossa a fina. Em algumas praias, existem níveis expressivos de minerais pesados. O segundo setor possui praias inclinadas, pequenas (a maior possui 2 km de extensão), com muita proximidade de serras e ilhotas. Já o quarto setor apresenta basicamente uma única praia, denominada de Praia de Massaguaçu. Nos dois extremos desta praia, com seu arco praial voltado para SE/ S fora da proteção da ilha de São Sebastião ao embaite dos sistemas de ondas provenientes destes quadrantes, são observadas características bastante distintas. Na fase mais a sul, localmente designada como Capricórnio, um segmento fluvial tem sua foz fechada por sedimentos arenosos grossos a muito grossos, depositados pela intensa ação das ondas. A feição bar-

reira é elevada, com alta declividade tanto para a face marinha como para a face do lago que se forma a retaguarda, sendo continuamente atacada por sistemas de ondas de grande nível de energia (mais de 2 metros), que após refração na área marinha próxima, incidem diretamente sobre a feição arenosa barreira.

A porção praias localizada mais a nordeste do arco praias, especialmente a que se localiza entre uma foz fluvial e o paredão rochoso que separa a enseada de Massaguaçu do segmento costeiro seguinte, apresenta uma baixa declividade, embate de sistemas de ondas incidentes bastante amortecidos e períodos de acreção sedimentar significativos no perfil praias.

Entre os dois extremos, foi encontrada uma área que está sendo, recentemente, muito afetada por processos erosivos (ponto 19).

A porção mais a norte do setor Tabatinga já apresenta características similares ao compartimento Tabatinga – Pinguaba com praias de bolso localizadas em baías e enseadas, com características morfodinâmicas variadas.

As praias destes três setores são bastante ocupadas (exceto as praias oceânicas da Ilha de São Sebastião, cujo difícil acesso dificulta a ocupação), com relativa estabilidade quanto aos processos deposicionais/ erosivos.

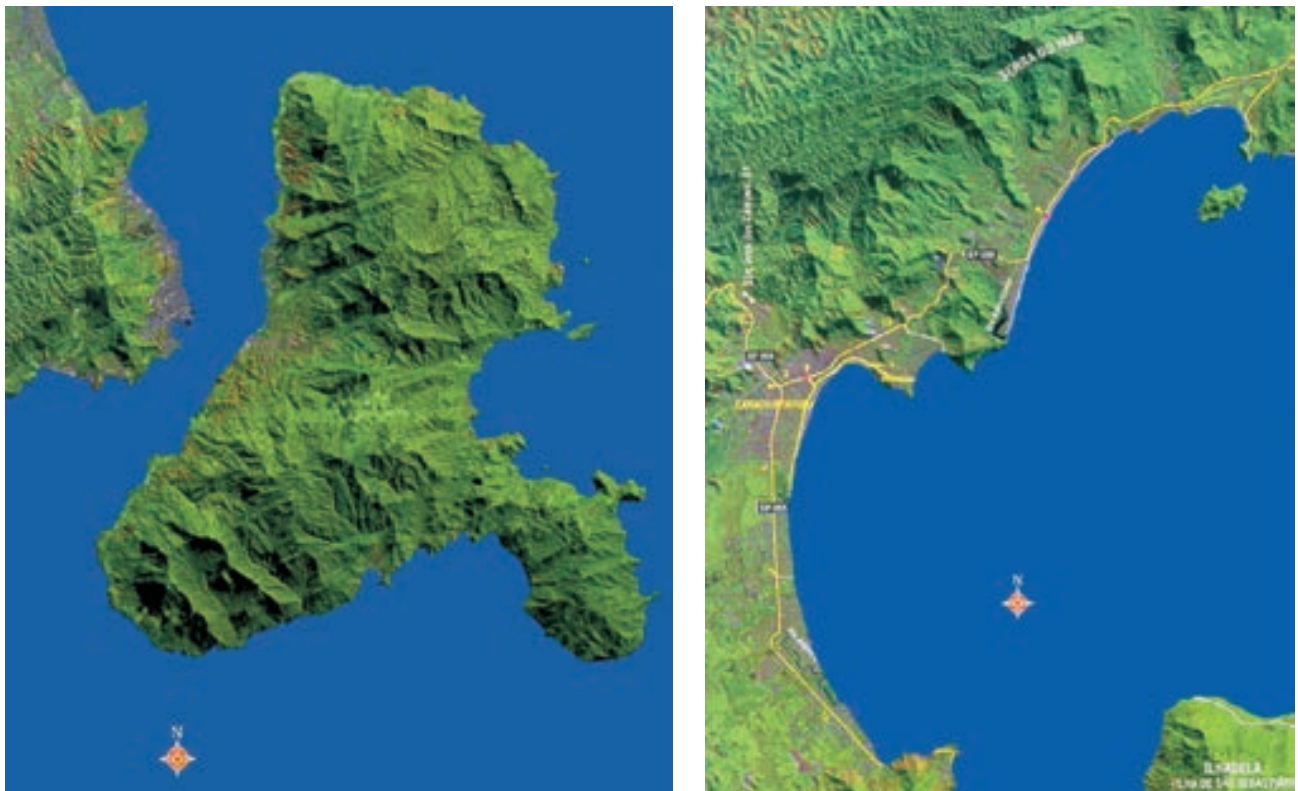


Figura 9. Compartimento Toque-Toque – Tabatinga (Abril, 1997). A figura 9a ilustra os setores praias da parte continental do Canal de São Sebastião e da ilha de São Sebastião. Já a figura 9b ilustra os setores da planície costeira de Caraguatatuba e mais ao norte da planície que contém as praias de Massaguaçu e Tabatinga.

O terceiro setor é marcado por diferenças na incidência de ondas entre as porções norte e sul da planície costeira de Caraguatatuba, sendo a deriva predominantemente para SW. A porção mais a sul da planície de Caraguatatuba é caracterizada pelo resguardo da ação de ondas, imposto pela presença da ilha de São Sebastião. Esta proteção propiciou a formação de uma planície de maré, descrita por Souza & Furtado (1987). Pouco mais a norte da planície, junto à foz do rio Juqueriquerê, a praia pode ser descrita como plana, extensa, com características morfodinâmicas intermediárias, areia muito fina e escura e vegetação de mangue. Este trecho mais próximo da desembocadura do rio apresenta um processo contínuo de erosão (ponto 17).

As praias rumo ao norte da planície são também planas e de características morfodinâmicas intermediárias. Os sedimentos são compostos por areias claras finas a muito finas e a vegetação de mangue desaparece. As ondas passam a incidir mais diretamente nestas praias, fazendo com que a deriva litorânea (com sentido SW) seja mais efetiva neste trecho. As praias podem ser consideradas relativamente estáveis exceto no trecho entre a desembocadura do rio Santo Antônio e a Ponta do Camaroeiro (ponto 18) onde existe um processo natural de assoreamento, reforçado por obras de engenharia existentes no local (molhes e espigões) (Farinaccio, 2000).



Figura 10. Compartimento Tabatinga – Pinguaba (Abril, 1997). Este compartimento é caracterizado pela linha de costa bastante recortada e pela existência de diversas ilhas.

► **Compartimento Tabatinga - Picinguaba**

O litoral deste trecho é bastante recortado, com numerosas ilhas. A área costeira deste compartimento é bastante comprimida pelas vertentes da Serra do Mar e esporões que avançam e adentram ao mar (figura 10). As drenagens não são significativas neste trecho do litoral paulista. A plataforma continental interna é mais inclinada que nos demais compartimentos.

Em termos meteorológicos, este compartimento diferencia-se do compartimento Toque-Toque - Tabatinga pela sua alta média pluviométrica anual, que oscila entre 2.000 e 2.500 mm. As vertentes da Serra do Mar, pelo efeito orográfico e ao fato de se posicionarem em direção conflitante com as correntes atmosféricas de sul e sudeste, recebem nítido aumento de pluviosidade, superiores a 3000 mm.

Devido à geometria desta linha de costa, as praias estão recuadas em baías e enseadas, e apresentam características morfodinâmicas e sedimentológicas diversas, em função do grau de exposição aos trens de ondas incidentes. As praias são menos sujeitas à ação de deriva litorânea sendo a remobilização dos sedimentos feita por dinâmica *onshore - offshore* e correntes locais (Ponçano *et al.* In: IPT, 1994). Entretanto, as variações granulométricas e de declividades e ainda a migração de fozes de rios e a curvatura da maioria das praias indiquem tendência de deriva rumo SW-NE. Uma visualização generalizada da ocorrência de processos erosivos/ acrescionais fica muito prejudicada, porém monitoramentos topográficos efetuados na praia de Itamambuca por Barros (1997) e Hurtado *et al.* (2002) mostraram que, nesta praia, por exemplo, existe a tendência de ciclicidade entre os processos erosivos e deposicionais além de forte ação da dinâmica *onshore - offshore*. Esta tendência foi encontrada também no monitoramento efetuado por Barros (1997) nas praias da Fazenda e Puruba.

Detalhamento dos pontos de instabilidade encontrados

Ao longo de todo o litoral paulista foram detectados alguns pontos localizados (e não grandes extensões praias, como existem em outros estados brasileiros) de instabilidade no processo sedimentar. Em geral, estes desequilíbrios estão ligados ou a obstáculos naturais que barram a deriva costeira de sedimentos ou então (mais comumente) a obras realizadas ou nas praias ou nos rios maiores que deságuam nas mesmas.

► **Ponto 1. Desembocadura do Canal de Ararapira**

O canal de Ararapira é um dos canais pertencentes ao sistema Iguape - Cananéia que separa a Ilha do Cardoso do continente na porção sul do litoral paulista. Este canal é separado do mar aberto por um esporão arenoso (conhecido localmente

como Praia de Ararapira) de cerca de 18 km de comprimento, direção N45⁰, ancorado na ilha do Cardoso (Tessler & Mahiques, 1993).

Os trabalhos de Tessler (1988), Tessler & Mahiques (1993) e Mihály (1997) apontaram para esta região, a ocorrência do crescimento da praia de Ararapira rumo SW. Este indicador geomorfológico poderia aludir a hipótese que o sentido de deriva litorânea, nesta região, é rumo SW. Uma análise mais acurada da morfologia desta desembocadura mostra, entretanto, que esta deriva tem rumo resultante NE. O sedimento estaria sendo armazenado junto à margem mais a sul da desembocadura, criando nesta um pequeno esporão (figura 11). Este barramento seria causado pela ação de molhe hidráulico (conforme descrito em Suguio *et al.*, 1985) criado pela saída do canal de Ararapira, sobretudo em épocas de maior pluviosidade ou de aprisionamento de água dentro do sistema lagunar (causado, por exemplo, pela ocorrência de marés meteorológicas). O canal de Ararapira teria um regime muito similar ao existente no ambiente fluvial sendo, entretanto controlado pela ação das marés (sobretudo a vazante que tem direção predominante SW). Esta espécie de regime fluvial cria na porção interna do canal, margens convexas (de deposição) e côncavas (de erosão). O material sedimentar que seria responsável pelo aumento do esporão arenoso proviria da margem côncava do canal, sendo retrabalhado e em seguida depositado ou diretamente nas margens convexas ou em bancos arenosos associados a estas margens. Esta complexa dinâmica sedimentar sofre ainda a ação de ondas e correntes que por sua vez variam de acordo com o padrão meteorológico vigente.

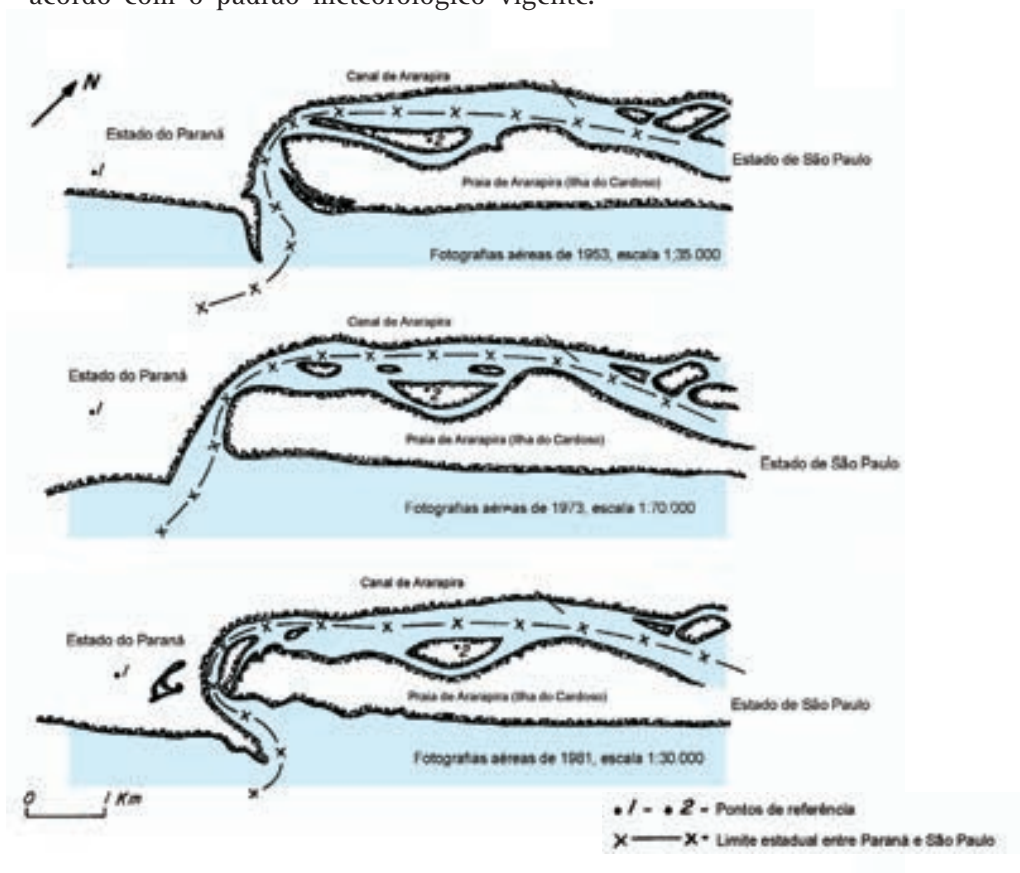


Figura 11. Instabilidade no processo sedimentar verificado na Barra de Ararapira (Tessler & Mahiques, 1993).

► Pontos 2 e 3. Desembocadura da Barra de Cananéia

A barra de Cananéia é a desembocadura do sistema Iguape-Cananéia que separa as ilhas do Cardoso e Comprida. A ilha do Cardoso neste ponto tem a presença de afloramento do Embasamento Cristalino e praias de pequena extensão e largura. Já a Ilha Comprida é a maior ilha marítima do estado de São Paulo, possuindo cerca de 100km de extensão e largura variável e, ainda, N45° de orientação. Na barra de Cananéia, o estudo comparativo efetuado por Tessler *et al.* (1990) mostra uma tendência muito generalizada de avanço da porção leste da ilha do Cardoso (ponto 2) e erosão na porção oeste da Ilha Comprida (ponto 3) – figura 12. O sentido de deriva resultante é para NE, o que faz com que os sedimentos provenientes de sul sejam retidos, pelo mesmo processo de molhe hidráulico verificado na saída do canal de Ararapira, na ilha do Cardoso. A interação entre variações na maré (regimes de enchente e vazante) e ação de ondas e correntes litorâneas faz com que se formem bancos arenosos, que crescem até um limite de agradação máximo quando os mesmos processos que os formaram, passam a destruí-los. A corrente litorânea distribui a carga sedimentar (sedimentos erodidos na parte interna do sistema lagunar carregados, sobretudo pelo delta de maré vazante, e sedimentos erodidos da plataforma interna e dos bancos submersos) ao longo da praia de Fora, na Ilha Comprida. Levantamentos topográficos efetuados nesta praia por Geobrás (1966) indicaram alternância de processos erosionais/deposicionais, ou seja, ação de uma dinâmica *onshore* – *offshore* nesta praia com a eventual formação de bancos submersos na Ponta de Fora (extremo sul da ilha Comprida) (Tessler, 1988 e IPT *et al.*, 1994), o que difere de Souza (1997) que aponta um sentido de transporte NE único para toda a Ilha Comprida.

318

LEVANTAMENTOS 1952, 1962 E 1969 (CTH, 1963) – ESCALA ORIGINAL 1:10.000
 LEVANTAMENTOS AEROFOTOGRAMÉTRICOS:
 1954 – ESCALA 1:30.000
 1961 – ESCALA 1:35.000

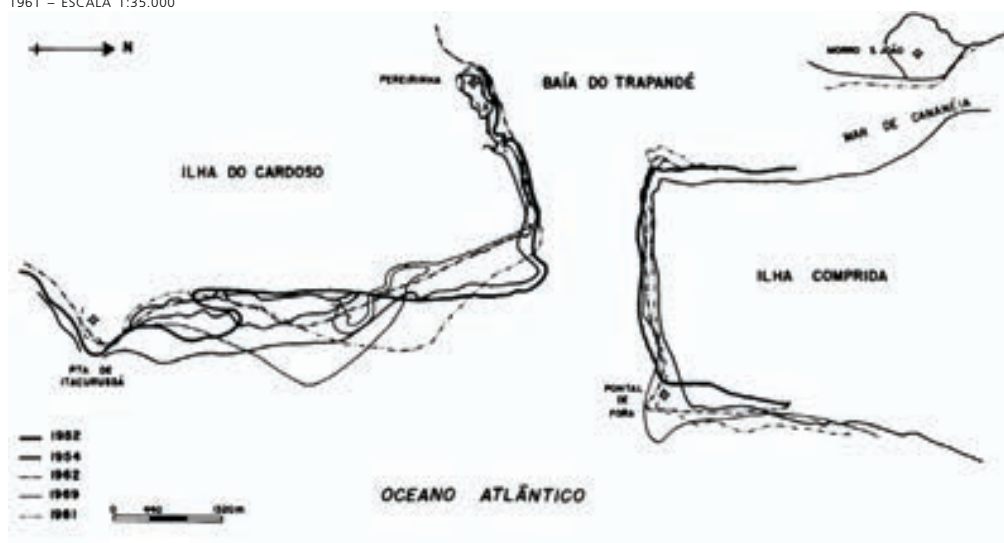


Figura 12. Instabilidade na morfologia das extremidades das ilhas do Cardoso e Comprida na Barra de Cananéia (Tessler *et al.*, 1990).

► Pontos 4 e 5 – Desembocadura da Barra de Icapara (município da Ilha Comprida)

A barra de Icapara divide as ilhas Comprida e Iguape. A Ilha Comprida é caracterizada neste local por um pontal arenoso em processo de agradação, pelo menos desde o final do século XIX (ponto 4 – figura 13a). Este crescimento se mantém no rumo geral da ilha exceto pela extremidade que apresenta uma rotação para norte. Em contrapartida, a ilha de Iguape apresenta um processo erosivo acentuado (ponto 5 – figura 13b). Ambos os processos ocorrem em situação muito semelhante àquela que existe na barra de Ararapira (Tessler & Mahiques, 1993). Segundo estes autores, o que diferencia ambos os canais é justamente a direção do fluxo de maré vazante que, nesta barra, predomina para o rumo NE (concordando com a direção de crescimento da Ilha Comprida). Geobrás (1966) apontou crescimento na Ilha Comprida da ordem de 35m/ano e um recuo na Ilha de Iguape de aproximadamente 32 m/ano. A ação conjunta do deságüe da desembocadura da barra de Icapara (um molhe hidráulico reforçado pela criação do Valo Grande) e de ondas incidentes no local barram a tendência regional de transporte sedimentar para NE e criam bancos arenosos submersos defronte à ilha Comprida e, também, paralelos à mesma (Tessler & Mahiques, 1993).

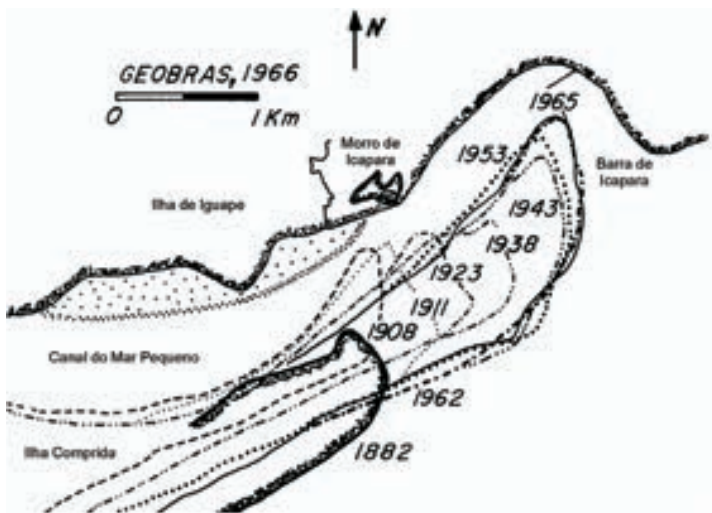


Figura 13a. Crescimento da porção nordeste da Ilha Comprida sobre a Barra de Icapara, mostrando que o sentido preferencial de deriva sedimentar nesta região é para NE. Esta tendência vem se mostrando uma constante ao longo do último século (Tessler & Mahiques, 1983).

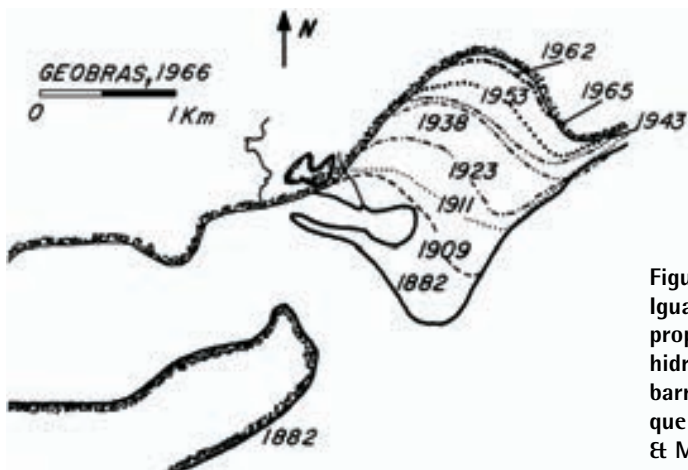


Figura 13b. Recuo da linha de costa na Ilha de Iguape que ao longo do último século, mostra-se proporcional ao avanço da ilha Comprida. O molhe hidráulico da foz do rio Ribeira de Iguape mais o barramento de sedimentos na Ilha Comprida faz com que haja um déficit sedimentar neste ponto (Tessler & Mahiques, 1993).

Próximo à cidade de Iguape (SP), situa-se o canal artificial do Valo Grande, que liga a calha original do rio Ribeira de Iguape à região do Mar Pequeno, no litoral sul paulista. Este canal foi escavado em 1852 com a finalidade de facilitar o transporte da carga e escoamento dos produtos do vale do Ribeira entre o porto do Ribeira e o porto de Iguape. Sua largura inicial era de 4,40 metros sendo que após 130 anos, esta largura atingia 235 metros e profundidade máxima de 7 metros. O Rio Ribeira de Iguape adotou o valo como seu leito principal, escavando e carreando grandes volumes de material em suspensão e sedimentos para o Mar Pequeno, destruindo, por erosão de suas margens, parte da cidade de Iguape e assoreando seu porto. Com o Valo Grande aberto, a barra do Ribeira de Iguape evoluía de maneira não regular, parecendo avançar e retroceder ciclicamente em torno de uma posição média. O Mar Pequeno encontrava-se bastante assoreado, principalmente em frente à Iguape (figura 14), embora este assoreamento fosse mais lento na década de 60 que no passado, quando se formaram os bancos arenosos.

FOTO: SAMARA CAZZOLI Y GOYA



Figura 14. Após a abertura do Valo Grande, houve intenso assoreamento dos canais internos do sistema Cananéia-Iguape, com o surgimento de ilhas como as da foto. Estas se localizam defronte à cidade de Iguape.

320

O Valo Grande foi fechado em agosto de 1978 sendo que as águas do rio foram desviadas para a calha original. Esta situação perdurou até 1983 quando as enchentes do Ribeira destruíram as obras de fechamento do Valo Grande. A partir desta data, o rio Ribeira de Iguape voltou a desaguar diretamente no Mar Pequeno.

► Ponto 6 – Desembocadura do Rio Ribeira de Iguape (município de Iguape)

Mesmo com todas as alterações causadas pela abertura do Valo Grande, a foz do rio Ribeira de Iguape (ponto 6 – figura 15), que se separa da barra de Icapara por um pequeno trecho de cordões arenosos, altera a circulação local das correntes costeiras. A deriva litorânea na Ilha Comprida tem sentido preferencial rumo NE até a Barra de Icapara. Seria esperado então que na região da foz do Ribeira de Iguape, esta deriva mantivesse o mesmo rumo, mas a interação da desembocadura fluvial com o mar causa a inversão local de deriva para SW na região

adjacente à foz e também na Praia da Juréia, que se localiza a norte da desembocadura do Ribeira de Iguape (Ponçano, 1976; Tessler, 1988, IPT, 1994).

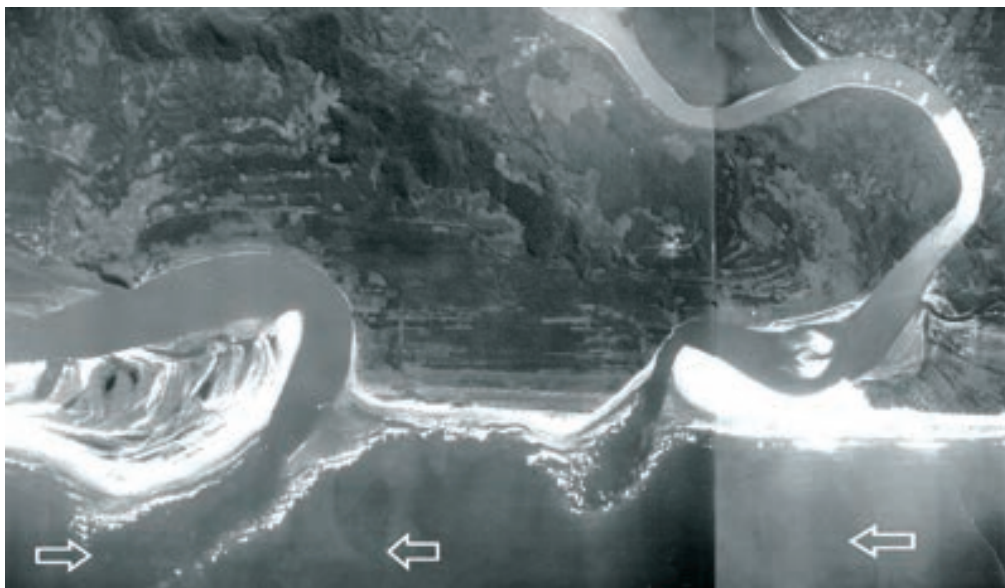


Figura 15. Sentido de deriva preferencial na região entre a Ilha Comprida e a foz do Rio Ribeira de Iguape.

Os trabalhos efetuados por Geobrás (1966), Tessler (1988) e Tessler & Mahiques (1993) para esta região, apontaram a existência de um esporão arenoso, que obstrui parcialmente a desembocadura do rio, e o cíclico rompimento do mesmo. Geóbras (*op.cit.*) acredita que este rompimento estaria relacionado à ação de marés de sizígia excepcionalmente fortes junto a grandes descargas fluviais e que o sentido de crescimento deste esporão teria rumo SW, acompanhando a resultante das correntes costeiras neste ponto do litoral. O sentido de crescimento deste esporão arenoso é alvo de controvérsias sendo que IPT (1994) acredita não haver um sentido predominante de crescimento para toda a região adjacente à desembocadura do rio.

Yoshikawa (2001) realizou um estudo de detalhe sobre a morfodinâmica evolutiva das adjacências do Rio Ribeira de Iguape através da reconstituição da linha de costa dos anos de 1962, 1981 e 1991. Este autor corrobora o modelo efetuado por Geobrás (1966), atentando ainda que nas fotografias dos anos de 1962 e 1991, o esporão arenoso possuía tendência de fechamento em forma de golfo, formato este explicado pelo represamento de água causado pela passagem de frentes frias e pela deposição nas margens do rio em condições de pós-frontal.

Souza (1997) aponta que esta região pode ser considerada como passagem de sedimentos entre a praia da Juréia e a Ilha Comprida, estando sujeita à ação das desembocaduras do rio Ribeira de Iguape e da Barra de Icapara. A movimentação de sedimentos, segundo a autora, obedece a pequenas células de deriva com direção predominante para NE no verão e SW no inverno.

Ponçano *et al.* (1995), ao estudar a erosão na porção sudoeste da Praia da Juréia, afirma que esta foi resultante da retirada de um campo de dunas que representava uma barreira natural. Este estudo mostra, na barra do Ribeira de Iguape e adjacências, áreas preferenciais de erosão e deposição (figura 16).

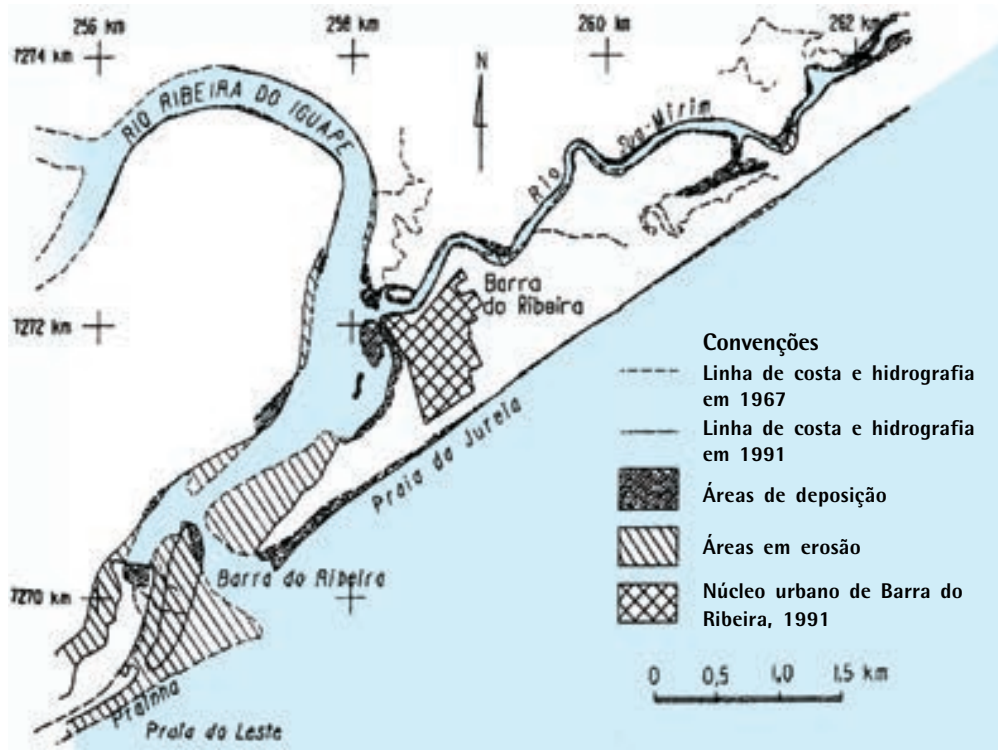


Figura 16. Áreas preferenciais de sedimentação na barra do rio Ribeira de Iguape (Ponçano *et al.*, 1995).

322

► **Ponto 7. Desembocadura do Rio Una do Prelado – Estação Ecológica da Juréia (EEJI)**

Esta área encontra-se dentro da EEJI que foi criada oficialmente no dia 20 de janeiro de 1986 e abrange uma área de cerca de 79.270 hectares entre a praia da Juréia até a desembocadura do rio Guarahú. A EEJI possui a lei nº 6902/81 como normativa para questões de uso e ocupação de solo. Porém algumas modificações nas drenagens locais foram efetuadas anteriormente a esta lei, sobretudo no leito do rio Una, segundo estudo efetuado por Menezes (1994).

O Rio Una do Prelado corresponde à maior rede de drenagem da região da Juréia e é a mais importante bacia de captação dos diversos rios que descem a vertente atlântica da Serra do Itatins (figura 17). Percorre aproximadamente 4,4 km, desde a restinga situada na porção interna da praia da Juréia, circundando o Maciço da Juréia e, seguindo pela planície, até a sua foz na praia da Barra do Una. Suas margens são majoritariamente dominadas por mangues. Sua profundidade média é em torno de 3 metros.

Por volta de 1958, houve a abertura de um canal no baixo curso do rio, (sendo o velho percurso denominado Volta Morta), com a finalidade de encurtar um per-

curso de cerca de 10 km na navegação. Este canal, que possuía cerca de 50 metros de largura, cortou um cordão praial, criando uma ilha denominada Ilha do Ameixal. A abertura deste canal (atualmente com 400 metros de largura) trouxe modificações para o Rio Una. O novo canal passou a ser o leito preferencial do rio, fazendo com que houvesse assoreamento de áreas de mangue e da própria barra do rio, modificando a morfologia do estuário na foz. Por ocasião da maré vazante, o rio torna-se extremamente raso, impossibilitando a navegação até de pequenos botes.

Menezes (1994) estudou características sedimentológicas e hidrológicas do Rio Una e afirmou que, na Volta Morta, está havendo a deposição predominante de silte (ao contrário do restante do leito do rio cujo sedimento predominante é areia com moda fina a muito fina). Os teores de CaCO_3 (de até 17%) e matéria orgânica (10 a 12%) na Volta Morta são mais altos que no restante do curso do rio, que apresenta valores de 4% em média para os dois parâmetros. A matéria orgânica encontrada na Volta Morta é, em geral, depositada “*in situ*”. Os minerais pesados encontrados por todo o leito do rio são oriundos da Serra da Juréia, onde nascem alguns dos afluentes da margem direita do Rio Una.

Menezes (1994) chamou a atenção, ainda, quanto a pouca atuação das correntes de fundo na remoção dos sedimentos finos, sobretudo na foz do rio. A maré é bastante atuante no leito do rio por pelo menos 5 km, a partir da foz.

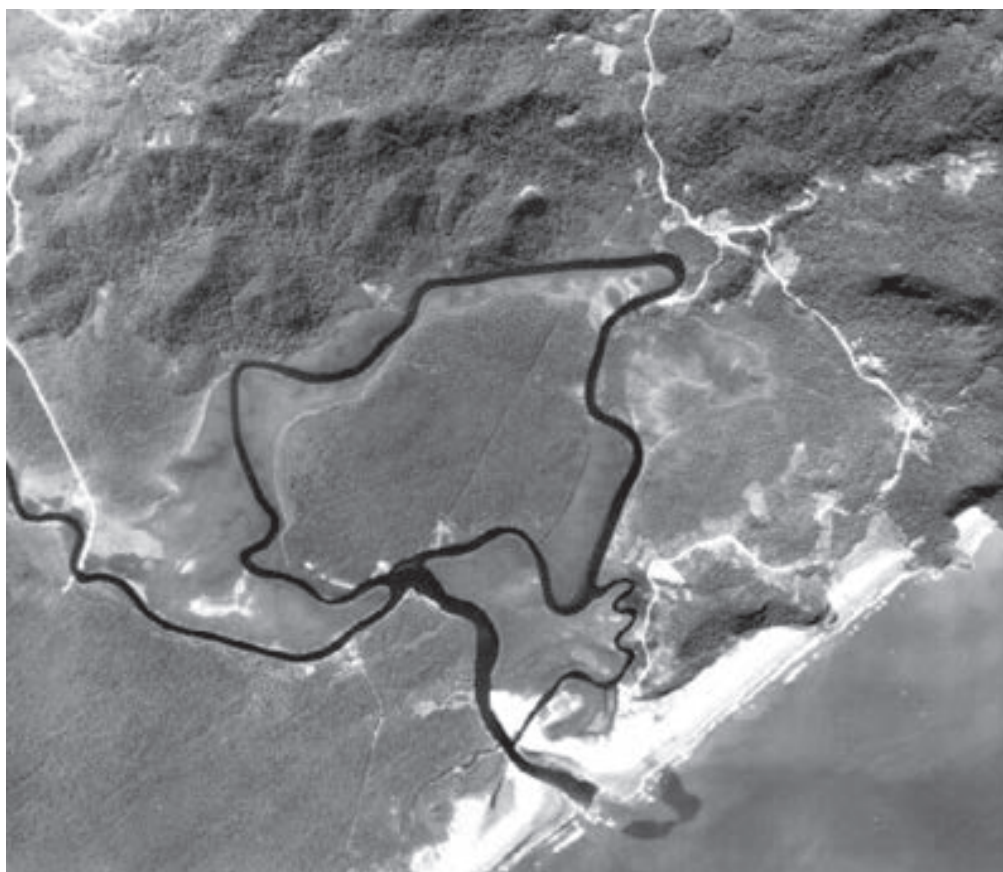


Figura 17.
Desembocadura do rio Una do Prelado em 1962. A abertura de um canal originalmente de 50 metros de largura originou a Volta Morta (antigo curso do rio) e a Ilha do Ameixal, localizadas no centro desta fotografia aérea.

A praia da Barra do Una apresenta granulometria de moda areia fina e bem selecionada e ação de deriva litorânea preferencialmente rumo NE. Morfodinamicamente pode ser classificada como uma praia dissipativa, seguindo a classificação de Wright & Short (1983). As modificações impostas ao rio Una do Prelado estão causando agradação da mesma, fato este observado pelos técnicos da EEJI e moradores (figura 18). Estas modificações estão causando ainda uma pequena inversão no transporte local de sedimentos (rumo SW) na praia que fica à esquerda do rio.

Menezes (1994) relata que, segundo informações dos moradores locais, a erosão é acentuada na praia da Juréia onde a destruição do Cemitério do Prelado é uma das maiores evidências deste processo. A mesma autora, entretanto, aborda que os moradores locais devem ser conscientizados sobre uma não fixação de moradias e demais serviços em áreas muito próximas ao mar.

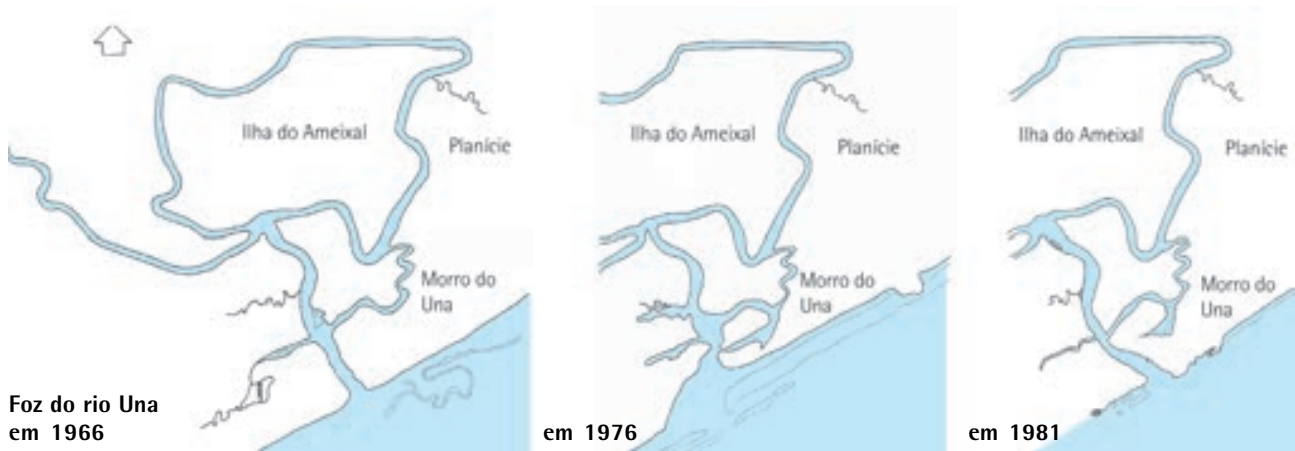


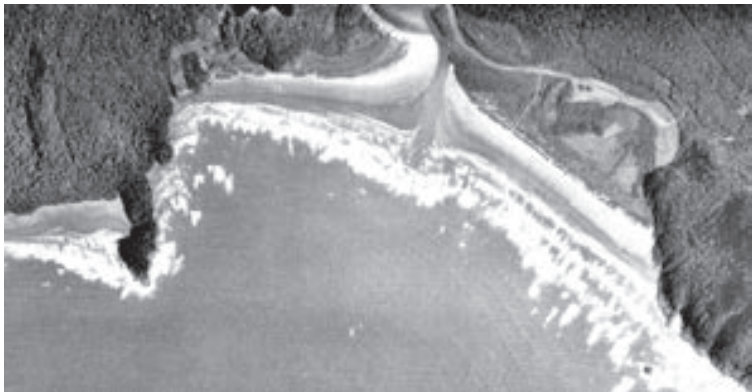
Figura 18. Praia adjacente à desembocadura do rio Una que apresentou, em um período de 20 anos, grande processo construtivo (Menezes, 1994). As figuras tracejadas são representativas de bancos arenosos submersos mapeados pela autora.

324

► Ponto 8. Praia do Guarahú (Bairro do Guaraú, município de Peruíbe)

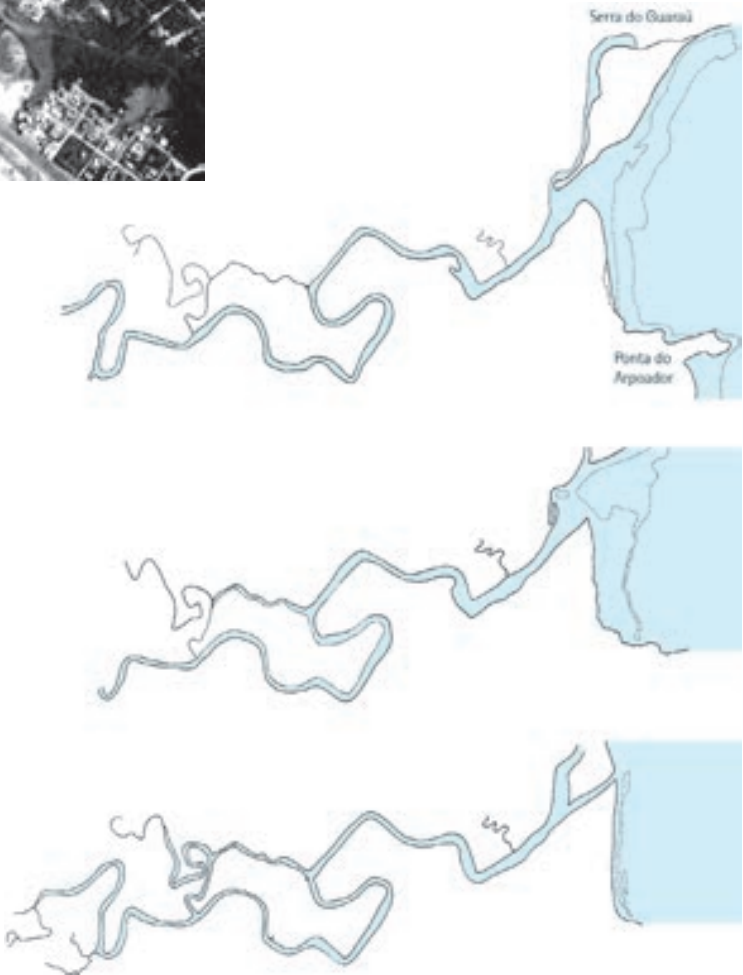
A praia do Guarahú localiza-se em uma pequena planície costeira incrustada na Serra do Itatins, a partir da margem esquerda do rio Guarahú, a maior drenagem existente desta planície. Na margem direita do rio, já em área pertencente ao EEIJ, fica a praia do Guarauzinho. Estas praias possuem movimentação de sedimentos regida principalmente pela ação da dinâmica *onshore* – *offshore* (IPT, 1994).

O rio Guarahú é um dos maiores rios da região, com aproximadamente 16 km de extensão, 65 metros de largura máxima e em média 5 metros de profundidade. Segundo o informe técnico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (São Paulo, 1990 *in* Menezes, 1994), o vale do rio Guarahú não sofreu maiores alterações até o ano de 1977 (data do registro pela Prefeitura de Peruíbe junto ao DAEE), quando houve o início da construção de um enrocamento na foz



deste rio para a proteção de residências de veranistas existentes na Praia do Guarahú. Esta obra, construída em sua maior parte na década de 80, fixou uma nova saída para o rio à cerca de 500 metros de sua foz original. Apesar do embargo da obra ter sido declarado em 1988, conseqüências desta construção como o assoreamento da foz do rio (que apresentava, anteriormente, profundidade entre 8 a 10 metros), erosão acentuada da praia do Guarauzinho e o processo de agradação na praia do Guarahú continuam até hoje (figura 19).

Figura 19. Fotografias aéreas dos anos de 1962 (figura19a) e de 1994 (figura 19b), ambas em escala original de 1:25.000. A comparação entre ambas fotografias mostra a erosão na praia situada à margem direita do rio Guarahú e a acreção margem esquerda do mesmo. A figura 19c apresenta um esquema evolutivo desta desembocadura efetuado por Menezes (1994) nos anos de 1966, 1973 e 1981. As figuras tracejadas são representativas de bancos arenosos submersos mapeados pela autora.



► Ponto 9. Desembocadura do Rio Peruíbe (Bairro central do Município de Peruíbe)

O Rio Peruíbe apresenta uma área de aproximadamente 64 km², sendo predominantemente um rio de planície. É formado pela junção de dois afluentes principais: Rio Branco e Rio Preto, sendo este último o seu afluente principal. O Rio Branco tem pequena extensão (6 km) sendo a sua nascente localizada na Serra do Guarahú. Já o Rio Preto origina-se na própria planície costeira e, segundo Suguio & Martin (1978), apresenta águas com alto teor de matéria coloidal e orgânica e contribuição significativa de matéria argilo-orgânica formada em ambiente redutor, como mangues.

O aporte de águas de preamar faz com esses rios apresentem inversão periódica de fluxo, adquirindo caráter de canal de maré. Como o regime de maré na região é do tipo misto, com duas preamares e duas baixa-marés de amplitudes diferentes a cada 25 horas (dia lunar), fenômenos de entrada volumosa de águas do mar nesses canais de maré sucedem-se em períodos curtos de cerca de 12 horas. A julgar pelas medidas de PH das águas fluviais e pela distribuição da vegetação de mangue, o efeito da entrada de águas salgadas faz-se presente até uma distância de pelo menos 1,5 km da costa, favorecendo a deposição de siltes e argilas.

Os rios Peruíbe e Preto possuem, em suas margens e meandros abandonados, um depósito sedimentar popularmente denominado de lama negra (Giannini, 1987). Este depósito pode ser descrito como sedimentos siltico-argilosos ricos em matéria orgânica. A lama apresenta-se com aspecto gelatinoso, é untuosa ao tato, tem cor negra azeviche e forte odor sulfídrico quando coletada, possui restos vegetais e eventualmente grânulos de carbonato oriundo de conchas de moluscos.

Atualmente, ambas as margens do rio Peruíbe estão densamente ocupadas, com a instalação de um porto para pequenos barcos de pesca e presença de obras como a retificação dos rios Branco e Preto na altura de sua confluência e a construção de diques laterais para a contenção de inundações. Antes da construção destas obras, a lama acumulava-se na praia de Peruíbe sob a forma de pelotas de dimensões variadas. Hoje, com a diminuição dos transbordamentos, a lama concentra-se na planície adjacente ao rio (Giannini, 1987).

Muito raramente, quando ocorrem, simultaneamente, baixa mar e alta precipitação pluviométrica, se formam bolas de lama, com formatos elípticos a esféricos e diâmetros entre 3 e 12 cm, que chegam a se estender por até 1 km na praia de Peruíbe rumo nordeste (Giannini, 1987).

A foz do Rio Peruíbe localiza-se na praia de Peruíbe, que é caracterizada por ser uma praia exposta à ação de ondas, com areia escura e compactada. O sentido de transporte preferencial dos sedimentos é rumo NE (segundo IPT, 1994), com domínio de dinâmica *onshore* – *offshore* defronte a foz do Rio Peruíbe. Barras arenosas submersas são frequentemente vistas próximas da foz do rio. A prefei-

Figura 20a. Foz do Rio Peruíbe em 1962 (escala 1:25.000). O rio desembocava na praia de Peruíbe trazendo consigo muito material sedimentar para a linha de costa. Segundo Giannini (1987), as contribuições de lama negra em forma de pelotas era constante. Os afluentes tinham curso meandrante na planície costeira.



Figura 20b. Foz do rio Peruíbe em 1994 (escala 1:25.000). Os afluentes estão canalizados, o que aumentou a vazão de água sobretudo em época de chuvas. As margens do rio foram revestidas por gabiões, o que inibiu a formação das pelotas lamosas (Giannini, 1987). A ocupação acompanhada de desmatamento causou forte assoreamento na foz do rio que hoje permite a entrada somente de pequenos barcos de pesca.

tura local costuma também realizar retirada de areia de praia, o que causa uma situação de déficit de sedimentos.

As obras efetuadas no rio Peruíbe alteraram o transporte de sedimentos e a interação das águas fluviais e oceânicas (figura 20), modificando assim o balanço sedimentar local.

Ao longo do trecho praiial mais próximo da desembocadura (cerca de 1 km) existe um evidente avanço do mar sobre construções como arruamentos e pequenos muros que separam a praia de jardins públicos. Entretanto os arruamentos atacados estão locados sobre o antigo leito da desembocadura do rio Peruíbe e os pequenos muros foram construídos em lugar anteriormente ocupados por pequenas dunas.

► **Ponto 10. Pedra dos Jesuítas (municípios de Itanhaém/ Peruíbe)**

A praia de Peruíbe (também localmente conhecida como Praia de Cibratel) estende-se entre a foz do Rio Peruíbe e o Morro do Paranambuco, possuindo extensão de aproximadamente 20 quilômetros. Pode ser caracterizada como uma praia dissipativa, larga e composta por areias muito finas e muito bem selecionadas. O sentido resultante do transporte de sedimentos tem rumo NE (IPT, 1994, Cazzoli y Goya & Tessler, 2000) embora Araújo (2000) ateste por meio de modelagem numérica que o sentido resultante de transporte tenha rumo SW.

Aproximadamente no meio desta praia, existe o afloramento de uma laje do Embasamento cristalino a cerca de 800 metros da linha de costa, conhecida como Pedra dos Jesuítas. Na praia, defronte a esta ilha, existe uma drenagem perene de primeira ordem denominada rio Piaçaguera. Este rio é originado pelo afloramento do lençol freático entre os cordões arenosos que formam a planície costeira, cortando terrenos arenosos.

A Pedra dos Jesuítas cria uma zona de proteção do embate de ondas e devido à baixa energia existente neste ponto, o material sedimentar que aporta na praia através do rio Piaçaguera se junta ao material sedimentar carregado pela deriva litorânea, ficando todos retidos. Esta retenção de material acaba por resultar em uma pequena progradação da praia, sobretudo em períodos de passagem de frente fria, quando a desembocadura do rio migra para leste e cria uma espécie de molhe hidráulico (Cazzoli y Goya & Tessler, 2000). No predomínio de tempo bom, a desembocadura tende a voltar-se rumo SW e permite uma atuação (embora atenuada) das ondas oriundas de NE (figura 21).

Figura 21a. Foz do Rio Piaçaguera (localizado entre as cidades de Peruíbe e Itanhaém) em 1962 (Cruzeiro do Sul S.A., escala original 1:25.000). A presença da Pedra dos Jesuítas (afloramento rochoso que dista cerca de 800 metros da linha de costa) causa uma área de sombra e conseqüentemente uma área localizada de deposição de sedimentos. Porém, mesmo sendo área de acreção, a interação entre ondas e rio desenha morfologias diferentes na praia como estas, vistas em 1959 (fig.21b), 1973 (fig 21c), 1986 (fig 21d) e 1994 (fig 21e). As figuras 21 b, 21c e 21d estão em escala original de 1:10.000 e foram retiradas de Araújo (2000). A figura 21e (pertencente ao IGC) está em escala original de 1:25.000.



CRUZEIRO DO SUL S.A.

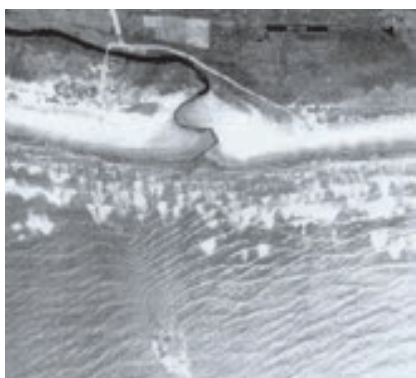


Figura 21b

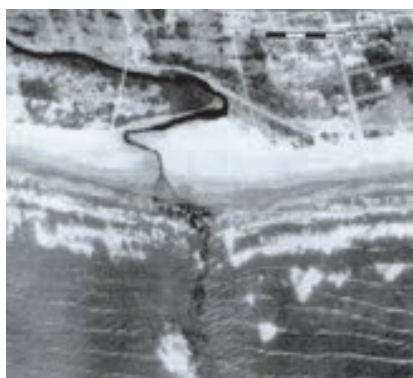


Figura 21c



Figura 21d



Figura 21e (escala original 1:25.000)

► **Ponto 11. Morro do Paranambuco (bairro de Cibratel 1 – Município de Itanhaém)**

A extremidade norte da praia de Peruíbe é marcada por um afloramento rochoso conhecido localmente como Morro do Paranambuco. Esta praia, neste trecho, possui também características dissipativas com areias de moda muito fina e grãos bem selecionados. No sopé do Morro do Paranambuco, existe uma pequena praia denominada Pocinho do Anchieta, separada da praia de Peruíbe por um pequeno afloramento rochoso. Diz a história local que esta praia menor foi construída pelos jesuítas e índios (em data ignorada) a fim de facilitar a pesca local.

O que se nota, a partir da observação de fotografias aéreas de idades distintas é um acúmulo de material sedimentar neste trecho praiado (figura 22). Este acúmulo é causado pela interrupção da deriva litorânea rumo NE pelo morro do Paranambuco. Este mesmo obstáculo natural pode ser responsável também pela deposição de parte do material do rio Itanhaém que esporadicamente seja carreado até este ponto. Alguma evidência de processo erosivo neste trecho da praia pode ser visto em situações de passagem de frentes frontais de grande intensidade, porém a recuperação do perfil da praia é relativamente rápida. Retirada de areia de praia pela prefeitura, neste trecho, é bastante rara.



Figura 22. Acúmulo de material na praia de Cibratel, próximo ao Morro do Paranambuco. O trecho de praia isolado pelo tómbolo é conhecido como Poço do Anchieta que é tido como obra dos jesuítas (escala original 1:25.000).

► Ponto 12. Desembocadura do Rio Itanhaém (Bairro central do município de Itanhaém)

O rio Itanhaém possui a segunda maior bacia hidrográfica do litoral paulista sendo formado pela confluência dos rios Branco e Preto. Seu regime hidrológico é ajustado a pluviosidade local com vazões maiores nos meses de verão (DAEE, 1979). Com exceção do rio Preto, os altos cursos dos rios que formam esta bacia estão locados nas escarpas da Serra do Mar sendo devidamente controlados pelas estruturas tectônicas presentes. O poder erosivo destas drenagens, que descem em declives acentuados, produziu profundos vales em forma de “V” nas escarpas.

O rio Branco, embora possua um trecho de seu curso na planície costeira, possui um regime torrencial, sobretudo nos meses de verão, quando a pluviosidade causa inundações muito rápidas. O rio chega a subir cerca de 5 metros nestas ocasiões. A partir de 1930, devido a uma obra de retificação no rio Branco junto ao encontro com o rio Preto (obra esta chamada localmente de Furo Grande), o escoamento passou a ser ainda mais rápido das águas fluviais para o oceano. (Araújo Filho, 1950).

O rio Preto é o afluente mais volumoso do rio Itanhaém e pode ser caracterizado por escoar inteiramente na planície costeira (topografia praticamente plana), possuir

alto conteúdo de matéria orgânica em suas águas e ser influenciado pelo regime de marés em grande parte de seu curso. A descrição da matéria orgânica presente em suas águas é muito similar àquela efetuada para o Rio Preto de Peruíbe.

Estes rios apresentam ainda baixa energia, com águas quase imóveis. Feições como lagoas-ferradura e meandros abandonados são bastante comuns nestas drenagens (Araújo Filho, 1950). A influência da maré, segundo Araújo Filho (1950) alcança no máximo 3 km a partir da foz do Rio Itanhaém.

Na foz do Rio Itanhaém, desenvolveram-se áreas de manguezais que favorecem a deposição de sedimentos finos inorgânicos e matéria orgânica, porém a extensão destas áreas é inferior às encontradas na desembocadura do Rio Ribeira de Iguape, Estuário Santista e canal de Bertiooga. As figuras 23a, b, c ilustra esta desembocadura em épocas distintas e as correlaciona com as feições de praia encontradas.

Segundo Araújo Filho (1950), documentos históricos como é o caso da Planta Topográfica da Vila de Itanhaém organizada por Benedito Calixto no final do século XIX, mostram o leito do rio Itanhaém deslocado cerca de 500 metros para nordeste (junto ao Morro do Convento) – figura 24. Pelo que este autor deixa a entender, o deslocamento (rápido) do curso do Rio foi motivado pelo início das obras de aterro da ferrovia Santos – Juquiá.

O sentido preferencial do transporte sedimentar neste trecho da praia é bastante controverso. Cazzoli y Goya & Tessler (2000) atestam que o sentido preferencial do transporte sedimentar é rumo NE. Ponçano *et al.* (1994) afirma que o principal transportador de sedimentos neste ponto seria a dinâmica onshore – offshore, minimizando a importância da dinâmica longitudinal. Já Araújo (2000) aponta o que o sentido principal de transporte de sedimentos longitudinal, neste trecho litorâneo, seria SW. Neste trabalho, optou-se pelo rumo de transporte NE.

Cazzoli y Goya & Tessler (2000), após monitoramento topográfico mensal de 14 meses, afirmam que a dinâmica vigente na praia, no trecho que dista até 500 metros da foz, é bastante afetado pela dinâmica fluvial do rio Itanhaém. O trecho mais proximal desta desembocadura (cerca de 100 – 150 metros da mesma) tem maior inclinação do perfil praial que o restante da praia e acumula sedimentos (em geral moda areia fina a média) em períodos de passagem de sistemas frontais e sofre erosão em situação de tempo bom. Os autores concluíram que devido à intensificação do molhe hidráulico do rio Itanhaém em períodos de passagem de sistemas frontais, devido à maior pluviosidade, e a refração/ difração das ondas do quadrante sul no afloramento do Morro do Sapucaitava (afloramento do Embasamento junto à foz do rio), este trecho ficaria resguardado da ação direta de ondas e, portanto seria depositário dos sedimentos carregados pelo rio. Este fato pode ser comprovado por Cazzoli (1997) devido ao aumento da quantidade do mineral granada, encontrado na praia após a passagem de frentes frias. Este mineral é facilmente encontrado na Serra do Mar adjacente à bacia do rio Itanhaém.



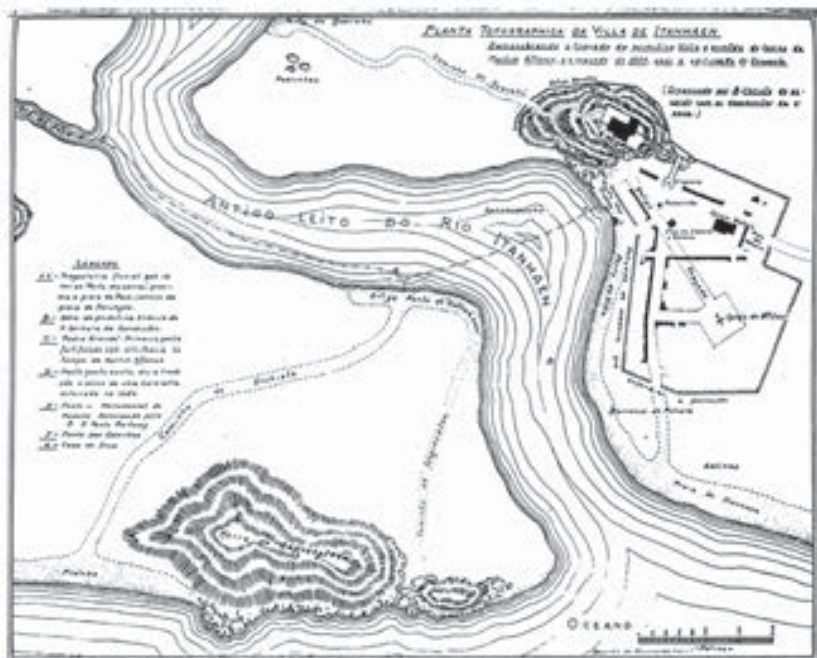
FOTO: SAMARA CAZZOLI Y GOYA

332

Figura 23a. Foz do Rio Itanhaém em 1950 (site oficial da prefeitura de Itanhaém). A dinâmica do rio já havia sido profundamente alterada em 1930, quando houve a ruptura artificial de um meandro para facilitar a navegação rio acima. Notar que na margem direita, existia sedimentação de areia. No detalhe, depósitos eólicos existentes, até a década de 1950, na região próxima a esta desembocadura (Araújo Filho,1950).

Figuras 23b, c. Foz do rio Itanhaém em 1994 (Araújo, 2000) e em 2002 (site oficial da prefeitura de Itanhaém). Após a inundação ocorrida em 1973, os depósitos arenosos da margem direita do rio foram substituídos por arruamentos. O aumento da ocupação trouxe também canalização de afluentes e assoreamento da foz. Erosão periódica pode ser vista, sobretudo no trecho que dista até 1 quilômetro da foz do rio (no detalhe). Trabalhos de dragagem estão em estudo bem como a construção de um molhe fixo.

Figura 24. Planta topográfica da vila de Itanhaém, organizada por Benedito Calixto, com base em documentos datados de 1624. Atualmente, o rio passa a pelo menos, 500 metros desta posição, desaguando no sopé do Morro do Sapucaitava.



O trecho situado a aproximadamente 500 metros é ainda mais afetado pela ação fluvial. Períodos com passagem de sistemas frontais em maior quantidade e intensidade resultam em um perfil de praia erodido (por vezes, completamente). Ondas oriundas da passagem de frentes frias agem diretamente sob este segmento praial, retirando material e estocando uma parte deste sob a forma de bancos submersos na antepraia e transportando o restante rumo NE pela ação da deriva litorânea. Em situação de tempo bom haveria a ação da deriva litorânea, com rumo SW junto à ação da dinâmica *onshore - offshore* que recuperariam este perfil praial.

Todo este trecho tinha, até a década de 1950, depósitos eólicos que atingiam até 10 metros de altura e que foram retirados. Sobre a antiga localização destas, realizados loteamentos que hoje abrigam arruamentos, jardins e casas. Novamente, seria errado o uso do termo erosão, apesar dos evidentes “ataques do mar” a estas estruturas.

► **Ponto 13. Plataforma de Pesca Marítima (bairro de Agenor de Campos, Município de Mongaguá)**

A Plataforma Marítima de Pesca foi construída em 1979, com o intuito de fomentar o turismo no município de Mongaguá (figura 25a). A principal atividade realizada nesta plataforma é pesca amadora. Esta obra tem de o formato da letra T, com comprimento de 350 metros e largura máxima (no braço maior) de 200 metros. Sua entrada foi fixada sobre aterros efetuados sobre a face praial (o que retirou cerca de 30 metros da mesma), adentrando pela zona de arrebenção com pilares vazados de cerca de 3 metros de altura na linha de costa e aumentando de altura

progressivamente na medida em que se afasta da mesma (Farinnacio, 2000) – figuras 25b e 25c. Os pilares de sustentação da plataforma são vazados, de forma que esta obra não seja um obstáculo muito eficiente na retenção de sedimentos.



SITE OFICIAL DA PREFEITURA DE MONGAGUÁ

Figura 25a. Plataforma de Pesca no bairro de Agenor de Campos, município de Mongaguá. Esta construção foi efetuado na década de 1970, com pilares vazados (detalhes nas figuras 19b e 19c) e trouxe um pequeno avanço da linha de costa devido ao amortecimento da energia de ondas no pilares.

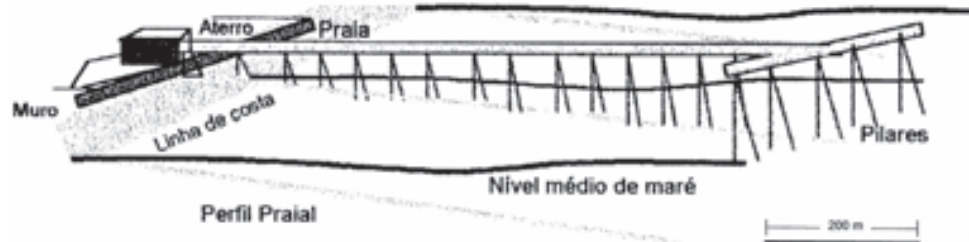


Figura 25b. Perfil transversal da estrutura do Pier de Pesca (Farinnacio, 2000).

Farinnacio (2000) realizou um monitoramento topográfico de 13 meses neste ponto e concluiu que, embora este tipo de estrutura não altere significativamente a ação da deriva litorânea longitudinal, interfere pontualmente, (ou seja, nos limites da área construída da plataforma) na dinâmica onshore – offshore deste ponto. A formação e rompimento de bancos arenosos junto aos pilares ao sul do centro do píer foram as principais alterações vistas. Em épocas de passagem de frentes frias mais intensas, o barramento de parte do sedimento faz com que haja o depósito destes sob a forma de bancos de areia submersos.

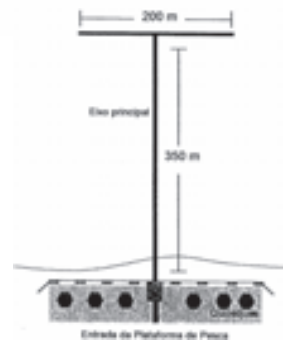


Figura 25c . Planta da Plataforma de Pesca (Farinnacio, 2000).

334

Ponçano *et al.* (1994) afirma que a dinâmica *onshore – offshore* seria a mais efetiva quanto ao transporte sedimentar enquanto que Araújo (2000) acredita ser SW o sentido principal de transporte de sedimentos longitudinal. Farinnacio (2000), entretanto, afirma que o sentido preferencial de transporte de sedimentos é rumo NE, corroborando os dados obtidos por Tessler (1988) e Cazzoli (1997), obtidos respectivamente na região de Cananéia e Itanhaém.

► **Ponto 14. Desembocadura do Rio Mongaguá (Bairro central do Município de Mongaguá)**

O rio Mongaguá apresenta área de drenagem de cerca de 6,5 km² e até a metade da década de 70, tinha sua foz livre na praia que por sua vez se orientava segundo as condições de ondas e correntes vigentes (Araújo, 2000) - figura 26a.

Sob ação da passagem de sistemas frontais, a foz deslocava-se rumo E/NE e sob predomínio de tempo bom, esta foz desviava-se rumo SW, onde se mantinha cerca de 80% do ano, atingindo distância de até 1 quilômetro de sua saída original. Esta migração fazia com que muitas vezes, devido à alta energia das ondas

incidentes junto à baixa energia fluvial, o rio não conseguisse desaguar e tivesse sua barra fechada. Obras, como a construção de diques para contenção de migração e valas de escoamento na praia, eram realizadas periodicamente a fim de evitar inundações na cidade de Mongaguá.

O transporte sedimentar, nesta área, é muito semelhante àqueles descritos para a desembocadura do Rio Itanhaém e Plataforma de Pesca.

Com a construção, na metade da década de 1970, de um enrocamento rochoso que fixa a foz do rio e também de arruamento e jardins em região do antigo leito fluvial (figura 26b), passou a ocorrer erosão em todo o trecho adjacente (sobretudo aquele rumo SW) da desembocadura. Este processo continua a agir até os dias de hoje, agravado pela prática de retirada de areia de praia efetuada pela prefeitura ao longo de pelo menos os últimos 20 anos.

Figura 26a. Rio Mongaguá em 1959 (escala 1:25.000 – Araújo, 2000). Apesar da ocupação já estar avançada no vale do rio, este ainda possuía desembocadura livre na praia. Notar canal aberto na foz do rio provavelmente para evitar que este fosse represado pela ação do mar e causasse alagamentos na região.



Figura 26b (abaixo). Vale do rio Mongaguá em 1997 (escala 1:10.000 – Araújo, 2000) totalmente urbanizado com o rio canalizado. A desembocadura é marcada por um molhe fixo, que não permite mais a migração desta.



► **Ponto 15. Ponta do Itaipu (Município de Praia Grande)**

A Ponta do Itaipu localiza-se junto ao limite norte da Praia Grande, sendo o divisor entre a Praia Grande e a Baía de Santos (figura 27a).

A praia adjacente pode ser caracterizada em termos morfodinâmicos como dissipativa, pois possui larga zona de arrebentação, gradiente suave e moda areia fina. O sentido de deriva litorânea resultante neste ponto é rumo NE (IPT, 1994), com processo sedimentar similar ao descrito para a Plataforma de Pesca. A orla foi, ao longo da década de 1990, recuperada urbanisticamente e em meados de 1994, um emissário submarino foi aqui construído. Esta obra, entretanto, não interfere na dinâmica sedimentar local, pois está enterrada a cerca de 2 metros da superfície de fundo da antepraia.



Figura 27a. Ponta do Itaipú, município de Praia Grande, em 1994 (escala 1:25.000). O sentido de deriva da Praia Grande tem resultante NE (Ponçano, 1976 e Ponçano et al., 1995), embora este dado seja confrontado por Araújo (2000). De qualquer modo, o embasamento cristalino aqui funciona como uma barreira de represamento de sedimentos.

Figura 27b. Migração da areia de praia para as ruas adjacentes à mesma.



Estudos feitos com base em fotografias aéreas mostram que esta é uma região de deposição de sedimentos natural, o que pode ser confirmado na figura 27b, onde vemos que a areia praial invade arruamentos localizados em antiga região de dunas. O aporte de sedimentos é constante e efetuado pela quebra da deriva litorânea feita pela Ponta do Itaipú. Apesar da construção de muros e canais de escoamento de águas pluviais que desencadeiam processos erosivos localizados, os processos construtivos são ainda mais efetivos.

Farinaccio (2000) realizou um estudo expedito nesta região e constatou que, durante o período de passagem de sistemas frontais, existe o predomínio de erosão, mas que com o retorno das condições de tempo bom, a reconstrução do perfil praiial é bastante rápida.

► **Ponto 16. Praia de Itararé e Milionários (município de São Vicente) e Emissário Submarino (Praia do José Menino, Santos)**

Até hoje, as praias da Baía de Santos não foram estudadas em detalhe, sendo abordadas somente em trabalhos de cunho regional como Ponçano *et al.* (1994). Estes autores, neste trabalho, encontraram pouquíssimas evidências de deriva longitudinal na dinâmica destas praias e apontaram que a dinâmica onshore – offshore seria a de maior importância no transporte de sedimentos local. De um modo geral, estas praias tem larguras variáveis, gradientes suaves, areia moda fina a muito fina e podem ser classificadas, em termos morfodinâmicos, em dissipativas a intermediárias.

O Instituto Oceanográfico da USP vêm desenvolvendo um grande projeto na Baía de Santos e algumas destas lacunas passaram a ser preenchidas através da realização de mapas de sobreposição de linhas de costa a partir de fotografias aéreas dos anos 1962, 1981, 1994 e 2000 (figura 28).

Figura 28. Sobreposição de linhas de costa efetuada no município de São Vicente (escala 1:15.000, Isomapas, 2002 - inédito). A linha laranja representa a linha de costa em 1962 que em geral é a mais recuada de todas. A linha azul representa 1977, a rosa representa 1994 e a verde representa 2000. Notar que à esquerda da Ilha Porchat (ligada ao continente por um tómbolo artificial) o acúmulo de material é constante. Isso se deve aos espigões construídos na década de 70 (figura 29). Já à direita da ilha, o acúmulo de sedimentos a partir de 1962 é evidente, embora irregular.



O setor que abrange a Praia dos Milionários, trecho praiial à direita do tómbolo da Ilha Porchat, é parte de uma pequena enseada em formato de ferradura, que possui, hoje, uma linha de costa escalonada devido à presença de pelo menos 4 espigões. Não se encontrou a data exata da construção destes espigões na praia, porém sabe-se que foram feitos durante a década de 1970. Estes espigões acarretaram em agradação da linha de costa e assoreamento da antepraia adjacente a estas obras.



Figura 29. Espigões construídos ao longo do município de São Vicente

Na praia de Itararé (entre a ilha Porchat e a Ilha de Urubuqueçá) houve também agradação da linha de costa apesar da extração de areia de praia feita pela prefeitura de São Vicente. Nesta mesma praia, defronte à ilha de Urubuqueçá, nota-se a construção de um tómbolo rumo a ilha, que também teve adição de material ao longo dos últimos 40 anos. A agradação deste segmento praiial foi reforçada pela construção do emissário submarino de Santos. O emissário em si não interfere na sedimentação da linha de costa, porém sua saída na praia é feita através de um espigão, que acabou por acumular sedimentos na zona de sombra da ilha de Urubuqueçá. Entre o emissário e o Canal do Porto, a praia manteve-se estável, sem maiores adições/ perdas de sedimentos, apesar da retirada de areia de praia feita pela prefeitura e também da ação erosiva dos sete canais de marés planejados e construídos pelo médico sanitarista e engenheiro Saturnino de Brito, em 1912.

► **Ponto 17. Desembocadura do Rio Juqueriquerê (municípios de São Sebastião/ Caraguatatuba)**

A bacia do rio Juqueriquerê é a maior drenagem existente no litoral norte paulista. A bacia, como um todo, apresenta área de 382 km², comprimento máximo de escoamento de 50 km, diferenças de desnível de até 1200 metros e declividade média de cerca de 22 cm/km (que é predominante na maior parte do percurso do rio) (IPT, 1986).

No seu alto curso, que corresponde à cerca de 30% da bacia hidrográfica, o rio percorre a zona de encosta da Serra do Mar. Neste trecho, o terreno é abrupto, com altas declividades, possibilitando um regime torrencial para esta drenagem. Setenta por cento (70%) da bacia hidrográfica se localiza na planície costeira de Caraguatatuba, terreno este composto por material sedimentar bastante permeável, com declividades baixas. Sua foz apresenta uma pequena área de mangue.

Às margens do Rio Juqueriquerê, a planície apresenta aluviões formados, principalmente, por sedimentos de antigos depósitos marinhos retrabalhados pela ação fluvial. Estes sedimentos são predominantemente arenosos, podendo apresentar eventuais intercalações de siltes e argilas. As margens dispõem-se em planícies de inundação e em pequenos terraços elevados em até 5 metros do leito principal (IPT, 1986).

Ao longo da calha do Rio Juqueriquerê são depositados sedimentos cuja granulometria diminui em direção à praia, sendo que IPT (1986) subdividiu o leito do rio em quatro compartimentos quanto à sedimentação atual na calha. Os autores lembram que estes compartimentos não possuem limites bem definidos, pois existe a sazonalidade das chuvas e a ação das marés que interferem na vazão destas drenagens.

O primeiro compartimento abrange o trecho entre o alto curso do Rio Juqueriquerê até a ponte da rodovia SP-55, onde os sedimentos depositados são fluviais a partir de processos de transporte e deposição fluviais. São sedimentos arenosos, relativamente bem selecionados, sem misturas com material argiloso ou siltoso.

O segundo compartimento diz respeito à fase de transição entre as condições deposicionais fluviais e de ambientes mistos dos mangues (com ação de maré presente). Os sedimentos arenosos são superpostos por sedimentos finos, com fragmentos de conchas e altos teores em matéria orgânica e restos vegetais.

O terceiro compartimento, no trecho próximo à foz do rio, apresenta sedimentação conjunta de material de transporte fluvial e de ação de marés. A deposição se dá com o encontro das correntes de maré e de drenagem do rio, perdendo-se a energia de transporte de ambos os processos.



CRUZEIRO DO SUL S.A.



IGC

Por fim, o quarto compartimento localiza-se junto à Barra do rio Juqueriquerê, onde ocorre lavagem de sedimentos, com remoção das frações mais finas e formação de bancos de areia, por ação das ondas (figuras 30a, b, c).

Figura 30a. Foz do rio Juqueriquerê em 1962 (escala 1:25.000).

Figura 30b. Foz do rio Juqueriquerê em 1994 (escala 1:25.000). As modificações feitas no vale do rio Juqueriquerê modificaram a dinâmica do rio. Estas mudanças junto àquelas feitas na linha de costa trouxeram erosão na linha de costa como aquela vista na figura 30c.

Estes últimos dados foram confirmados por Souza (1990) que descreveu a foz deste rio como rasa e com a presença de barras arenosas rumo a sul. Estas barras dariam a esta foz, segundo a autora, a configuração de um delta, o que sugere interações entre um forte fluxo fluvial e transportes costeiros de S-N e de N-S.

IPT (1986) afirma que a movimentação dos sedimentos junto à foz do rio depende de um complexo jogo entre a direção das correntes costeiras, ondas, oscilações da maré e do fluxo do rio. Tais fatores determinariam a mobilização da barra do rio ao longo do ano.

Souza (1990) descreve aspectos sedimentológicos e morfológicos da desembocadura do Rio Juqueriquerê e adjacências. Em direção à foz do Rio Juqueriquerê (a partir da cidade de Caraguatatuba), a autora verificou o decréscimo nos valores de diâmetro médio dos grãos (já constatado por Bigarella *et al.*, 1966 *apud* Souza, 1990) e do número de classes modais e texturais na praia; o aumento no grau de seleção e nos teores de CaCO_3 ; e que o transporte do material em suspensão do Rio Juqueriquerê seguiria rumo Canal de São Sebastião. Ponçano *et al.* (1994) afirmam que o rumo preferencial de transporte nesta região é para SW.

Fukumoto (2001) realizou amostragens na antepraia adjacente à foz do rio Juqueriquerê e na planície de maré de Caraguatatuba no período de novembro/2000 e agosto/2001. Através de análises de parâmetros granulométricos, geoquímicos (teores de CaCO_3 , carbono orgânico, nitrogênio e enxofre totais e suas razões), físicos (temperatura e salinidade) e geológicos (formas de leito), a autora afirmou que durante o inverno, a influência marinha na foz do rio Juqueriquerê é bem mais marcante do que na primavera, onde a sedimentação continental é dominante.

Junto à foz do rio Juqueriquerê, a praia pode ser descrita como plana, extensa, com características morfodinâmicas intermediárias, areia micácea muito fina e escura, e ainda, vegetação de mangue. Neste trecho, existe um processo contínuo de erosão, devido, provavelmente, à intensa ocupação deste trecho costeiro, com alterações na drenagem natural e aterros.

Furtado (comunicação pessoal), efetuou monitoramentos anuais nesta região ao longo dos últimos 15 anos e constatou a ocorrência de erosão nesta praia, com o assoreamento do manguezal e a destruição de diversas casas instaladas neste local. Porém, este pesquisador acredita que os efeitos erosivos vistos neste ponto estejam mais correlacionados a todo o processo de ocupação da região ou a uma alteração na vazão do rio Juqueriquerê que a uma mudança natural brusca na dinâmica sedimentar.



FOTO: SAMARA CAZZOLI Y GOYA

Figura 30c. Erosão na foz do Juqueriquerê.

► **Ponto 18. Ponta do Camaroeiro e Praia do Centro (município de Caraguatatuba)**

A região situada entre a Ponta do Camaroeiro e a desembocadura do rio Santo Antônio é uma área naturalmente propensa à deposição de sedimentos. A deriva sedimentar longitudinal tem rumo preferencial para SW e, no contato com esta ponta, a dinâmica acaba por enfraquecer e depositar sua carga sedimentar neste segmento costeiro. Esta tendência é reforçada ainda pela presença da desembocadura do Córrego do Ipiranga, que deságua no sopé do Cristalino e auxilia na retenção do material sedimentar.

Em março de 1967, após chuvas torrenciais e uma seqüência de pequenos abalos sísmicos na Serra do Mar ocorreu um grande movimento gravitacional de massa caracterizado por várias ocorrências de fluxo de lama que se concentraram no vale do Rio Santo Antônio e desaguaram na praia central de Caraguatatuba. Este evento mostrou-se significativo para a sedimentação neste local. Cruz (1974) afirmou que, após este evento, aumentou a quantidade de material sedimentar disponível no balanço sedimentar costeiro e com isso, aumentou também a quantidade de bancos arenosos na área (figuras 31a, b).



Figuras 31a, b. Ponta do Camaroeiro, município de Caraguatatuba respectivamente nos anos de 1962 e 1994 (escala original 1:25.000). A primeira foto mostra uma praia mais larga porém com menor quantidade de material junto ao Embasamento Cristalino. Já a segunda foto mostra as obras efetuadas nesta região, o que dá à praia, um aspecto recortado. A largura da praia diminuiu, porém a quantidade de material retido junto ao Embasamento é bem maior já que a deriva preferencial nesta região é rumo SW.

Este assoreamento levou a prefeitura, ao longo da década de 1970, a fazer projetos de construção de um atracadouro para os barcos de pesca artesanal e para isso, construiu o primeiro molhe junto à foz do Córrego do Ipiranga (figura 31c).



FARINACCIO, 2000



FARINACCIO, 2000

Figuras 31 c, d. Respectivamente, uma vista geral da Ponta do Camaroeiro, com destaque para a grande quantidade de material concentrado no molhe do rio Ipiranga, e o detalhe de um dos espigões construídos nesta praia.

Este molhe tem cerca de 150 metros de extensão e foi construído com blocos rochosos. Os vãos entre estes blocos foram preenchidos com cascalho de rio e areia grossa (Farinnacio, 2000). Logo se percebeu que, além de acelerar o processo de assoreamento da região do Camaroeiro, iniciou-se um processo erosivo na praia à direita do molhe. A parte erodida foi aterrada e foram construídos mais 2 molhes (com cerca de 23 metros de extensão – figura 31d) e 1 canal de saída de águas pluviais (com 57 anos de extensão) que acabou por funcionar como mais um molhe.

Estas obras fizeram com que a linha de costa entre a Ponta do Camaroeiro e a foz do rio santo Antônio ficasse com uma geometria escalonada, com deposição de material na borda à esquerda dos molhes e erosão à direita dos mesmos. Devido ao mau estado de conservação dos molhes, em maré baixa, já é possível visualizar que estas obras já não impedem mais a passagem de sedimentos entre os dois lados dos molhes.

342

Um último molhe foi construído na desembocadura do rio santo Antônio a fim de impedir a livre migração de sua desembocadura. Muito do sedimento que é carregado pela deriva longitudinal é barrado neste ponto. Para evitar o fechamento do rio e para exploração comercial, a prefeitura realiza extrações constantes destas areias. Cruz *et al.* (1985) apontaram que as freqüentes alterações vistas na forma e na posição dos bancos submersos são causadas pela existência dos molhes.

Farinaccio (2000) realizou monitoramento topográfico e fotográfico mensal nesta área e concluiu que a presença dos molhes teve reflexo em toda a Enseada de Caraguatatuba, pois represaram grande parte do material sedimentar antes disponível na deriva longitudinal, causando um déficit de sedimentos na porção sul da Enseada. Os lados direitos dos molhes, submetidos à erosão, já começaram a ameaçar a avenida a beira mar. Houve várias ocorrências de solapamentos da Avenida Beira Mar em vários pontos, sobretudo quando há incidência de maré meteorológica e/ou de ondas mais energéticas de passagem de sistemas frontais.

► **Ponto 19. Praia de Massaguaçu – Caraguatatuba**

A praia de Massaguaçu tem apresentado ao longo dos últimos dois anos, período posterior a execução dos levantamentos que geraram este estudo, uma aceleração das tendências erosivas, em significativos segmentos de seu prisma praial.

A praia caracterizada de maneira geral como uma praia de tombo, de elevado grau de declividade da face praial, margeada por uma plataforma de baixa declividade em sua área marinha contígua, perdeu ao longo dos últimos anos mais do que 30 metros da faixa arenosa, chegando a atingir as bases do aterro (acostamento) da rodovia Rio – Santos que a margeia (Figuras 32a e 32b). As causas da amplificação deste processo erosivo ainda não puderam ser determinadas, não sendo inclusive descartadas as possibilidades de serem devidas a fenômenos naturais, ou mesmo de indução por atividade humana, seja por retirada significativa de areia da região praial ou também pela construção de obras de saneamento e/ou escoamento pluvial que incidiram diretamente sob o prisma praial.



CRUZEIRO DO SUL S.A.

Figura 32. Praia de Massaguaçu em 1962 e em 1994. Esta praia, neste período, manteve-se estável em relação aos processos erosivos. Porém, de uns anos para cá (especialmente no inverno de 2005), houve uma significativa perda de areia da faixa praial por processos ainda não totalmente conhecidos.

CONCLUSÕES

O litoral do Estado de São Paulo, ao contrário de muitos estados brasileiros, não possui grandes extensões praias submetidas a processos de erosão e/ou assoreamento. O que existe são segmentos restritos de linha de costa, submetidos a processos erosivos ou acrescionais, sendo estes, em geral relacionados com a existência de obstáculos naturais ou construídos, que alteram a dinâmica sedimentar original.

A dinâmica sedimentar original vigente na orla costeira do estado já é conhecida. No trecho do litoral centro-sul, entre a Ilha do Cardoso e Bertioga, os perfis de praia tendem a apresentar erosão durante a passagem de sistemas frontais de maior intensidade (entre abril a outubro) e entre novembro e abril, estes mesmos perfis apresentam processos construtivos.

Para uma melhor compreensão dos processos predominantes faltaria ainda a realização de estudos mais detalhados em algumas áreas importantes como a Ilha Comprida, a Enseada de Caraguatatuba, algumas praias insulares da ilha de São Sebastião, e da área continental no domínio do canal de São Sebastião e a praia de Massaguaçu, em Caraguatatuba, para que fosse estabelecida uma visão regional sobre as tendências gerais de erosão e/ou deposição observadas ao longo de todo o litoral do estado de São Paulo.

As praias menores demandam estudos individualizados a fim de determinar os processos sedimentares atuantes e a existência de equilíbrio/desequilíbrio sedimentar nas mesmas.

Referências bibliográficas

- ABRIL. 1997. *Guia de Praias*. São Paulo, Editora Abril, 225p.
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo*, 41:169 - 263.
- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48: 15-26 (supl.).
- ARAÚJO, R. N. 2000. *O cálculo do transporte de sedimentos litorâneo: estudo de caso das praias de Suarão e Cibratel*, Município de Itanhaém, São Paulo. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Escola Politécnica. 142p.
- ARAÚJO FILHO, J. R. 1950. *Baixada do Rio Itanhaém*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. 123p.
- BARROS, M. O. de – 1997 – *Dinâmica e evolução dos ambientes praias da Fazenda, da Puruba e de Itamambuca, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 163p.
- BOMTEMPO, V. L. 1991. *Características hidráulicas e sedimentológicas de trecho do litoral sul do Estado de São Paulo*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.

- CAZZOLI, S.V. 1997. *Dinâmica sedimentar atual das praias de Cibratel e Itanhaém – Suarão, município de Itanhaém, Estado de São Paulo*. São Paulo. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 188p.
- CAZZOLI Y GOYA, S. & M. G. TESSLER. 2000. Variações morfológicas espaço-temporais entre as praias de Cibratel e Itanhaém-Suarão, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48 (2): 151 – 166.
- CRUZ, O. 1974. A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba – Tese de Doutorado. *Série Teses e Monografias* nº 11, 181p.
- CTH/USP. 1973. *Observação das características das ondas do mar de Cananéia*. Relatório de projeto do Laboratório de Hidráulica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Departamento de Águas e Energia Elétrica da Secretaria de Serviços e Obras públicas. São Paulo. 40p. (inédito).
- DAEE (Departamento de Águas e Esgotos). 1979. *Estudo de águas subterrâneas*. Região Administrativa 2 - Santos. São Paulo, 2 volumes.
- DAEE. 1998. Banco de dados pluviométricos do Estado de São Paulo, atualizado até 1997. CD-ROM.
- FAIRBRIDGE, R. W. (ed). 1968. *Encyclopedia of geomorphology*. Encyclopedia of earth sciences series, N.Y. Reinhold. Volume 3.
- FARINACCIO, A. 2000. *Alterações relacionadas à ação antrópica na dinâmica dos processos costeiros nas planícies de Praia Grande/ Mongaguá e Enseada de Caraguatatuba, SP*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 150p.
- FUKUMOTO, M. M. 2001. *Análise do transporte sedimentar em uma planície de maré arenosa, com base em parâmetros geoquímicos e granulométricos: Enseada de Caraguatatuba, litoral norte do Estado de São Paulo*. Monografia de Trabalho de Formatura TF-2001/29. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 46p.
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas). 1981. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, PROMOCET/PRÓ-MINÉRIO, 2 volumes.
- IPT. 1986. Estudos básicos para o projeto de concepção do terminal pesqueiro de Caraguatatuba. *Relatório IPT n 24.378 – IPT/SUDELPA*. São Paulo, 66p.
- IPT. 1994. *Carta Geotécnica do Estado de São Paulo*, escala 1;500.000. São Paulo.
- GEOBRAS S. A. *Engenharia e Fundações*. 1966. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape. Relatório para o Serviço do Vale do Ribeira do DAEE, São Paulo.
- GIANNINI, P. C. F. 1987. *Sedimentação quaternária na Planície Costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP)*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 2 volumes.
- HURTADO, S.N.; S. CAZZOLI Y GOYA & M. G. TESSLER. 2002. Estudo da variação morfodinâmica da Praia de Itamambuca, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. João Pessoa, p. 97.
- MAHIQUES, M.M. de.; K. SUGUIO; M. G. TESSLER; V. V. FURTADO & B. B. EICHLER. 1990. Parâmetros oceanográficos – geológicos- geomorfológicos de interesse na caracterização de ecossistemas costeiros do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: ESTRUTURA, FUNCIONAMENTO E MANEJO. 2. Anais. Águas de Lindóia, 1: 142 – 150.
- MARTINS, C. C. 2000. *Variações morfológicas e sedimentares de curto período em perfis praias, praia de Bertioxa/ SP*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 191p.
- MENEZES, M. P. 1994. *Influência da ação antrópica na dinâmica sedimentar costeira: estudo de casos na Estação Ecológica Juréia-Itatins*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental. 110p. e anexos.
- MIHÁLY, P. 1997. *Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia. 109p.
- PONÇANO, W. 1976. Características gerais da sedimentação e correntes costeiras entre Santos e Cananéia. *Notícias Geomorfológicas*, 16(31): 107 - 111.
- PONÇANO, W; F. F. KERTZMAN; T. G. CORREA & M. G. TESSLER. 1995. Erosões costeiras no Bairro Barra do Ribeira, Município de Iguape, SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO, 5. Anais do Boletim de Campo. Bauru, ABGE/ UNESP. 439 – 441.
- PONÇANO, W.L.; M. G. TESSLER, C. G. L. FREITAS & M. M. de MAHIQUES. 1999. Tendências regionais de transporte de sedimentos arenoso ao longo das praias paulistas. *Revista UNG. Geociências*. Ano IV (6): 102 120.
- RODRIGUES, M. 1996. *Sedimentação atual nas enseadas de Ubatimirim e Picinguaba e Plataforma Interna adjacente, Ubatuba, Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 158p.
- ROSS, J. L. S. & I. C. MOROZ. 1997. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*, escala 1: 500.000. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo/ Instituto de Pesquisas Tecnológicas e FAPESP. 2 volumes.

- SOUZA, C. R. G. 1990. *Considerações sobre os processos sedimentares quaternários e atuais na região de Caraguatatuba, litoral norte do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 334p.
- SOUZA, C. R. G. 1997. *As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 2 volumes.
- SOUZA, C. R. G. & V. V. FURTADO. 1987. Exemplo de desenvolvimento de planície de maré na região da Enseada de Caraguatatuba. *In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: SÍNTESE DO CONHECIMENTO, I*. Anais. Cananéia, 2: 337 – 352.
- SANT'ANNA NETO, J. L. 1990. *Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia. 156p.
- SUGUIO, K. & L. MARTIN. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense (Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro). *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY*, São Paulo, 1978. São Paulo, SBG/GUSP, *Special Publication*, nº 1, 55p.
- SUGUIO, K.; L. MARTIN; A. C. S. P. BITTENCOURT; J. M. L. DOMINGUES; J. M. FLEXOR & A. E. G. AZEVEDO. 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.
- TESSLER, M. G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul-paulista*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 276p.
- TESSLER, M.G. & V. V. FURTADO. 1983. Dinâmica das feições de assoreamento da região lagunar Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, 32 (2): 117 – 124.
- TESSLER, M.G. & M. M. de MAHIQUES. 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. *Journal of Coastal Research*, 9 (3): 823 - 830.
- TESSLER, M.G.; K. SUGUIO; M. M. de MAHIQUES & V. V. FURTADO. 1990. Evolução temporal e espacial da desembocadura lagunar de Cananéia, São Paulo, São Paulo. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, 38 (1): 23 – 29.
- WRIGHT, L. D. & A. D. SHORT. 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. *In: Komar, P.D.(ed.) - CRC Handbook of Coastal Processes and erosion*, Florida, CRC Press, 35 - 64.
- YOSHIKAWA, P. S. 2001. *Evolução morfo-dinâmica da região da desembocadura do Rio Ribeira de Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo*. Monografia de Trabalho de Formatura TF-2001/31. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 31p.
- ZEMBRUSKI, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. *In: Chaves, H.A.F. (ed.). Geomorfologia da margem continental brasileira (Relatório Final)*. Série Projeto REMAC, 7, Rio de Janeiro, p. 129 – 177.

Rodolfo José Angulo

LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA,
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Carlos Roberto Soares

LABORATÓRIO OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA - LOGEO, CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM,
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Eduardo Marone

LABORATÓRIO DE FÍSICA MARINHA - LFM, CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM,
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Maria Cristina de Souza

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA,
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Lydio Luiz Riseti Odreski

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, LABORATÓRIO OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA - LOGEO,
CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Mauricio Almeida Noernberg

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA COSTEIRA E GEOPROCESSAMENTO - LOCC,
CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM,
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ



PARANÁ

Resumo

No Paraná, os problemas de erosão costeira são decorrentes da interferência entre a intensa dinâmica natural e a ocupação inadequada do solo. Próximo das desembocaduras estuarinas, as variações da morfologia dos deltas de maré vazante têm provocado grandes modificações da costa com progradação ou retrogradação de centenas de metros em menos de uma década. Já nas costas de mar aberto, sem influência direta de obras costeiras, não foram observadas variações da linha de costa superiores a 10 m nos últimos 50 anos. Por outro lado, a ocupação tem se caracterizado por ser muito próxima da linha de costa ou mesmo sobre a praia, pela destruição das dunas frontais e por obras de canalização, dragagem e infraestrutura urbana que não consideram de forma adequada a dinâmica natural. A partir dos valores da progradação e retrogradação da costa paranaense, nas últimas cinco décadas, não é possível identificar tendências gerais. As variações da linha de costa podem ser explicadas principalmente pelos processos naturais locais ou pela interferência destes com a ocupação.

Abstract

The erosional coastal problems of the Paraná coast are related to the interference among the intense natural dynamics and the inadequate land occupation. Next to the estuarine inlets, the variations of the ebb tidal delta morphology generates large modifications of the coast including coast progradation and retrogradation of hundred of meters in less than a decade. On the open sea coasts, without direct influence of costal engineering structures, the coastline variations were lower than 10 m in the last 50 years. On the other hand, the coastal occupation was too close to the coastline, and even on the beach, eliminating the foredunes. The engineering structures, as navigation or drainage channels or constructions related to urbanization, were built disregarding the natural coastal processes. Through the date of progradation and retrogradation on the Paraná in the last five decades It wasn't possible to identify general tendencies. The local changes of the coastline can mostly be attributed to local coastal dynamics or to the interference of the costal processes with the land occupation or engineering structures.

1. CARACTERIZAÇÃO

Localização

A região litorânea do Estado do Paraná localiza-se entre a Serra do Mar e o Oceano Atlântico e entre os litorais dos Estados de São Paulo, ao norte, e de Santa Catarina, ao sul. O limite com o Estado de São Paulo passa pelo divisor de águas da Serra do Gato, pelo Canal do Varadouro e pelo Mar de Ararapira até a sua desembocadura, localizada a 25°18'12" de latitude sul. O limite com o Estado de Santa Catarina, passa por uma linha imaginária aproximadamente leste-oeste até o Rio Saí-Guaçu, seguindo por este até sua desembocadura e desta até a Ilha Saí-Guaçu, localizada na latitude 25°58'35" sul. O limite oeste da região litorânea, aqui considerada, corresponde ao divisor de águas que separa as bacias que drenam para o litoral paranaense e as que drenam para os rios Iguaçu e Ribeira (Figura 1). A região tem extensão aproximada de 6.600 km² e abrange as bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba, incluindo pequenas áreas pertencentes às bacias do Mar do Ararapira e do Rio Saí-Guaçu (figura 1).

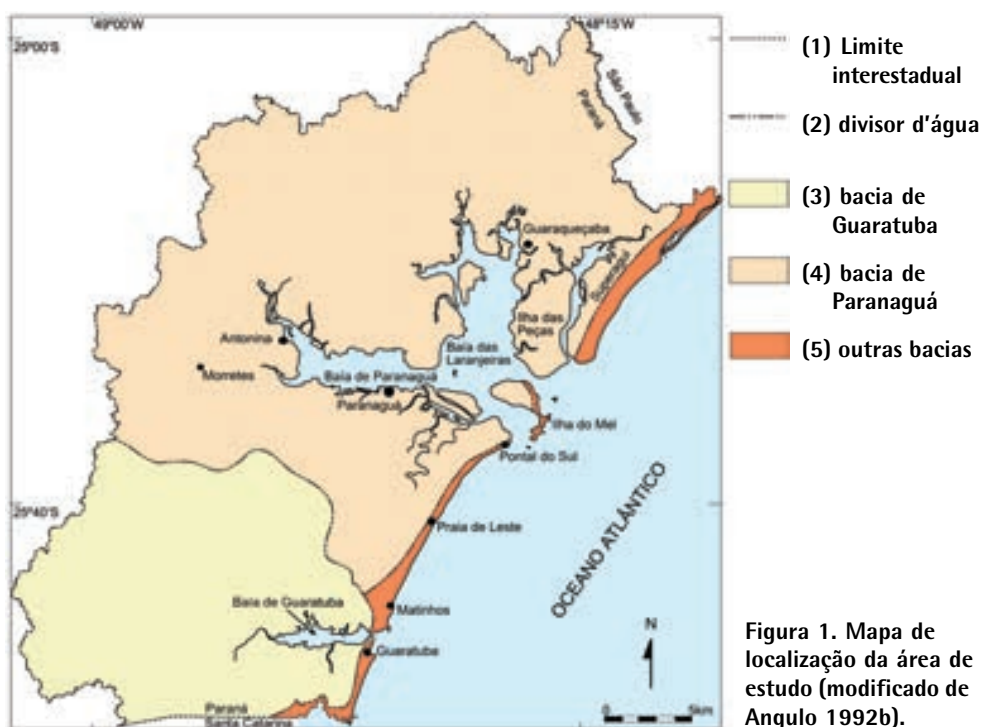


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (modificado de Angulo 1992b).

A região litorânea do Estado do Paraná abrange os municípios de Guaraqueçaba, Antonina, Morretes, Paranaguá, Ponta do Paraná, Matinhos e Guaratuba e parte dos municípios de Quatro Barras, Piraquara, São José dos Pinhais e Tijucas do Sul. As principais cidades da região são Paranaguá, Morretes, Antonina, Matinhos e Guaratuba. Na orla litorânea sul existe ocupação praticamente contínua entre Ponta do Sul e a Barra do Saí.

Fisiografia

No seu clássico trabalho de Geografia Física do Estado do Paraná, Maack (1968) considerou a *litoral* como uma das cinco grandes *zonas de paisagem natural*, ou *regiões geográficas naturais*, do Estado e o subdividiu em duas subzonas: a *das planícies litorâneas* e a *montanhosa litorânea* (figura 2). Essas mesmas sub-zonas tinham sido denominadas de *orla marinha* e *orla da serra* por Loureiro Fernandes (1947).

Quando se consideram as bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba, a região litorânea inclui partes da Serra do Mar e do Primeiro Planalto Paranaense.

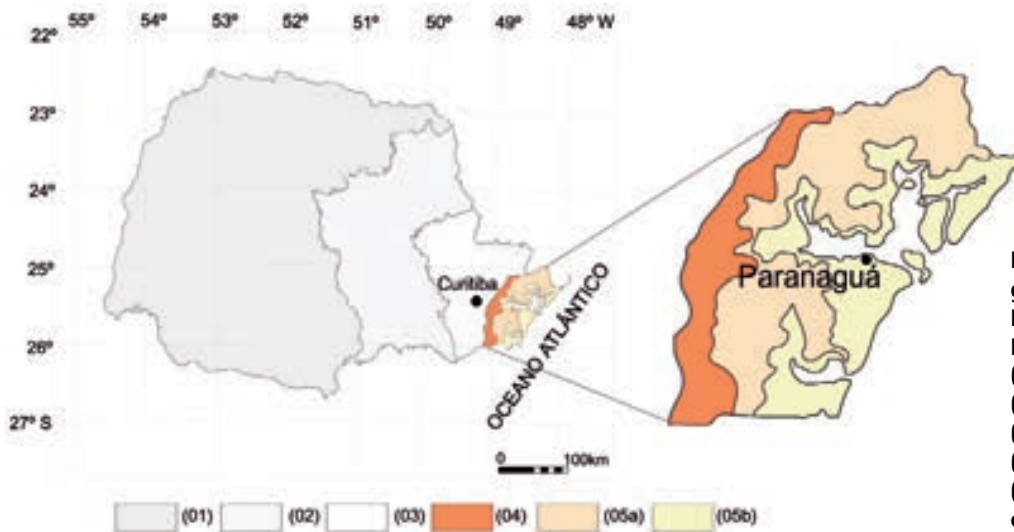


Figura 2. Regiões geográficas naturais do Estado do Paraná segundo Maack (1968): (1) Terceiro Planalto; (2) Segundo Planalto; (3) Primeiro Planalto; (4) Serra do Mar e (5) Zona Litoral; que é composta pela (5a) orla marinha e (5b) orla da serra.

Primeiro Planalto

As bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba incluem setores da borda oriental do Primeiro Planalto Paranaense que antigamente drenavam para as bacias dos rios Iguaçu e Ribeira. O desnível de 900 m e a curta distância existentes entre o planalto e o nível do mar conferem aos rios das bacias litorâneas um alto potencial erosivo, que provoca a contínua captura das cabeceiras de drenagem das bacias dos rios Iguaçu e Ribeira (Angulo 1992b, 2002). Os locais de captura são evidenciados pelos cotovelos de captura da rede de drenagem. Um caso de captura iminente foi observado por Angulo (1992b, 2002) no Ribeirão do Taboado, onde um afluente de cabeceira do Rio São João, pertencente à bacia da Baía de Guaratuba, atingiu a planície aluvial do Ribeirão do Taboado. Em épocas de fluxo normal, as águas do ribeirão drenariam para a bacia do Rio Iguaçu; mas quando o rio transborda, parte das águas da planície de inundação pode drenar para o Rio São João.

Como conseqüência das capturas, a antiga superfície do planalto se encontra em diversos estádios de dissecação, resultando num relevo mais ou menos ondulado, de acordo com a intensidade do processo erosivo. Nas áreas menos dissecadas, observam-se suaves colinas entremeadas de amplas várzeas, com rios meandrantos e de baixa declividade.

Serra do Mar

No Paraná, a Serra do Mar apresenta características distintas das de outros estados brasileiros, pois não constitui apenas uma serra de borda de planalto ou de escarpa, mas também possui setores originados principalmente por erosão diferencial. Nas áreas onde as rochas são mais resistentes ao intemperismo (granitos e rochas efusivas e sedimentares da Formação Guaratubinha), as serras sobressaem entre 400 e 900 m acima do nível do planalto, alcançando altitudes entre 1300 e 1800 m. Alguns desses núcleos situam-se no interior do planalto, porém, mais freqüentemente, localizam-se na sua borda. Neste caso, configuram-se duas vertentes distintas, uma de menor extensão voltada para o Planalto, e outra maior, com mais de 1000 m de desnível, voltada para o litoral. Outros núcleos de altas serras não possuem mais contato com o planalto. Em alguns setores onde as altas serras não ocorrem, a Serra do Mar se constitui apenas de uma serra de borda dissecada de planalto.

Existe na Serra do Mar uma nítida orientação de cristas e vales em três direções predominantes, NE-NNE, NNW e NW, que se correspondem com os principais lineamentos do substrato geológico. As orientações NE-NNE e NNW estão associadas a velhas linhas estruturais pré-cambrianas, provavelmente reativadas ao longo da história geológica da região. Esses lineamentos condicionam as principais formas do relevo, tais como serras e vales maiores. A orientação NW coincide com a orientação das intrusivas mesozóicas, que se apresentam na forma de um enxame de diques paralelos. A maior concentração de diques ocorre na parte central da região, aproximadamente na área da Baía de Paranaguá, e coincide com o eixo do Arco de Ponta Grossa. Essa direção é mais evidente nas cristas e vales menores.

A Serra do Mar alcança o mar, no extremo meridional da Serra da Prata, que constitui o divisor de águas entre as bacias de Paranaguá e Guaratuba.

Planície Litorânea

A planície litorânea ou planície costeira corresponde a *orla marinha*, de Loureiro Fernandes (1947) e a *sub-zona das planícies litorâneas*, de Maack (1968). Ela se estende desde o sopé da Serra do Mar até o oceano. No Paraná, ela tem um comprimento de aproximadamente 90 km e uma largura máxima em torno de 55 km na região de Paranaguá. A planície está profundamente recortada pelos complexos estuarinos das baías de Paranaguá, Laranjeiras, Pinheiros e Guaratuba,

resultando em numerosas ilhas, algumas de grande extensão, como as ilhas das Peças, Rasa, do Mel, da Cotinga e Rasa da Cotinga.

A planície tem em geral uma altura inferior a 20 m sobre o nível do mar. Em diversos locais, ocorrem morros e colinas isolados na planície. Em geral, a altura da planície aumenta da costa para o continente, alcançando as maiores altitudes no sopé da serra.

Geologia

Com relação às bacias mesozóico-cenozóicas da margem continental brasileira, o litoral do Paraná se localiza na borda da bacia de Santos. Segundo Fuck *et al.* (1969), os principais alinhamentos no embasamento são predominantemente de direção NE-SW. Na região de Paranaguá-Guaratuba, atingem orientação N 20°-30° E até N-S. Ao norte de Baía de Paranaguá, os alinhamentos mudam de direção para N 50°-60° E e, próximos à costa, fixam-se em N 30°-40° E. Dentre as estruturas regionais, destaca-se o Arco de Ponta Grossa, reconhecido por Sanford & Lange (1960, *apud* Almeida, 1976). O Arco de Ponta Grossa é uma estrutura alongada, cujo eixo tem orientação NW. Ferreira (1982) definiu quatro grandes alinhamentos tectônicos que delimitam compartimentos do Arco de Ponta Grossa e refletem, ou limitam, área com grande densidade de diques e soleiras de diabásio. Os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, de orientação NW, passam pelo litoral norte e sul do Paraná respectivamente.

O tectonismo cenozóico, segundo Asmus & Ferrari (1978), resultou essencialmente em falhamentos normais com até 3000 m de rejeitos verticais, ao longo de linhas de fraqueza pré-cambrianas, dando lugar ao deslizamento gravitacional de blocos, os quais atualmente se expressam por escarpas de linha de falha, tais como a Serra do Mar (Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978). Com relação à neotectônica, Riccomini *et al.* (1989) se referem ao “sistema de *rift* da Serra do Mar”, falhamentos de provável idade Pleistoceno Superior - Holoceno, possivelmente ativas até o presente.

No litoral do Estado do Paraná, ocorrem dois domínios geológicos principais: o das rochas do embasamento, ou escudo, e o da cobertura sedimentar cenozóica. Tanto as rochas como os sedimentos estão associados às grandes unidades geomórficas da região.

Escudo

O litoral do Paraná está localizado no bloco costeiro da área de escudo, onde foram reconhecidas sete unidades pré-cenozóicas (Mineropar 1989): (a) complexo granulítico Serra Negra do Arqueano; (b) complexo gnáissico migmatítico costeiro do Proterozóico Inferior, constituído principalmente por granitos gnáissicos

e de anatexia e migmatitos; (c) suite granítica folhada do Proterozóico Inferior, constituída por granitos e granitóides embrechíticos; (d) Granitos e sieno-granitos, representados na área pelo granito do Alto Turvo de Proterozóico Superior; (e) granitos subalcalinos e alcalinos do Cambriano, representados pelos granitos Marumby, Graciosa, Anhangava, Serra da Igreja e Morro Redondo; (f) Formação Guaratubinha do Cambriano, composta por vulcanitos intermediários e ácidos e rochas sedimentares, tais como conglomerados, arcóseos, siltitos e argilitos; (g) intrusivas básicas do Mesozóico, principalmente diabásios e dioritos, que ocorrem sob a forma de um enxame de diques.

Cobertura sedimentar cenozóica

A cobertura sedimentar cenozóica é constituída, principalmente, por sedimentos de origens continental e costeira. Dentre os primeiros, destacam-se os sedimentos associados a encostas, tais como leques, tálus, colúvios e sedimentos fluviais (Angulo 1992b). Os depósitos continentais incluem duas unidades que receberam denominação estratigráfica formal: a Formação Alexandra (Bigarella *et al.* 1959) e a Formação Iquererim (Bigarella *et al.* 1961a). Os sedimentos costeiros pertencem a dois tipos de sistema principais: o de planície costeira com cordões litorâneos, e o estuarino. Ambos são representados tanto por ambientes antigos formados durante períodos em que o mar tinha níveis relativos mais altos que o atual, como por ambientes atuais, tais como praias, planícies de maré, deltas de maré e dunas frontais (Angulo 1992b, 2002).

Sedimentos continentais

► Formação Alexandra (Mioceno Inferior)

Os depósitos da Formação Alexandra ocorrem em colinas isoladas, niveladas topograficamente em altitudes em torno de 30 m. Os tipos principais de sedimentos que a constituem são areias arcoseanas e lamas e subsidiariamente, cascalhos, argilas e, num único afloramento, uma camada de linhito (Angulo 1995). As cores predominantes dos sedimentos são cinza esverdeado e vermelho, sendo que as lamas também apresentam tons azulados ou violáceos. Nos sedimentos mais intemperizados, as cores tendem para o vermelho, laranja e amarelo. A Formação Alexandra foi definida por Bigarella *et al.* (1959) e a seção-tipo por Angulo (1995), que na camada linhítica descreve detritos vegetais, troncos e restos de raízes *in situ*.

Os processos atuantes na formação das fácies foram interpretados por Angulo (1992b, 1995) como sendo principalmente fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos (conglomerados sustentados pela matriz) e fluxo de lama (lamas e lamas arenosas). Os arcóseos e arenitos arcoseanos sugeririam fluxos em canais entrelaçados (*braided*), ocorrendo transição para fluxos mais densos não confinados. Os arcóseos com estratificação gradacional foram atribuídos a fluxos densos em meio

subaquoso. A camada linhítica indicaria um processo de carbonização em um ambiente do tipo pântano. Segundo o autor, o conjunto dos depósitos sugere um sistema deposicional de leque aluvial associado a corpos aquosos, de pequena dimensão talvez, pântanos. Angulo (1992b, 1995) interpreta que o clima durante a deposição da Formação Alexandra poderia ter sido úmido, porém mais seco que o atual, propiciando uma maior abundância de arbustos e plantas herbáceas. Talvez existisse na serra uma zonação vertical diferente da atual com faixas maiores de campos e áreas arbustivas. A grande ocorrência de fluxos de lama e de detritos estaria associada a existência de um relevo acidentado, com superfícies de rocha exposta que favoreceriam o fornecimento de seixos e grânulos de quartzo e feldspato. A vegetação mais aberta, sobretudo nas partes altas da serra, não ofereceria uma proteção tão eficiente das encostas, como a mata atlântica atual, favorecendo a ocorrência de corridas de lama e detritos e a existência de canais entrelaçados, num ambiente de leque aluvial.

Lima & Angulo (1990), com base no conteúdo palinológico da camada linhítica, posicionaram os depósitos da Formação Alexandra no Mioceno Inferior.

► Leques e cones aluviais (Plio-Quaternário)

Os leques e cones aluviais incluídos nesta unidade apresentam sua morfologia preservada total ou parcialmente e ocorrem associados as grandes vertentes da Serra do Mar (Angulo 1995). Esta unidade inclui os sedimentos da Formação Iquererim definida por Bigarella *et al.* (1961a).

O maior conjunto de leque e cones localiza-se na vertente oriental da Serra do Quiriri ou Iquererim, onde o desnível entre a planície e os cumes da serra alcança mais de 1.500 m. Outro grande conjunto ocorre associado à vertente oriental das serras do Marumbi e dos Órgãos, onde os desníveis têm a mesma magnitude. Angulo (1995) observou que a ocorrência de leques é mais freqüente onde as rochas do embasamento são graníticas ou migmatíticas.

Os leques e cones aluviais apresentam morfologia semelhante, distinguindo-se pela sua inclinação. Têm raio entre 100 m e 400 m e declives entre 2° e 20°, sendo que os que possuem declives superiores a 10° se enquadrariam na categoria de cones de Rapp & Fairbridge (1968). Nas folhas geológicas da Comissão da Carta (Rivereau *et al.* 1969a,b,c, 1970), muitos desses leques foram mapeados como depósitos de tálus.

Os leques e cones formam-se onde uma drenagem secundária alcança a planície costeira ou o vale do rio principal. Os leques e cones apresentam diversos estágios de dissecação. Nos menos dissecados, diversos canais abandonados que compõem uma drenagem radial distributiva típica de leque. Em vários locais, é possível distinguir três gerações de leques, sendo os das gerações localizadas a montante mais dissecados. As três gerações já tinham sido identificadas por Bigarella *et al.* (1961a), quando da definição da Formação Iquererim. Nos leques

maiores, geralmente, o canal fluvial principal está encaixado e retrabalha os depósitos do leque, evidenciando o predomínio da erosão vertical do canal fluvial, sugerindo que a dinâmica atual é diferente da que originou os depósitos do leque.

Em superfície, os sedimentos dos leques compõem uma paisagem composta por uma superfície suavemente inclinada, freqüentemente, com a presença de grandes blocos esparsos. Em diversos locais, esses sedimentos jazem sobre uma superfície irregular cortada nas rochas de embasamento e apresentam espessuras variáveis, sendo a maior observada de 10 m. Segundo Bessa Jr. (1996) os leques são constituídos por areias arcoseanas, lamas, cascalhos clasto-suportados e matriz-suportados, com estruturas de escavação e preenchimento, estratificação cruzada acanalada e tabular, estratificação plano-paralela, granodecrescência ascendente, pelotas de argila e restos vegetais.

As principais fácies sedimentares encontradas podem ser atribuídas a fluxos densos de lama e detritos e a fluxos trativos fluviais. Bessa Jr. (1996) também descreve depósitos atribuídos a canais confinados e não confinados de rios entrelaçados e depósitos lacustres. Segundo o mesmo autor as análises palinológicas, aliada a presença de fósseis vegetais e depósitos lacustres, sugerem que a formação destes leques tenha ocorrido sob clima úmido. A datação de duas amostras de restos vegetais forneceram idades de 13.850 ± 120 anos A.P. e 8.330 ± 80 anos A.P. ou seja do final do Pleistoceno e início do Holoceno. Contudo, evidências geomorfológicas indicam a existência de pelo menos três gerações de leques e os mais antigos podem, segundo Angulo (1995), alcançar o Plioceno.

► Tálus (Quaternário)

No sopé das vertentes mais íngremes da serra, freqüentemente ocorrem acúmulos de sedimentos, cujas superfícies de deposição formam rampas de forte inclinação. Essas rampas não apresentam evidências de processos fluviais, ocorrendo aparentemente um predomínio do processo de queda de detritos. Em alguns casos, as rampas apresentam ravinamento, com padrão paralelo e não radial, como nos leques. Os sedimentos que formam essas rampas íngremes foram interpretados como depósitos de tálus (Angulo 1992b, 1995).

► Colúvios (Quaternário)

Sob a denominação colúvios incluíram-se sedimentos associados as vertentes da serra, nos quais não se observam evidências de transporte por fluxos de baixa viscosidade.

Trata-se de sedimentos predominantemente finos, com proporções variáveis de areia e seixos, geralmente, sem estruturas. Os seixos podem estar dispersos na matriz ou concentrados em níveis ou linhas (*stone lines*). É freqüente a ocorrência de mais de um colúvio superposto, com características texturais, ou de coloração diferentes, podendo ocorrer solos enterrados.

Alguns colúvios parecem ter sido originados por processos de movimentos de massa lentos, envolvendo o manto de intemperismo, porém, as linhas de seixos e os solos enterrados atestam a complexidade de sua evolução.

► Sedimentos fluviais (Quaternário)

Os sedimentos fluviais estão amplamente distribuídos em toda a área de estudo. Em cada tipo de paisagem, as planícies aluviais e os canais fluviais apresentam características distintas. Na Serra do Mar, os rios são encaixados, com padrão retilíneo e planícies aluviais estreitas. Um tipo particular de planície aluvial, frequente na Serra do Mar, são as *planícies de soleira*, formadas a montante de obstáculos no curso fluvial, constituídos por rochas mais resistentes. No Primeiro Planalto, as planícies são amplas e com canais meandranes. Na planície costeira, uma das principais características é a desproporção entre o tamanho da planície aluvial e o do canal fluvial. Segundo Angulo (1992b) trata-se de rios desproporcionados, originados pelo afogamento de grandes vales fluviais escavados durante períodos de mar baixo e afogados durante os períodos de mar alto. Outra característica dos rios da planície é a mudança do padrão do canal ao longo do seu curso, que segundo Angulo (1992b) estaria associada aos diferentes níveis de base do rio durante o Quaternário, decorrentes das variações do nível do mar.

As principais fácies observadas foram: cascalhos clasto-suportados, com grânulos até matacões, imbricações e estruturas de corte e preenchimento de canal; areias pobremente e muito pobremente selecionadas, com estratificações cruzadas acanaladas; e argilas maciças (Angulo 1992b).

Os sedimentos fluviais ocorrem em terraços nas planícies aluviais atuais que podem ser atribuídos ao Quaternário. Angulo (1992b) identificou, através da morfologia, planícies aluviais anteriores e posteriores à transgressão pós-glacial, sendo portanto as primeiras do Pleistoceno e as últimas do Holoceno.

Sedimentos costeiros

► Planície costeira com cordões litorâneos (Pleistoceno Superior e Holoceno)

As planícies costeiras com cordões litorâneos são uma das feições mais marcantes do litoral brasileiro, sendo que no litoral paranaense se estendem ao longo de toda sua costa. Estas planícies formaram-se como consequência das oscilações do nível relativo do mar durante o Quaternário. Os cordões litorâneos são feições relacionadas a antigas linhas de praia (figura 3).

As planícies com cordões litorâneos são constituídas por areias finas e muito finas, moderada a muito bem selecionadas e assimetria predominantemente negativa (Bigarella *et al.* 1978, Tessler & Suguio 1987, Angulo 1992a,b). Os sedimentos desta unidade podem apresentar teores de finos de até 20%, que Angulo (1992a,b) interpretou como de origem epigenética, principalmente pedogenética.

Angulo (1992a,b) identificou estratificação cruzada de baixo ângulo; estratificação cruzada acanalada, tangencial, sigmóide, planar e truncada por ondas; estrutura de corte e preenchimento de canal; laminação cruzada de marcas onduladas simétricas e assimétricas; laminação convoluta e diversos tipos de bioturbações, destacando-se os tubos (*Ophiomorpha*) atribuídos a *Callichirus major*. Os depósitos foram interpretados como formados principalmente em ambiente de antepraia (*foreshore*) e face litorânea superior (*upper shore face*).



Características morfológicas e datações ^{14}C permitiram distinguir planícies correspondentes a pelo menos dois eventos transgressivo-regressivos, um do Pleistoceno Superior e outro do Holoceno (Martin & Suguio 1986, Martin *et al.* 1988, Angulo 1992b, Lessa *et al.* 2000). Um modelo evolutivo das planícies costeiras paranaenses durante o Pleistoceno Superior e Holoceno foi proposto por Lessa *et al.* (2000).

Figura 3. Planície costeira com cordões litorâneos do Holoceno no Superagüi. Os cordões correspondem a antigas linhas de costa com dunas frontais.

► Planícies paleo-estuarinas (Pleistoceno Superior e Holoceno)

Os sedimentos paleo-estuarinos estão amplamente distribuídos no litoral paranaense, ocorrem em áreas planas com altitude inferior a 7 m e não apresentam alinhamentos visíveis. Predominam areias, ocorrendo subsidiariamente areias argilosas, areias siltosas e silte argilo-arenoso, sendo que a seleção variou entre muito bem e muito pobremente selecionados (Angulo 1992a,b).

Segundo Angulo (1992b) os sedimentos podem ser interpretados como depositados em ambiente estuarino ou lagunar. Sedimentos com estratificação ondulada e bioturbações sugerem ambiente de planície de maré e sedimentos argilo-arenosos com abundantes conchas, corresponderiam a parte inferior da planície de maré ou fundos rasos (Angulo 1992b, Angulo & Absher 1992).

Associados aos sedimentos paleo-estuarinos ocorrem abundantes conchas de moluscos, sendo a espécie dominante a *Anomalocardia brasiliiana*. Descrições da composição malacológica destes bancos foram realizadas por Bigarella (1946, 1950/51), Angulo (1992b) e Angulo & Absher (1992). Datações ^{14}C destas conchas forneceram idades inferiores a 6000 anos A.P. (Bigarella 1971, Bigarella & Becker 1975, Martin *et al.* 1988, Angulo *et al.* 2002b), o que permite correlacioná-los ao último ciclo transgressivo-regressivo do Holoceno.

Próximo ao canal do Varadouro foi identificada uma área de sedimentos paleo-estuarinos contendo troncos e detritos vegetais. A datação de um fragmento de tronco forneceu idade além do alcance do ^{14}C (> 40.000 anos A.P., CENA-121) o

que permite atribuir os depósitos ao ciclo transgressivo-regressivo do último interglacial no Pleistoceno (Angulo *et al.* 2002b).

► Planícies de maré

Segundo Reineck & Singh (1973), as planícies de maré (*tidal-flats*) se desenvolvem ao longo de costas de baixo declive, com marcado ciclo de marés, onde há suficiente sedimento disponível e não há forte ação das ondas. No Paraná, áreas com essas características têm extensão de aproximadamente 310 km².

Em diversos trabalhos sobre o litoral paranaense, essas áreas são referidas como manguezais; porém Angulo (1990) propôs a utilização da denominação planície de maré, pois nela ocorrem diversos ecossistemas, sendo o manguezal apenas um deles. No litoral paranaense foram mapeadas seis unidades correspondentes à planície de maré: (a) manguezais, (b) marismas e bancos não vegetados, (c) manguezal com *Acrostichum* e *Hibiscus*, (d) zona de *Cladium*, (e) pântano de maré e (f) brejo de maré. A maior parte da planície de maré é ocupada pelos manguezais. Na parte inferior, entre os manguezais e o estuário ocorrem os marismas formados por *Spartina* e os bancos arenosos e areno-argilosos, sem vegetação. Na parte superior da planície de maré é freqüente a ocorrência da zona de *Cladium*, que é inundada apenas durante as premares de sizígia e as tempestades (Angulo & Müller 1990). Nas partes mais internas das baías, nos locais onde existe importante aporte fluvial, que impede ou dificulta a intrusão salina, os marismas e manguezais são substituídos por brejos e pântanos de maré (Angulo & Müller 1990).

Os sedimentos da planície de maré variam de areias a argilas arenosas, geralmente ricos em matéria orgânica, podendo conter grânulos e seixos (Bigarella 1946, Martin *et al.* 1988, Lana & Guiss 1991, Angulo 1992b).

358

► Fundos rasos

Os fundos rasos localizam-se no interior dos estuários, têm profundidades inferiores a 2 m, podendo ficar emersos durante as maiores baixa-mares. Formam-se principalmente nas áreas de sombra das correntes de maré vazante. Na complexo estuarino de Paranaguá destacam-se o Baixio do Perigo, entre a Baía das Laranjeiras e a Baía de Paranaguá, e o Baixio do Bagre, ao sul da Ilha Rasa, que têm comprimento de aproximadamente 7 km.

► Deltas de maré

As feições deposicionais arenosas, submersas e semi-submersas, que ocorrem associadas às desembocaduras das baías de Guaratuba e Paranaguá, do Canal do Superagüi e do Mar do Arapira, no litoral do Estado do Paraná, foram interpretadas por Angulo (1992b, 1999) como deltas de maré. Os deltas de maré ocorrem em costas com regimes de micro e mesomarés; do lado do mar ocorre o delta de maré vazante (*ebb-tidal delta*) e no interior do estuário ou laguna o delta de maré enchente (*flood-tidal delta*) (Hayes 1975).

Segundo Angulo (1999), no litoral paranaense, os deltas de vazante são mais desenvolvidos que os de enchente. Somente nas desembocaduras sul da Baía de Paranaguá e Mar do Ararapira foram identificadas feições interpretadas como deltas de enchente. Segundo os modelos propostos por Oertel (1975), os deltas de maré das baías de Paranaguá e Guaratuba e do Canal do Superagüi seriam deltas dominados por marés (Angulo 1999).

► Dunas (Holoceno)

Em seu trabalho pioneiro sobre o litoral paranaense, Bigarella (1946) descreveu as dunas costeiras. Posteriormente, outros autores acrescentaram informações sobre as dunas do litoral paranaense (Bigarella 1965, 1972, Bigarella *et al.* 1969a,b, 1970/71, 1978, Angulo 1993b).

Os sedimentos eólicos que ocorrem na costa do Paraná próximos ao litoral, constituem feições que podem ser denominadas, genericamente, de cordões dunares costeiros, identificando-se assim sua configuração linear, sua origem eólica e sua relação geográfica e genética com a costa (Angulo 1993b). Os cordões podem ser agrupados em dois tipos principais: os desenvolvidos e os incipientes ou embrionários, podendo ocorrer formas transicionais (Angulo 1993b). Os desenvolvidos são paralelos à linha de costa, têm larguras entre 20 e 80 m, podendo alcançar até 250 m. O comprimento pode alcançar 15 km. A altura raramente ultrapassa 6 m sobre o nível da planície, sendo mais frequentes alturas de 3 a 5 m (figura 4). Uma exceção são as dunas existentes na Ilha do Mel, entre os morros Bento Alves e do Meio, que atingem altitude superior a 20 m (Angulo 1993b) (figura 5). Os cordões incipientes são feições com altura inferior a 3 m, as vezes formados pela coalescência de pequenas dunas linguóides ou dômicas (figuras 6 e 7).

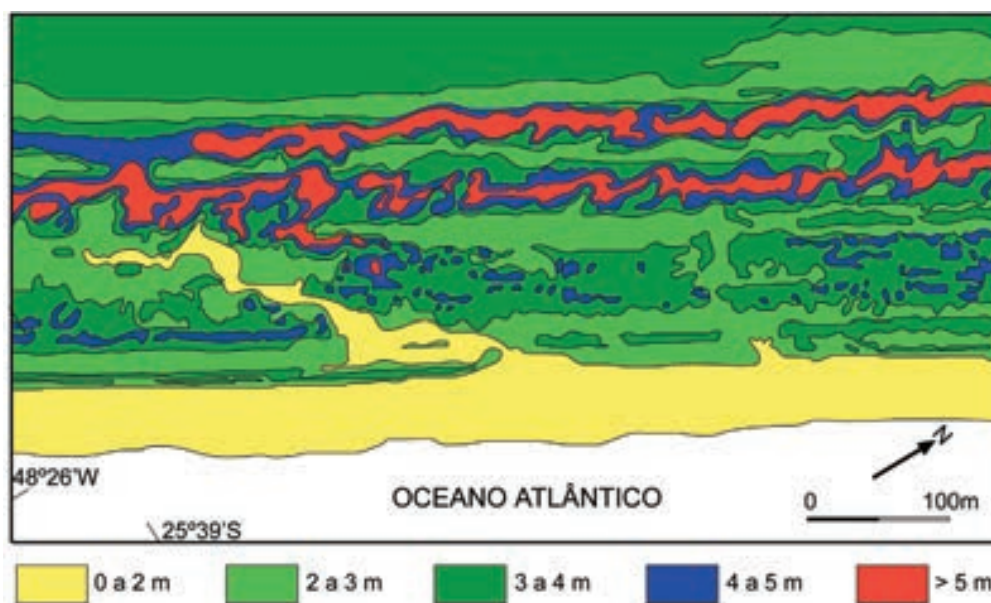
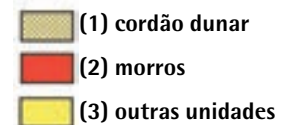


Figura 4. Mapa hipsométrico da faixa costeira entre Guarapari e Ipanema evidenciando os cordões dunares desenvolvidos (Modificado de Angulo 1993b).



Figura 5. Cordão de dunas do Pleistoceno Superior ou Holoceno, na Ilha do Mel (modificado de Angulo 1993b).



Angulo (1993b) interpretou que todos os cordões dunares da costa paranaense se desenvolveram a partir de dunas frontais com o auxílio efetivo da vegetação.

Bigarella *et al.* (1969a,b) determinaram que as areias das dunas, no litoral sul entre Matinhos e Pontal do Sul, tinham diâmetro médio de 2,0 a 2,9 Ø, fração predominante de 3,0-2,0 Ø, eram bem selecionadas e com assimetria predominantemente negativa. As estruturas sedimentares foram descritas em detalhe por Bigarella *et al.* (1969b, 1970/ 71).

Segundo Angulo (1993b) os cordões de dunas, tanto os desenvolvidos como os incipientes, formaram-se no Holoceno, com exceção do existente entre os morros Bento Alves e do Meio, na Ilha do Mel, que poderia ser do Pleistoceno Superior ou do Holoceno (figura 7).



Figura 6. Cordão dunar incipiente com dunas linguóides, em Superagüi.



Figura 7. Cordão dunar incipiente com dunas dômicas, na Ilha do Mel.

► Depressões intercordões

Entre os cordões litorâneos da planície costeira, ocorrem depressões rasas, estreitas e alongadas, com largura inferior a 100 m e comprimento de até 13 km (figura 8). Constituem áreas alagadas, com vegetação principalmente de *Cladium* e *Scirpus*

(Klein 1975), as vezes associadas a pequenas lagoas e cursos fluviais. Apresentam sedimentos arenosos com abundantes restos vegetais e de matéria orgânica (figura 9).

Figura 8. Vista aérea da planície costeira com cordões litorâneos holocênicos e depressões intercordões, no Superagüi.



Figura 9. Brejo intercordões com vegetação típica de *Cladium* e *Scirpus* em Guarapari, entre Praia de Leste e Pontal do Sul.



2. AGENTES E PROCESSOS COSTEIROS

361

Clima

O clima da planície costeira paranaense, segundo a classificação de Köppen, é tipo Cfa, subtropical úmido mesotérmico com verão quente. O mesmo tipo climático ocorre na Serra do Mar até 700 m de altitude, a partir da qual passa para tipo Cfb, subtropical úmido mesotérmico com verão fresco (Ipardes 1990, 1991). A temperatura média anual estimada na planície costeira varia entre 20,8° C e 22° C, caindo até 13,1° C nas partes mais elevadas da Serra do Mar (Ipardes 1990, 1991).

A circulação atmosférica da costa sul americana é definida a partir dos centros de ação anticiclônicos, responsáveis pela individualização de massas de ar, e os ciclônicos, funcionando como chamarizes dos deslocamentos das mesmas.

Na região sul, como centro de ação anticiclônico ou “centro de alta”, tem-se o Anticiclone do Atlântico, responsável pela origem da massa tropical marítima, e o Anticiclone Migratório Polar, responsável pela origem da Massa Polar.

Segundo Iapar (1978), entre duas massas de ar ou duas “altas” existe sempre uma zona de depressão, que se constitui numa descontinuidade para a qual convergem os ventos das duas massas de ar ou “altas”. Nessas descontinuidades, os ventos convergentes ou ciclônicos tornam o tempo instável e geralmente chuvoso, freqüentemente acompanhado de tempestades. Tais fenômenos são móveis e, por sua estrutura de deslocamento, denominam-se “correntes de circulação perturbada”.

A região sul do país é marcadamente influenciada pelas “correntes perturbadas” de noroeste e pelas “correntes perturbadas” de sul conhecidas por sistemas frontais ou frentes polares. Calliari & Klein (1993) afirmam que a dinâmica na costa sul brasileira é regulada, principalmente, pelos fenômenos associados à passagem de frentes meteorológicas ou frentes polares.

Durante o inverno, quando as condições de frontogênese são mais freqüentes, os avanços da Frente Polar são mais vigorosos, comumente atingindo latitudes bem baixas, em torno de 8° S–10° S. Na primavera, suas incursões abrangem, via de regra, o Trópico de Capricórnio. No verão, a energia frontal é especialmente fraca, raramente se aproximando do trópico. No outono, embora se iniciem as condições de frontogênese, ela é impedida de avançar por ação dos sistemas intertropicais, que, sendo bastante ativos nesta época, fazem-na regredir (Iapar 1978).

A dinâmica dos ventos no litoral paranaense é definida, basicamente, pelo Anticiclone do Atlântico Sul e pelo Anticiclone Migratório Polar, na sua ação sobre o Ramo Atlântico da Massa Polar (Bigarella *et al.* 1978).

362

As medições de ventos no litoral paranaense são escassas e apenas recentes, sendo os primeiros registros correspondentes à estação meteorológica de Pontal do Sul (Portobrás 1988) de 1982 a 1986, com descontinuidades e, a partir de 1996, da estação automática do Centro de Estudos do Mar na mesma localidade. Esses dados revelam que os ventos predominantes provêm de leste e sul, com freqüências para o período de 9,5 % e 9,3 %, respectivamente. Quando se analisam as freqüências por faixa de velocidade, observa-se que a dominância dos ventos provenientes de leste diminui rapidamente para ventos mais fortes. Os ventos com velocidades superiores a 6 m/s representam 16,0 % do total das medições. Destes, os provenientes do sul correspondem a 20,4 % e os do leste a 17,4 %. Os ventos com essas velocidades se concentram nas direções E-ENE (31,9 %) e SSW-S-SSE (43,6 %) e quase não ocorrem nas direções provenientes do continente. A predominância dos ventos provenientes do SE-SSE aumenta quando se consideram as velocidades maiores de 8 m/s e 10 m/s. Nesse último caso, praticamente todas as medições correspondem às direções sul e sul-sudeste.

Analisando-se a sazonalidade da velocidade e freqüência dos ventos nas direções predominantes, observa-se que os ventos com velocidades superiores a 6 m/s se

concentram na primavera (37,4 %) e no verão (31,6 %). Quando se consideram os ventos mais fortes, com velocidades superiores a 12 m/s, a concentração é maior, alcançando 72,7 % na primavera e 22,7 % no verão. O sistema de brisa na região é bastante relevante, sendo detectadas velocidades de até 2 m/s nos meses de novembro a março (Camargo & Marone 1996).

As chuvas que caem no litoral são dos tipos ciclônico, orográfico e de convecção. A média anual está em torno de 2.500 mm (Ipardes 1990). No verão ocorrem as maiores precipitações em 24 horas, sendo freqüentes valores de 100 mm, podendo alcançar máximos em torno de 400 mm. As altas precipitações provocam excedentes hídricos durante todo o ano, caracterizando a região como de tipo úmido e superúmido, segundo a classificação de Thornthwaite (Iapar 1978).

Na planície costeira, a média anual, no período de 1975-84, foi de 2.478 mm, sendo o verão a estação mais chuvosa e o inverno a menos chuvosa. Nos postos meteorológicos mais próximos da orla marítima, a média anual foi de 2.068 mm em Ipanema e de 2.401 mm em Guaratuba (Ipardes 1990). Os dados referentes ao período 1983-86 em Pontal do Sul apontam uma média anual de 1.731 mm sendo de 1.988 mm quando analisados os registros da nova estação. As estações mais chuvosas foram o verão (37,2 % das precipitações) e o outono (29,7 %); as estações com menos precipitações foram o inverno, com 13,8 %, e a primavera, com 19,2 % (Portobras 1988).

Já os dados mais recentes obtidos na estação meteorológica do Centro de Estudos do Mar da UFPR em Pontal do Sul não diferem substancialmente daqueles analisados em Portobras (1988), a não ser pelo fato de ter sido possível, no evento El Niño 1997-98, a observação da mudança de padrão muito provavelmente relacionado com o ENSO. No período, houve uma brusca diminuição da ocorrência de ventos de todo o quadrante Norte.

Ondas

Os sistemas de propagação de ondas no litoral sul, estão vinculados exclusivamente a seus centros de geração em áreas oceânicas distantes, independente das direções dos ventos locais, como ocorre na maioria dos casos.

Os estudos sobre ondas no litoral do Paraná estavam restritos a somente duas campanhas de obtenção de dados nas décadas de 70 e 80. Trabalhos referentes a ondas no Estado do Paraná foram realizados inicialmente por Bandeira (1974), tendo registros das ondas no período de 23 de Abril de 1972 a 18 de Março de 1973, quando fundeou-se um ondógrafo autônomo a ultra som, a uma profundidade de 10 m, em frente à Praia de Leste. Bandeira (1974) analisou também as ondas em Praia de Leste, a partir de observações visuais durante um ano. Registros de onda foram obtidos, entre agosto e dezembro de 1982, por um ondógrafo

localizado a 25°43'24" de latitude Sul e 48°28'27" de longitude Oeste, a aproximadamente 13 km a leste da Praia de Leste e a 2,6 km a nordeste da Ilha dos Currais (Portobras 1983); sendo que 32 % dos registros possíveis foram perdidos por problemas de equipamento. Neste período, a direção das ondas variou entre 74° e 147°, sendo as ondas mais altas provenientes dos quadrantes ESE e SE. A altura máxima mensal registrada variou entre 2,35 m, no mês de agosto, e 3,95 m, em setembro. O período médio mensal observado oscilou entre 11,96 e 16,85 segundos.

Outros trabalhos relacionados a ondas na costa paranaense também foram desenvolvidos apresentando diversas abordagens tais como: amostragens preferenciais de ondas (Portobras 1983), campanha de medições de ondas realizada próximo à Ilha de Currais (INPH 1985), caracterização morfodinâmica a partir de parâmetros de ondas no Balneário de Atami (Soares *et al.* 1997), características físicas do Complexo Estuarino de Paranaguá (Marone *et al.* 1997), e o mais recente trabalho de revisão bibliográfica sobre gerenciamento costeiro realizado por Gobbi (1997).

Os valores extremos observados dos parâmetros de ondas no período, referem-se a dois sistemas distintos de geração de ondas: a direção N74° é gerada pela atuação dos ventos associados ao anticiclone tropical do Atlântico Sul (centro de alta pressão), caracterizando ondas regulares e não tão altas, enquanto a direção N147° se relaciona à passagem de sistemas meteorológicos que ocasionam a formação de “ondas de tempestade” (Portobras 1983).

Nos períodos de 17 de janeiro a 06 de fevereiro de 1997 (verão) e 14 a 19 de agosto de 1997 (inverno) foram realizadas pelo Laboratório de Física Marinha (LFM/CEM-UFPR) novas observações de ondas entre a Ilha da Galheta e o Balneário Pontal do Sul, com ondômetro direcional S4 eletromagnético, as quais evidenciaram que em períodos de verão as ondas que adentram a baía apresentam alturas significativas menores que 0,5 m, com períodos da ordem de 7 s (Marone *et al.* 1997). Ondas menores, com alturas de até 0,25 m, apresentam períodos que podem alcançar até 12 s. A direção média principal de chegada de ondas é SE. Ainda segundo Marone *et al.* (1997), as ondas possuem uma característica não linear de propagação, implicando em um maior poder energético na ressuspensão e no transporte de sedimentos. Para o período de inverno as ondas apresentam alturas significativas menores que 0,3 m, com períodos da ordem de 5 s. A direção principal de chegada de ondas é S-SE, ligeiramente diferente da situação encontrada no verão (Marone *et al.* 1997).

Gobbi (1997) fez um apanhado da bibliografia referente a dinâmica costeira do litoral paranaense, analisou comparativamente fotografias aéreas, dados de campo disponíveis na literatura e implementou um modelo numérico de propagação de ondas no litoral paranaense sendo a fundamental constatação desse autor que o clima de ondas é bem distribuído ao longo do ano, e o fato de não haver marcadamente ondas de uma direção preferencial, ao contrário do constatado

por outros autores. Verificou-se também que para o Estado do Paraná pode-se considerar que todas as ondas chegam de direções cuja variabilidade entre a máxima e a mínima direção é de aproximadamente 90°.

Alguns autores estão utilizando imagens de satélite na análise de ondas através da comparação e da análise espectral de dados direcionais de ondas obtidos *in situ*. Noernberg (2001) utilizou imagem Landsat, para caracterizar o comportamento das ondas incidentes na zona costeira adjacente à desembocadura da Baía de Paranaguá em evento pós-frontal, em 26 de setembro de 1999, na profundidade de 20 m.

Os resultados foram: *a)* direção de propagação aproximada, 115°; *b)* comprimento de onda aproximado, 130 m; *c)* período da onda, 9,13 s; *d)* número de onda, 0,048 ondas/m; *e)* frequência angular, 0,688 ciclos/s; *f)* velocidade da onda, 2,03 m/s (equação para águas intermediárias $L/20 < d < L/2$ – Open University, 1994, p.17).

Na margem Sul as ondas refratam no Banco da Galheta, causando uma incidência oblíqua das ondas no Balneário de Pontal do Sul e Atami. Esta incidência oblíqua favorece a formação de uma corrente de deriva no sentido Pontal do Sul – Praia de Leste, a qual fica evidenciada pela inexistência de correntes de retorno entre os Balneários de Pontal do Sul e Atami e, também, pela inclinação dessas correntes de retorno ao sul do Atami. Já na altura do Balneário Praia de Leste ocorre uma convergência dos raios de onda, causando concentração de energia (Noernberg 2001).

Trabalhos recentes de monitoramento na região mostram que a variabilidade da direção de incidência de ondas para este setor da costa no Balneário Atami, apresenta como direção preferencial ondas vindas de S e SE. As maiores alturas significativas coincidem com ondas vindas destes quadrantes e a maior altura máxima registrada (1,48 m) é decorrente de ondas vindas de SE. O maior período significativo observado (7,3 s) é para ondulações provenientes de S.

Analisando os dados referentes à nova estação oceanográfica localizada na Ponta do Caraguatá, na Ilha do Mel, a aproximadamente seis quilômetros do Balneário Atami, a variabilidade da direção de incidência de ondas para este ponto, apresenta como direção preferencial, ondas vindas de NE e SE. A maior altura significativa (0,30 m) foi decorrente de ondas vindas de NE e a maior altura máxima registrada (0,38 m) coincidiu com ondas deste quadrante. O maior período significativo observado (9,8 s) foi para ondulações provenientes de SE. As pequenas alturas de onda registradas para esta estação em relação ao ponto amostral localizado no Balneário Atami, são explicadas pela maior profundidade em que está localizada esta estação (12 m de profundidade), sendo que no Atami os fundeios eram colocados nas proximidades da zona de arrebentação de ondas numa profundidade média de 5 m.

Marés

Informações sobre marés têm sido obtidas em vários pontos da região, com 6 estações localizadas no interior da Baía de Paranaguá e sua desembocadura e na boca da Baía de Guaratuba com dados que se remontam a várias décadas, mesmo que descontínuos. O litoral do Paraná apresenta uma amplitude das marés de sizígia inferior a 2 m, o que caracteriza um regime de micromarés. Segundo a fórmula proposta por Defant (1958, *apud* Komar 1976), a análise de um ano de maregrama do Porto de Paranaguá forneceu um valor de 0,24, que caracteriza a maré como semidiurna (0 a 0,25), porém com um valor próximo do limite com as marés mistas predominantemente semidiurnas. Isto significa que ocorre uma maré secundária com período menor.

No ano de 1982 a Portobras (1983) realizou medições das marés em três locais da costa paranaense: Porto de Paranaguá e Ilha das Cobras, localizados no interior da Baía de Paranaguá, e Pontal do Sul, situada na desembocadura sul da baía. As amplitudes foram maiores no porto (178 cm) e menores em Pontal do Sul (145 cm), mostrando o efeito de amplificação do estuário. As diferenças de altitudes entre os níveis máximos e mínimos observadas no período (agosto a dezembro de 1982) também foram maiores no interior da baía, sendo de 3,1 m no Porto e 2,8 m em Pontal do Sul.

Angulo (1992b) comparou as marés previstas e medidas no Porto de Paranaguá no período de 11 a 23 de outubro de 1982, observando que os máximos medidos do nível das marés foram até 40 cm mais altos que os previstos, e os mínimos até 20 cm mais baixos, caracterizando a existência de marés meteorológicas. Comparando as diferenças entre as marés previstas e medidas com as condições meteorológicas de precipitação, temperatura e pressão, verifica-se que a ocorrência de níveis mais altos que os previstos coincide com bruscas quedas de temperatura - observáveis principalmente nas mínimas diárias - e fortes aumentos da pressão, o que pode ser atribuído à passagem de frentes frias que ainda alcançam o Paraná nessa época do ano. Já os níveis inferiores aos previstos ocorreram num período de baixa pressão, alta temperatura e chuvas.

Durante a campanha de medições da Portobras (1983), realizada entre 6 de agosto e 31 de dezembro de 1982, em duas situações em que ocorreram frentes frias o nível do mar foi aumentado em 60 cm, o que pode ser atribuído aos ventos do quadrante sudeste que acompanham essas frentes.

Marone & Camargo (1994) analisaram a maré meteorológica ocorrida em 18 de agosto de 1993 e constataram um nível da maré de cerca de 80 cm superior ao nível de maré previsto e estimaram um volume de água represado na Baía de Paranaguá, que possui uma área líquida de 612 km², de 4,8 x 10⁸ m³.

Com relação aos níveis médios das marés, a análise dos maregramas do Porto de Paranaguá no período de junho de 1989 a junho de 1990 evidenciou uma diferença de 3,28 m entre o nível máximo e mínimo no período. A diferença entre os níveis médios das preamares e das baixamars foi de 1,53 m para as de sizígia e 0,31 m para as de quadratura.

Segundo dados apresentados por Bigarella *et al.* (1978), as marés do Porto de Paranaguá apresentam uma amplificação de 33% em relação à barra da baía e um atraso de uma hora. Considerando essa correlação, pode-se inferir, a partir dos dados do porto, uma amplitude máxima na barra em torno de 2,47 m. Já Lessa *et al.* (1998) estabeleceram o cronograma completo da propagação da maré para Paranaguá, assim como o transporte de volume a estas relacionadas, comparando os mesmos com os aportes fluviais.

A maré na Baía de Paranaguá é predominantemente semidiurna, com desigualdades diurnas, e apresenta forte assimetria nas elevações e correntes de maré. As componentes da maré astronômica mais importantes são as componentes semidiurnas M_2 e S_2 , representando cerca de 50% da altura da maré. As componentes ter-diurna (M_3), quarto diurna (M_4) e as compostas, não lineares ou de pequeno fundo (MN_4 e MS_4), apresentam grande importância no comportamento da onda de maré, em termos de elevação e velocidade de correntes (Marone *et al.* 1995a, Camargo 1998, Marone & Jamiyanaa 1997).

A Baía de Paranaguá apresenta-se como um estuário hipsíncrono, onde o efeito de convergência excede o de atrito, resultando numa amplificação na variação da maré em direção à cabeceira (Mantovanelli 1999). Esta amplificação da maré é controlada, basicamente, por ressonância, que depende da frequência de oscilação da onda de maré e do comprimento do estuário (Camargo 1998).

Correntes de maré

As correntes de maré dos complexos estuarinos do litoral paranaense eram pouco conhecidas até anos recentes. Bigarella *et al.* (1978) e Knöppers *et al.* (1987) apresentam dados de uma campanha de medição de correntes de maré do Instituto de Pesquisas da Marinha, no período de 9 de novembro de 1969 a 12 de janeiro de 1970. As correntes foram medidas em seis estações: três no interior da Baía de Paranaguá; duas nas desembocaduras norte e sul da mesma baía; e uma no Canal do Superagüi. Os correntógrafos foram colocados a 5 m de profundidade, exceto na estação mais interna da baía onde foi colocado a 4 m. Comparando a localização fornecida por Bigarella *et al.* (1978) com as cartas náuticas da região pode-se inferir que os correntógrafos estavam localizados em canais com mais de 10 m de profundidade, exceto na estação mais interna, onde as profundidades variam entre 7 e 10 m. Segundo Bigarella *et al.* (1978), durante o período de medições as

condições meteorológicas registraram uma série de invasões polares ao ritmo de uma por semana. No período, o vento predominante era proveniente do quadrante sudeste, com velocidades entre 5 m/s e 10 m/s.

As velocidades máximas das correntes de vazante oscilaram entre 1,34 m/s e 0,82 m/s, sendo a maior no canal norte da Baía de Paranaguá. As velocidades das correntes de vazante foram maiores que as de enchente, exceto na estação mais interna da baía e na do Canal do Superagüi, onde se observou uma ligeira predominância das velocidades das correntes de maré enchentes (Bigarella *et al.* 1978). Como salientam Knöppers *et al.* (1987), estes dados devem ser vistos somente como um exemplo momentâneo, pois as medições foram realizadas durante um período de condições meteorológicas instáveis.

As correntes de vazante são, em média, 10 a 15% superiores às de enchente. Isto ocorre devido à influência dos atritos lateral e de fundo, que são gradativamente maiores em direção à cabeceira (Camargo 1998) e, também, devido ao aporte de água doce e à circulação residual (Marone *et al.* 1995b).

As correntes residuais de maré (modo barotrópico) podem ser significativamente modificadas pelo vento, tanto na zona costeira como no interior da baía (Camargo 1998). O efeito do vento é particularmente importante na geração de marés meteorológicas, geralmente associadas à passagem de frentes frias.

Já na década de 1990, diversos trabalhos de monitoramento elevaram o conhecimento das correntes no interior da baía (Marone *et al.* 1995a, Mantovanelli 1999, Noernberg 2001, Lana *et al.* 2000). Os levantamentos das correntes confirmaram as assimetrias (valores maiores em vazante do que em enchente) e as ordens de grandeza (acima de 100 cm/s nas vazantes de sizígia e ao redor de 80 cm/s nas enchentes). Nas quadraturas, as intensidades diminuem em até 40%. O mapeamento espacial mais detalhado obtido nestes levantamentos mostraram complexas feições do campo de correntes, as que incluem vórtices, áreas de remanso e, principalmente, canais de preponderância de enchente e/ou vazante.

Na desembocadura da baía, na campanha de medição de correntes realizada entre 16 de abril a 17 de junho de 1997, através de fundeio de correntômetros nas proximidades das bóias sinalizadoras 3-4 do canal de acesso ao Porto de Paranaguá, a aproximadamente 3,5 km ao largo da Ilha da Galheta, foram observados valores de correntes de vazante máximos de 95,6 cm/s na superfície e 81,3 cm/s no fundo, e valores máximos de correntes de enchente de 75,2 cm/s na superfície e 60,8 cm/s no fundo (Funpar 1997).

Na plataforma continental, somente a partir do ano de 2000 começaram a ser realizados estudos de correntes, nas regiões de Pontal do Sul (zona de arrebentação) com fundeios de correntômetros eletromagnéticos S4 e uso de sistemas de correntometria Doppler (ADP).

Estes estudos mostraram que o padrão das correntes é complexo, que a zona costeira é influenciada nas proximidades das desembocaduras das baías de Paranaguá e Guaratuba pelas correntes de enchente e vazante e a dinâmica estuarina, sendo a região de plataforma rasa um sistema onde a combinação das correntes induzidas pelo clima de ondas interagem com as de maré de forma complexa.

Correntes litorâneas

O predomínio de ondas do quadrante S-SE gera uma deriva litorânea orientada para Norte. Segundo Angulo (1992b), a ocorrência de deriva litorânea para Norte pode ser observada na orientação das desembocaduras fluviais e morfologia dos deltas de vazante dos estuários de Paranaguá e Guaratuba. O lançamento de garrafas de deriva nos canais Norte e da Galheta confirmou que as correntes predominantes na zona costeira adjacente ao complexo estuarino de Paranaguá são preferencialmente para Norte (Marone *et al.* 1995a).

Noernberg (2001) decompôs os dados do fundeio realizado nas bóias 3-4 (Funpar 1997) em correntes transversais e paralelas à costa, e determinou que as correntes paralelas à costa fluem preferencialmente para Norte em condições normais de energia das ondas, com intensidades inferiores a 25 cm/s. Entretanto, em condições de elevada energia de ondas, associada à entrada de sistemas frontais de Sul, as correntes paralelas à costa se intensificam, atingindo 75 cm/s quando orientadas para Norte, e não ultrapassando os 40 cm/s quando orientadas para Sul.

Analisando o deslocamento de massas d'água estuarinas na costa, ao Norte da desembocadura da Baía de Paranaguá, através de imagem de satélite Landsat-7, Noernberg (2001) estimou a velocidade da corrente litorânea, descontado o movimento de vaivém devido à maré, em 12 cm/s para norte. Contudo, esta estimativa refere-se à situação de energia de ondas incidindo na costa no momento da aquisição da imagem.

Ainda em relação a uma situação específica, caracterizada de pós-frontal, com ondas de período aproximado de 9 s e direção de propagação de 115°, Noernberg *et al.* (2002) observaram a inexistência de correntes de retorno no Balneário Pontal do Sul. A partir do Balneário Atami estas correntes começam a aparecer e aumentam gradativamente sua amplitude e espaçamento até a região do Balneário Gaivotas, onde atingem a maior magnitude (espaçamento de 350 m e comprimento de 550 m), voltando a diminuir em amplitude e espaçamento até o Balneário Matinhos. Utilizando a classificação proposta por Short (1985) as correntes de retorno observadas nas proximidades do Balneário Gaivotas foram classificadas pelos autores como erosivas. Ainda na mesma situação, porém considerando uma escala espacial englobando a curvatura do arco praiar entre Matinhos e Pontal, os

autores observaram uma célula de circulação, com correntes próximas à praia no sentido Pontal do Sul – Praia de Leste e no sentido Matinhos – Praia de Leste, convergindo na região onde as correntes de retorno são mais intensas e formando uma espécie de mega corrente de retorno que ultrapassa a isóbata de 10 m, chegando a 9 km da costa.

Transporte residual de sedimentos

A partir dos dados obtidos pelo fundeio nas bóias 3-4 canal de acesso à Baía de Paranaguá (Funpar 1997), Noernberg (2001) analisou as situações em que as correntes ultrapassam o limiar de movimentação de sedimentos, baseado no método proposto por Yalin (1972), indicando em quais intensidades de correntes ocorreram transporte dos sedimentos de fundo por tração. Esta análise permitiu inferir que, para o ponto onde foram realizadas as medições, o transporte de sedimentos de fundo, transversalmente à linha de costa, causado pelas correntes de maré, ocorre tanto estuário adentro quanto estuário afora, sendo o transporte no sentido oceano afora mais intenso. O transporte longitudinal à linha de costa está associado ao aumento da energia das ondas, e ocorre preferencialmente para norte.

Trabalhos recentes (Martins 2002), ao estudar a dinâmica da zona de arrebentação no sul da desembocadura da Baía de Paranaguá, mostrou que as correntes seguem padrões complexos no local das amostragens (Balneário Atami) mas este deve ser um comportamento comum na maior parte do litoral. As observações das correntes próximas ao fundo na zona imediatamente após a arrebentação apresentaram correntes residuais após um ciclo de maré indicando deriva tanto no sentido Norte quanto Sul, com valores de máximos médios de pouco mais de 30 cm/s, mantendo-se ao redor de 20 cm/s na maior parte do tempo.

A análise dos processos que podem provocar o transporte de material particulado em suspensão próximo a zona de arrebentação, mostra que as correntes paralelas à costa no Balneário Atami são reguladas pela ação das ondas e em alguns momentos pelas correntes de marés atuantes na desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá.

Análise de dados de correntometria Doppler (Veiga *et al.* 2002) realizados na plataforma rasa entre Pontal do Sul e Praia de Leste, confirmam este padrão complexo, com valores das correntes da mesma ordem de grandeza (máximas entre 42 e 26 cm/s) e comportamento espacial com grande homogeneidade na coluna d'água mas com heterogeneidades horizontais marcadas. Nas amostragens destes autores, fica evidenciada a presença de áreas com fluxo predominante para Sul e outras para Norte nos cinco transectos perpendiculares à linha de costa. Correntes com estes valores são capazes de transportar sedimentos por tração. Por

exemplo, correntes com velocidades a partir de 16 cm/s podem transportar sedimentos com diâmetro médio de 0,16 mm. Destaca-se que estas amostragens e as do balneário Atami foram realizadas em condições de tempo bom, o que permite supor que em situações de tempestades o transporte de sedimento deve ser potencializado. Assim, eventos intensos de curta duração teriam maior potencial de modificar as feições sedimentares pela forte intensificação dos fenômenos de transporte.

3. TIPOLOGIA DE COSTAS

Classificação



Figura 10. Costa rochosa na Ponta do Joaquim, Ilha do Mel.

De acordo com sua constituição geológica, a costa paranaense pode ser dividida em rochosa e sedimentar. A costa rochosa ocorre quando as águas costeiras se encontram com as rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos e diques de diabásio, formando costões (figura 10). A extensão total da costa rochosa é de aproximadamente 137 km (Angulo & Araújo 1996). As costas sedimentares ocorrem quando as águas costeiras estão em contato com a planície costeira, formada principalmente por planícies com cordões litorâneos (*strand plains*) e planícies paleo-estuarinas. Sua extensão é de aproximadamente 1.346 km. Associados a este tipo de costa ocorrem praias, que se estendem por 126 km, e planícies de maré, cuja extensão é de 1.198 km (Angulo & Araújo 1996). Considerando as relações dos ambientes que definem a linha de costa, Angulo & Araújo (1996) identificaram 23 tipos de linha de costa e as agruparam em seis tipos principais: (a) linha de costa rochosa em contato com corpo aquoso; (b) rochosa em contato com planície de maré; (c) sedimentar com terraço em contato com corpo aquoso; (d) sedimentar com terraço em contato com planície de maré; (e) sedimentar com terraço em contato com praia; (f) sedimentar com duna frontal em contato com praia (figura 11).

Considerando as características fisiográficas e dinâmicas, Angulo & Araújo (1996), classificaram as costas paranaenses em três tipos principais: (a) oceânicas ou de mar aberto, (b) estuarinas ou protegidas e, fazendo a ligação entre elas, (c) costas associadas às desembocaduras de estuários e complexos estuarinos. Segundo estes autores a costa estuarina ocorre no interior das baías de Paranaguá e Guaratuba,

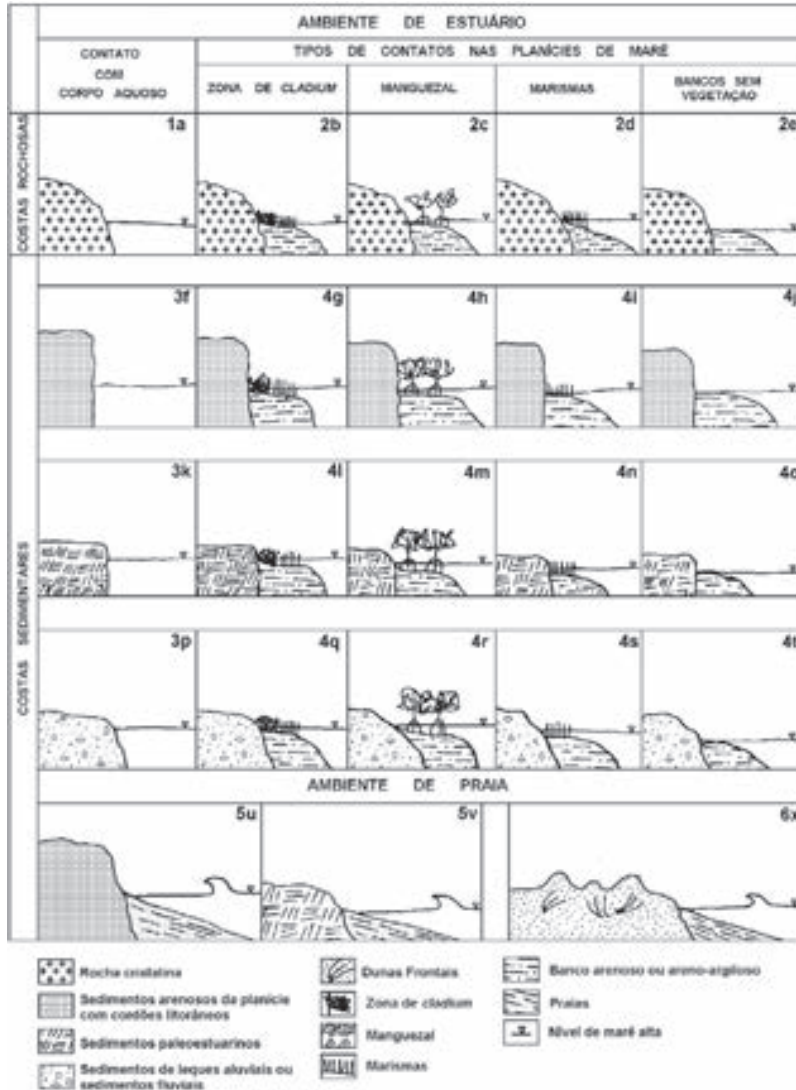


Figura 11. Tipos de linhas de costa de acordo com as relações de contato entre as unidades costeiras e litorâneas (modificado de Angulo *et al.* 2002a).

- (1) rochosa em contato com o corpo aquoso
- (2) rochosa em contato com planície de maré
- (3) sedimentar com terraço em contato com o corpo aquoso
- (4) sedimentar com terraço em contato com planície de maré
- (5) sedimentar com terraço em contato com praia
- (6) sedimentar com duna frontal em contato com praia.

no mar do Arapira e no rio Sai-Guaçu e tem comprimento aproximado de 1.317 km. As costas oceânicas sem influência direta das desembocaduras têm apenas 61 km de comprimento e as costas associadas às desembocaduras, 105 km. Deste modo, a costa paranaense, considerada a segunda menor do Brasil, quando se considera a distância entre o seu limite norte e sul, que em linha reta é inferior a 90 km, tem comprimento em torno de 1.483 km, quando se consideram as ilhas e a recortada costa estuarina.

No Paraná, a costa oceânica é retilínea com orientação aproximadamente nordeste. Caracteriza-se pela presença de praias arenosas e, em alguns locais, por costões rochosos. A partir da linha de costa, em direção ao continente, geralmente ocorrem dunas frontais, que podem alcançar sete metros de altura (figura 12). A costa estuarina caracteriza-se pela presença de extensas planícies de maré recobertas principalmente por manguezais (figura 13). Em alguns locais, canais de maré erodem terraços arenosos quaternários. Como os sedimentos que constituem estes terraços possuem certa coesão, devido ao enriquecimento epigenético em

matéria orgânica, formam-se falésias de até 10 m de altura e no seu sopé depósitos arenosos (figura 14). Em outros locais, onde as ondas possuem energia suficiente, desenvolvem-se pequenas praias arenosas. As costas de desembocadura localizam-se na área de influência das desembocaduras do Mar do Ararapira, Baía de Paranaguá, Canal do Superagüi, Baía de Guaratuba e rio Sai-Guaçu e caracterizam-se pela ocorrência de praias arenosas e, em locais protegidos, de pequenas planícies de maré.

Figura 12. Dunas frontais no Balneário Jardim São Pedro, Praia de Leste (Bigarella *et al.* 1970/71). Estas dunas foram destruídas durante o processo de ocupação.



Figura 13. Costa estuarina na Baía de Paranaguá caracterizada por manguezais e bancos não vegetados.



Figura 14. Falésia na margem do Rio Guaraguaçu, Baía de Paranaguá, formada pela erosão de canais de maré, em terraço quaternário constituído por areias com enriquecimento epigenético de matéria orgânica conhecido localmente como *piçarras*.



Dinâmica

A classificação proposta por Angulo & Araújo (1996) de costas oceânicas, estuarinas e de desembocadura envolve aspectos dinâmicos. Os autores consideram costa oceânica aquela voltada para mar aberto, que não apresenta influência significativa das desembocaduras estuarinas e cuja dinâmica é dominada por ondas e correntes de deriva litorânea. As costas estuarinas ocorrem no interior de estuários e complexos estuarinos e não apresentam influência significativa da dinâmica das desembocaduras, sendo sua dinâmica dominada pelas marés. As costas de desembocadura ocorrem próximas às desembocaduras tanto voltadas para o estuário como para o mar aberto e possuem dinâmica mais complexa que as costas oceânicas, pois além de ondas e correntes de deriva litorânea a dinâmica também é influenciada pelas correntes de maré. Os autores salientam que é difícil estabelecer limites precisos entre costas sem e com influência significativa das desembocaduras; mesmo porque estes podem variar temporal e espacialmente. Contudo, a influência da desembocadura pode ser inferida, a partir de mudanças significativas na orientação dos cordões litorâneos e na morfologia da planície contígua. Ao contrário das costas sem influência das desembocaduras, onde os cordões litorâneos são paralelos entre si, os cordões mais novos freqüentemente truncam os mais antigos, denotando mudanças freqüentes na configuração da costa (Angulo & Araújo 1996).

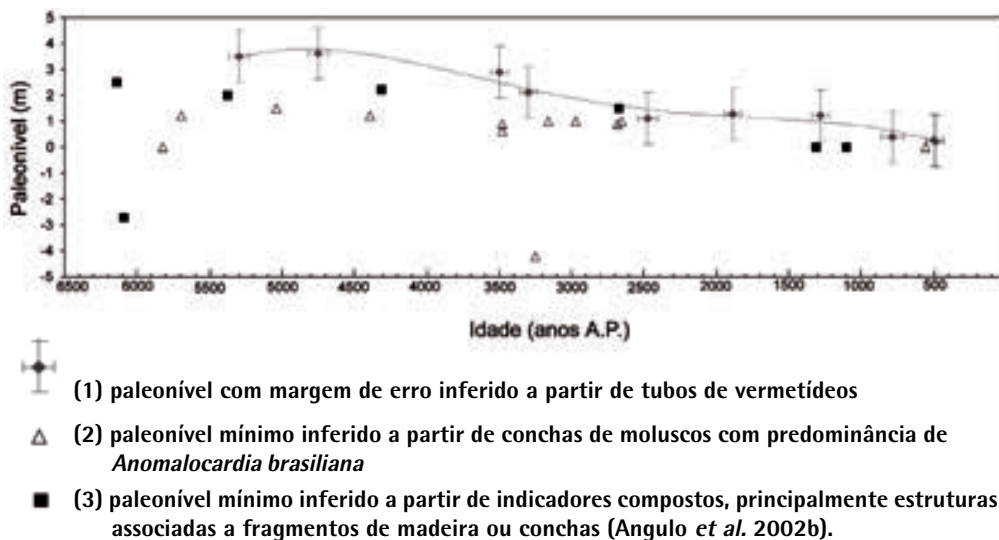
Estabilidade da costa

A estabilidade da costa pode ser analisada em várias escalas espaciais e temporais. Considerando os últimos 5.000 a 5.400 anos antes do presente, o litoral paranaense é caracterizado por uma costa regressiva, influenciada pela descida do nível do mar após o máximo da transgressão pós-glacial (figura 15). A largura das barreiras regressivas do Holoceno, que pode alcançar 9 km, evidencia esta tendência. Lessa *et al.* (2000), notaram um aumento da largura das barreiras do Holoceno desde o norte do litoral catarinense em direção ao Paraná, concluindo que este último tem sido um forte receptor de sedimentos no Holoceno. A deriva litorânea predominante de sul para norte e a configuração da costa teriam favorecido esta tendência, sendo possível que esta tendência continue no presente.

Pode-se concluir que a herança geológica da costa paranaense tem favorecido o acúmulo de sedimentos durante os períodos em que o mar tinha níveis superiores ao atual, notadamente durante o último interglacial ocorrido há aproximadamente 120.000 anos e durante o último pós-glacial, a partir de 5.000 a 5.400 anos antes do presente.

Outra escala de análise da estabilidade costeira pode ser secular a decadal. Comparando-se fotografias aéreas das últimas décadas Angulo & Andrade (1981, 1982) e Angulo (1993c) detectaram mudanças de centenas e até milhares de metros da

Figura 15. Paleoníveis marinhos holocênicos no litoral paranaense e na Ilha do Cardoso, no sul paulista, e curva de variação do nível relativo do mar a partir de tubos de vermetídeos. A curva é resultante do melhor ajuste do polinômio de 4ª ordem.



linha de costa paranaense. Estas mudanças foram atribuídas a dinâmica natural das desembocaduras dos estuários e das feições a elas associadas, principalmente os deltas de maré vazante (Angulo 1999). Utilizando esta abordagem Angulo (1993a) realizou a primeira tentativa de classificação da costa paranaense de acordo com sua estabilidade. Analisando as costas oceânicas e com influência das desembocaduras, definiu costas *estáveis*, *moderadamente instáveis* e *instáveis*, de acordo com a variação observada na comparação de fotografias aéreas do primeiro aerolevantamento realizado entre 1952 e 1955 e o de 1980. As costas estáveis teriam variação da linha de costa inferior a 10 m, as moderadamente instáveis, de algumas dezenas de metros e as instáveis de várias dezenas até centenas de metros (figura 16). Em geral as costas oceânicas sem influência direta das desembocaduras correspondem às costas estáveis e a com influência às moderadamente instáveis e instáveis.

Outras escalas de análise podem ser interanuais, sazonais e de eventos. Fenômenos interanuais tais como El Niño e La Niña podem originar intensos processos de erosão e sedimentação, tais como os descritos por Souza & Angulo (2002), litoral norte da Santa Catarina. As mudanças sazonais referem-se principalmente as adaptações do perfil praiado às mudanças do clima de ondas e as relativas á eventos às modificações do perfil praiado durante tempestades. Noernberg e Marone (2002) também relacionam processos de erosão e sedimentação nas praias próximas à desembocadura da baía de Paranaguá aos fenômenos El Niño e La Niña através da modificação do padrão anual de ventos e conseqüente influência no estado de agitação do mar.

Um dos grandes desafios para compreender as causas dos problemas erosivos é discriminar quais as escalas espaciais e temporais envolvidas no processo.

4. PRAIAS

As praias paranaenses têm extensão de aproximadamente 126 km, e se estendem desde a Barra do Ararapira, ao norte, até a Barra do Saí, ao sul. A sua continuidade é interrompida por alguns pontais rochosos e desembocaduras de baías. As praias são constituídas por areias finas a médias, bem selecionadas, principalmente de quartzo e teores variáveis de fragmentos carbonáticos biodetríticos e minerais pesados (Bigarella *et al.* 1966, 1969a, 1970/71, Giannini *et al.* 1995, Angulo *et al.* 1996, Paranhos 1996, Mihály 1997).

A maioria das praias são intermediárias, podendo ocorrer os extremos dissipativo e refletivo. Baseando-se na morfologia e dinâmica costeira, Angulo & Araújo (1996) classificaram as praias da região em três tipos:

- (i) estuarinas,
- (ii) com influência de desembocaduras e
- (iii) oceânicas ou de mar aberto, cujas extensões são de 0,2 km, 69,4 km e 56,4 km, respectivamente.

Praias estuarinas

No interior da Baía de Paranaguá, na margem leste da Ilha das Cobras existe um pequena praia arenosa de aproximadamente 200 m de comprimento, limitada por dois pontais rochosos, formada pelas ondas que adentram pela desembocadura sul da Baía de Paranaguá.

Praias de Desembocadura

As praias de desembocadura ocorrem associadas às desembocaduras dos estuários e complexos estuarinos do Mar do Ararapira, Canal do Superagüi, Baía de Paranaguá, Baía de Guaratuba e Barra do Saí. Elas ocorrem tanto do lado oceânico das desembocaduras com no lado interno voltado para o estuário. Estas praias, por estarem associadas a costas instáveis, apresentam intensos processos de erosão e progradação. As rápidas mudanças das praias de desembocaduras têm sido associadas a mobilidade de deltas de maré (Angulo 1993c), cujas causas são ainda pouco conhecidas. Em alguns locais, as variações foram ocasionadas também por interferência antrópica (Angulo 1993a).

As praias associadas às desembocaduras são compostas principalmente de areia fina a média. Morfológica e sedimentologicamente são similares às praias oceânicas, porém sua dinâmica é mais complexa por estarem fortemente influenciadas pelas correntes de maré que fluem através das desembocaduras dos estuários.

Mar do Ararapira

O Mar do Ararapira é um corpo d'água de orientação nordeste, paralelo à costa, largura média aproximada de 400 m, comprimento em torno de 16 km e está separado do oceano por um esporão cuja largura não ultrapassa os 800 m. Este esporão segundo Angulo (1999) teria se formado por migração lateral nos últimos 360 anos. A desembocadura do Mar de Ararapira, localizada no extremo sudoeste, apresenta processo de migração em direção sudoeste, provocando a erosão da planície costeira da margem sudoeste. Segundo Angulo (1993c), entre 1953 e 1980, o canal principal da barra deslocou-se mais de 1200 m nessa direção. Na margem do Superagüi houve retrogradação de 43 m/ano no período de 1953 a 1980, evidenciando a migração da desembocadura para sudoeste (figura 17). Segundo Tessler (1988), Tessler & Mahiques (1993), Mihály (1997) e Mihály & Angulo (2002), a forma côncava da margem direita favorece a ação erosiva das correntes de maré, principalmente a de maré vazante, num processo similar ao que ocorre num meandro fluvial, apenas com os fluxos mudando de sentido de acordo com o ciclo das marés. Tessler & Mahiques (1993) indicam que a erosão provocada pela maré vazante é mais eficiente durante as passagens das frentes frias pela região, que aumentam a intensidade do fluxo de água através da desembocadura.

Figura 17. Variação da linha de costa na área de influência da Barra do Ararapira (Fonte dos dados Angulo 1993c).

- (1) praia
- (2) planície costeira
- (3) retrogradação (m/ano)
- (4) progradação (m/ano)
- (5) limite interestadual

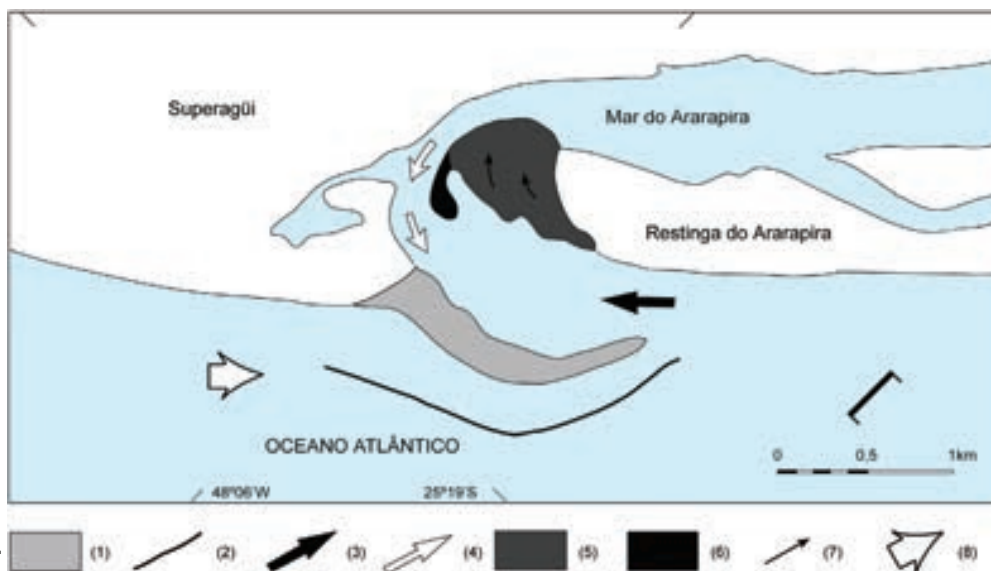


A deriva litorânea, na área próxima à desembocadura, parece estar dirigida de sudoeste para nordeste (Tessler 1988, Tessler & Mahiques 1993), da mesma forma que em setores mais meridionais da costa paranaense (Bigarella *et al.* 1966, Angulo 1992b). As barras em pontal que se observam na margem direita do canal, prova-

velmente formaram-se pela deposição dos sedimentos transportados pelas correntes de deriva litorânea, barradas pelas correntes de maré que fluem através da desembocadura. Este processo também teria originado a progradação das praias localizadas a sul da desembocadura, como atestam os diversos cordões praias construídos no período 1953-1980 (Angulo 1999). Este autor observou que a sedimentação foi mais intensa próxima a desembocadura, onde a progradação da linha de costa foi de quase 300 m no período mencionado. Em direção ao sul, a progradação diminui progressivamente até não ser mais visível a 3 km da desembocadura.

Segundo os modelos propostos por Oertel (1975), o delta de maré vazante da desembocadura do Mar do Ararapira é um delta de maré dominado por ondas com transporte predominante numa direção (figura 18). A localização do canal marginal de enchente a nordeste da desembocadura indicaria, transporte predominante de sudeste para nordeste. A localização do canal principal de vazante próxima à margem direita se deve a que o Mar do Ararapira tem orientação paralela a linha de costa. Assim o canal principal assume configuração semelhante a um meandro fluvial, erodindo a planície costeira na sua margem côncava e promovendo deposição na margem convexa (Tessler & Mahiques 1993, Mihály 1997, Mihály & Angulo 2002). A direção de migração da desembocadura para sudoeste e uma deriva predominante para nordeste ocasiona períodos de acúmulo de areia a montante na desembocadura, provavelmente quando as correntes de maré são mais fortes, aumentando o efeito de molhe hidráulico do canal principal do delta de maré vazante. Por outro lado, estas mesmas correntes tendem a erodir a margem direita da desembocadura do Mar do Ararapira, quando são forçadas a mudar sua direção pela configuração da costa. Assim, a erosão na margem direita tende a deslocar a desembocadura para sudoeste. Quando as correntes de maré são mais fracas (por exemplo em períodos de estiagem), as correntes de deriva litorânea

Figura 18. Deltas de maré do Mar do Ararapira (Angulo 1999). Delta de maré vazante:
 (1) barras de espraiamento
 (2) lobo frontal
 (3) canal principal de vazante
 (4) canal marginal de enchente.
 Delta de maré enchente
 (5) rampa de enchente
 (6) esporão de vazante
 (7) direção de migração inferida de formas de leito de segunda ordem
 (8) direção inferida de deriva litorânea líquida.



predominantes, provenientes de sudeste, aumentam a eficiência no transporte de sedimentos através da desembocadura em direção nordeste (Angulo 1999, Mihály & Angulo 2002).

As praias próximas à desembocadura do Mar do Ararapira são constituídas por areia fina, muito bem selecionada. Mihály (1997), através de perfis praias, monitorou o deslocamento da Barra do Ararapira no período de 28 de setembro de 1993 a 31 de maio de 1996, evidenciando erosão de $131,3 \text{ m}^3$, considerando o perfil com um metro de largura, na margem do Superagüi e acreção de $248,3 \text{ m}^3$ na margem do Esporão do Ararapira, no período; o que equivale a taxas de $4,1 \text{ m}^3/\text{ano}$ e $7,8 \text{ m}^3/\text{ano}$, respectivamente.

Segundo Mihály & Angulo (2002) o Mar do Ararapira apresenta meandramento com erosão nas margens côncavas. A erosão nas margens correspondentes ao Esporão do Ararapira pode originar a abertura de nova desembocadura a nordeste da atual, o que provocaria o assoreamento do corpo lagunar localizado a jusante da nova desembocadura. Estes mesmos autores estimaram que a abertura da nova desembocadura poderia ocorrer no início da segunda década do século XXI.

Canal do Superagüi

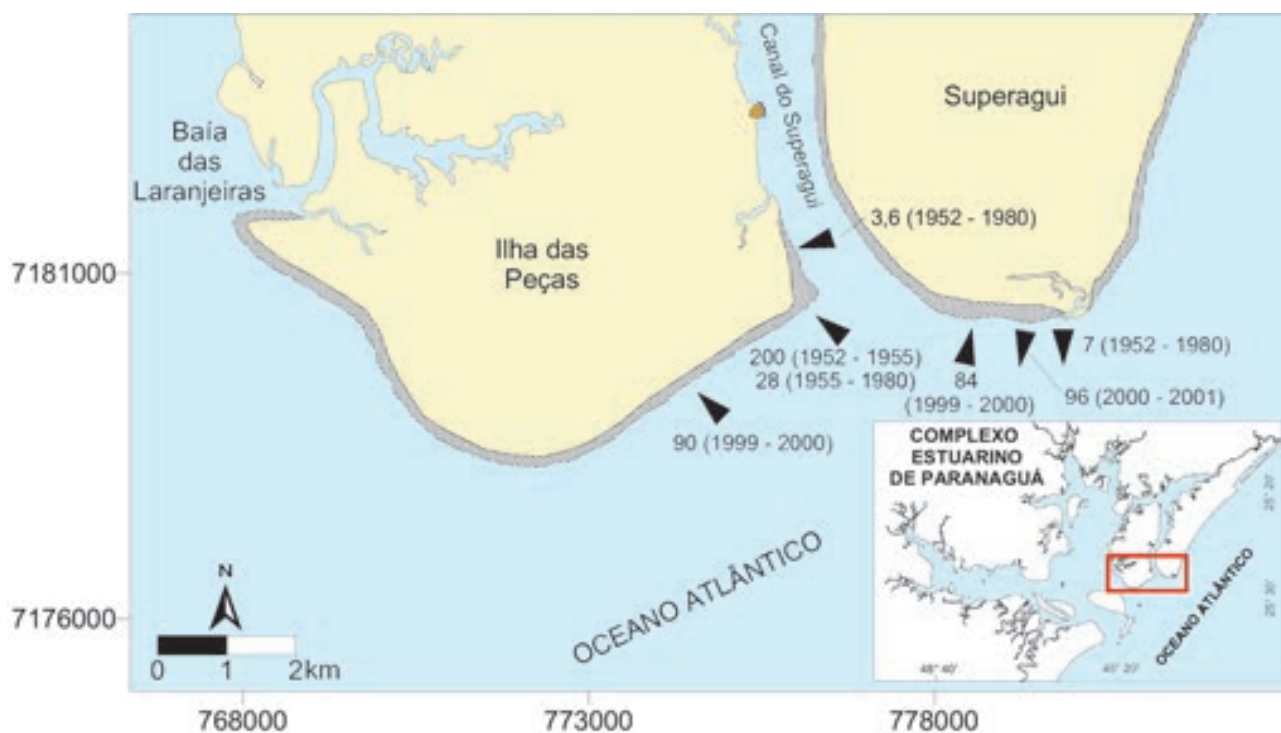
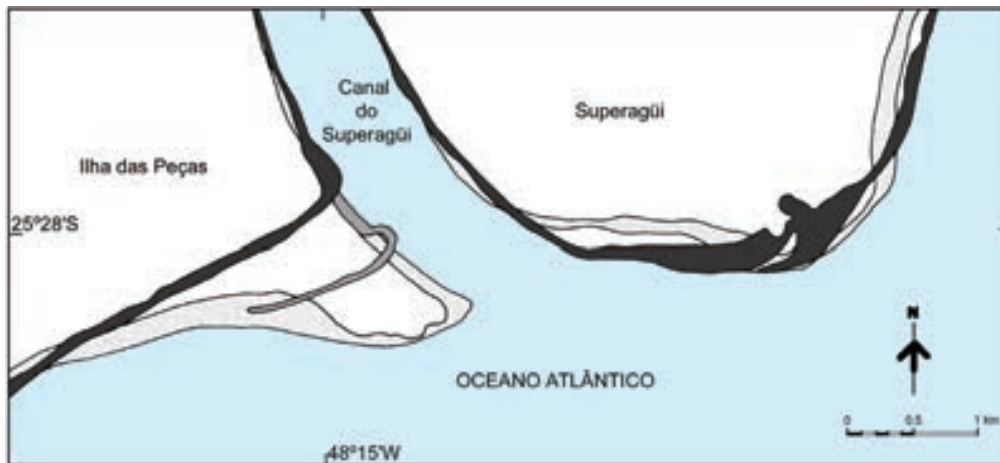
A Baía dos Pinheiros tem orientação sudoeste-nordeste com comprimento em torno de 22 km e largura máxima aproximada de 3 km. Ela é ligada ao mar através do Canal do Superagüi, de aproximadamente 15 km de comprimento e largura média entre 1,0 e 1,2 km. O complexo estuarino Baía dos Pinheiros - Canal do Superagüi, pode ser considerado parte do complexo estuarino de Paranaguá, embora ambos tenham uma comunicação bastante restrita.

380

Associado à desembocadura do Canal do Superagüi ocorre um delta de maré vazante cujas variações morfológicas têm provocado as maiores variações da linha de costa verificadas no litoral paranaense (Angulo 1993c). Comparando fotografias aéreas, Angulo (1993c) identificou na Ponta Sul da Ilha das Peças um recuo da linha de costa superior a 1,3 km entre 1952 e 1980, sendo que entre 1952 e 1955 o recuo foi superior a 600 m (figura 19). Na margem côncava do Canal do Superagüi, na Ilha das Peças, também se verificou processo erosivo. Uma pequena faixa da planície costeira, que separava um canal de maré do canal principal, foi erodida, provocando recuo da linha de costa de aproximadamente 100 m entre 1952 e 1980, que equivale a uma taxa de $3,6 \text{ m/ano}$ (figura 20). No Superagüi, na ponta Inácio Dias, o mar avançou mais de 200 m em alguns pontos. Já, ao norte e oeste dessa ponta, verificou-se progradação de até 200 m, no mesmo período (Angulo 1993c). Estas modificações na morfologia costeira foram atribuídas por Angulo (1993c) à mudanças no eixo do canal e deslocamento das barras que compõem o delta de vazante. O monitoramento da linha de costa no período de 1999 a 2000 evidenciou taxas de progradação de até 96 m/ano e

Figura 19. Variação na configuração da costa na Ponta do Sul da Ilha das Peças e no sul de Superagüi, entre 1952 e 1980 (modificado de Angulo 1993c).

- (1) praia em 1952
- (2) praia em 1955
- (3) praia em 1980



- (1) praia
- (2) planície costeira
- (3) morro
- (4) retrogradação (m/ano)
- (5) progradação (m/ano)

Figura 20. Variação da linha de costa na Ilha das Peças e na área de influência da desembocadura do Canal do Superagüi (Fonte dos dados Angulo 1993c e APPA/CEM 2000, 2002).

no período de 2000 a 2001 retrogradação de até 90 m/ano (APPA/CEM 2000, 2002) (figura 20).

Noernberg (2001) também analisou a variação da linha praial nessa região utilizando imagens Landsat entre 1985 e 2000, e observou avanços da linha de costa para leste na Ilha das Peças, chegando a 541 m (1985-1997), e posterior recuo. Este recuo estaria relacionado à formação dos bancos de areia que aparecem logo à frente do local onde houve o processo erosivo (1985, 1999 e 2000). Na Ilha de Superagüi ocorrem processos de migração de lobos praias, com erosão a sotamar e deposição a barlamar. Este fato estaria provavelmente relacionado à

interrupção das ondas e à variação em seu ângulo de incidência. Estas alterações no padrão das ondas, e conseqüente variação nos processos de refração e difração das ondas, são ocasionadas pela constante alteração na batimetria dos bancos arenosos e por variações dos canais de maré.

As praias da Ilha das Peças e as do sul de Superagüi são constituídas por areia fina, muito bem selecionada (Mihály 1997).

Baía de Paranaguá

O complexo estuarino de Paranaguá possui dois eixos principais: um de orientação leste-oeste, formado pelas baías de Antonina e de Paranaguá, com comprimento de aproximadamente 45 km e largura máxima em torno de 7 km, e outro eixo de orientação norte-sul, constituído pela Baía das Laranjeiras, com comprimento aproximado de 30 km e largura máxima em torno de 13 km. A bacia hidrográfica deste complexo estuarino tem aproximadamente 3.882 km² (figura 1). As cartas batimétricas indicam que a baía possui, em geral, profundidades inferiores a 10 m, ocorrendo extensos baixios e uma orla quase contínua de manguezais. Somente nos dois canais principais da baía, as profundidades ultrapassam 10 m, atingindo em alguns locais 20 m (figura 21). Os canais evidenciam duas vias preferenciais de circulação, separadas por um alto batimétrico denominado Baixo do Perigo, que pode ser considerado como o limite entre os sistemas das baías de Paranaguá e Laranjeiras. O complexo estuarino se comunica com o mar por duas desembocaduras localizadas entre Pontal do Sul e Ilha do Mel – desembocadura Sul e entre as ilhas do Mel e das Peças – desembocadura Norte (figura 21). A desembocadura Norte, na sua parte mais estreita, tem uma largura em torno de 1.600 m, apresentando um canal com profundidade superior a 20 m. Em direção ao mar o canal bifurca-se, passando ao norte e ao sul da Ilha das Palmas. A desembocadura Sul tem na sua parte mais estreita uma largura aproximada de 2.800 m. Associados às duas desembocaduras ocorrem extensos deltas de maré vazante (Angulo 1999) (figura 22).

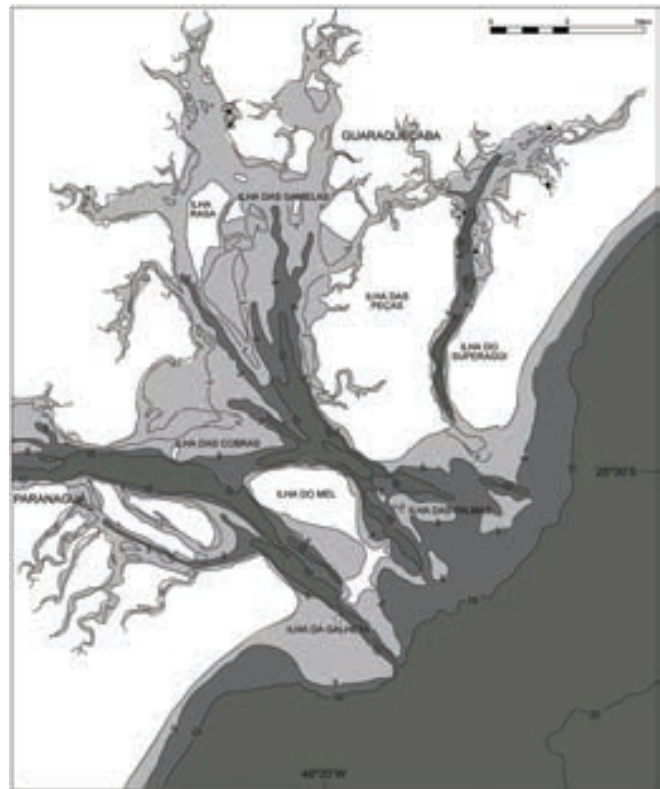
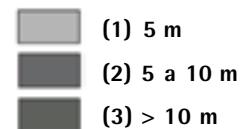


Figura 21. Batimetria da região de Paranaguá (in Angulo 1999).



Comparando as fotografias aéreas de 1954 e 1980 Angulo (1993c) observou nas costas próximas as desembocaduras da Baía de Paranaguá, mudanças da linha de costa da ordem de centenas de metros. Na Ilha do Mel verificou progradação e recuos da linha de costa da ordem de dezenas de metros (figura 23).

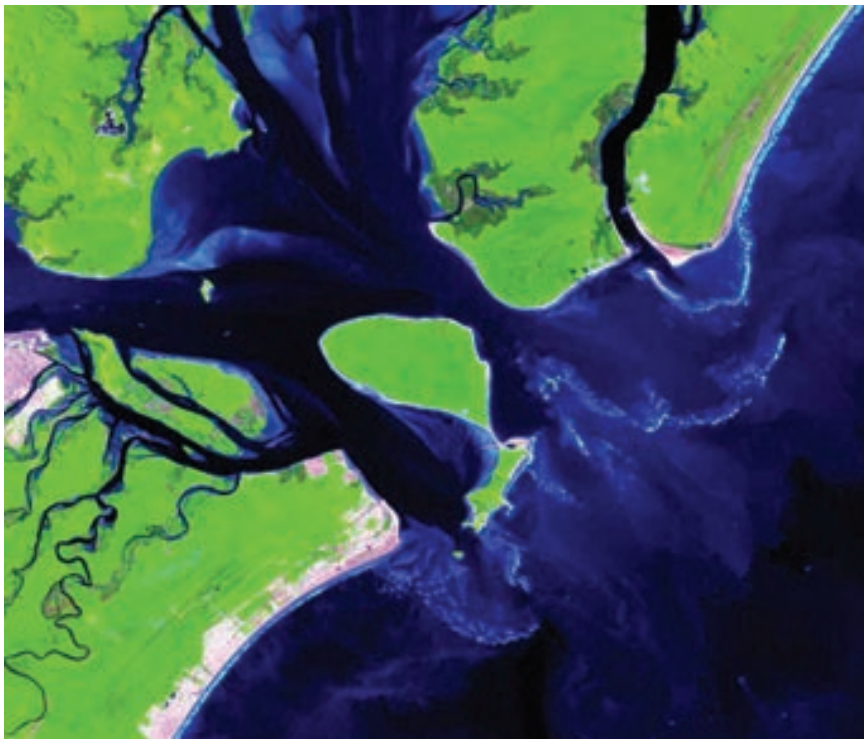
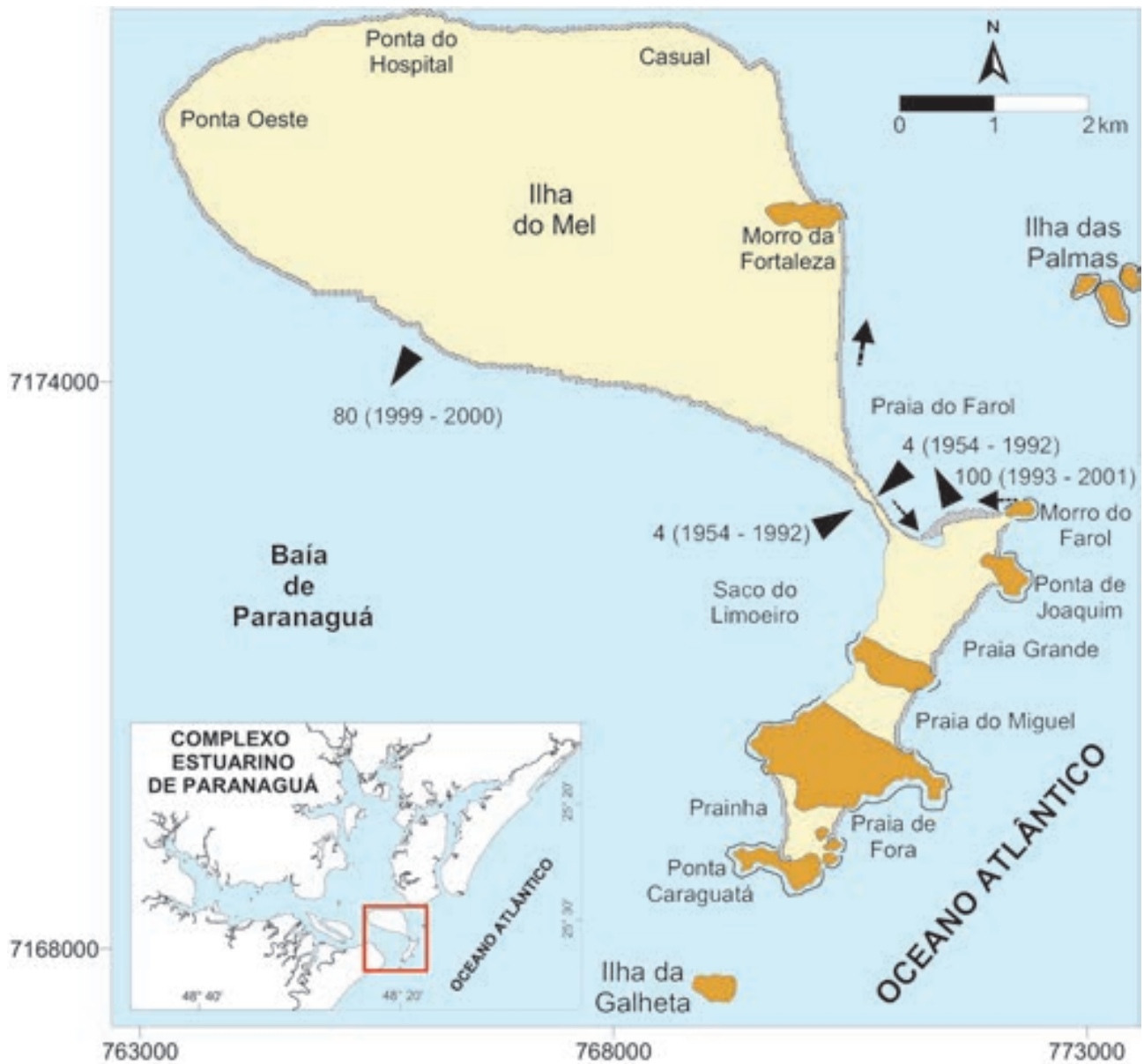


Figura 22. Imagem de satélite LANDSAT 5 de 1999, onde se observam bancos e zonas de arrebanção correspondentes aos deltas de maré vazante associados às desembocaduras da Baía de Paranaguá e Canal do Superagüi.

Na Ilha do Mel, durante a segunda metade do século XX, registraram-se variações de mais de uma centena de metros na posição da linha de costa. No istmo de Nova Brasília, há menção à ocorrência de processos erosivos nesta área já na década de 1950, quando a largura do istmo encontrava-se em torno de 150 m. Em 1980, não somente a erosão havia parado como ocorrera deposição de areia, representando o alargamento do istmo em algumas dezenas de metros. No final da década de 1980, o processo erosivo foi retomado, com intensificação a partir de 1992 (figura 23). Ele levou ao estrangulamento progressivo do istmo até a largura de menos de 5 m e à destruição das construções próximas à linha de costa (Paranhos Filho *et al.* 1994). Em março de 1995, já existia um trecho de 36 m de extensão sem qualquer remanescente dos terraços de cordões holocênicos. Em maio de 2001 a extensão deste trecho era de aproximadamente 260 m. Desde 1995, existe comunicação entre as águas da baía e as do mar. A intensificação do processo erosivo no istmo de Nova Brasília durante a década de 1990 foi simultânea à formação de um esporão arenoso ancorado na Ponta do Farol da Conchas, na extremidade sul da praia (figura 24), com duas componentes de crescimento: uma longitudinal e outra transversal. Na direção longitudinal, a terminação do esporão, com um pequeno embaçamento à retaguarda, avança gradualmente em direção à parte sul do istmo, à velocidade de crescimento média estimada foi de cerca de 100 m/ano (Giannini *et al.* em prep.).

Na costa voltada para o interior do estuário, no Saco do Limoeiro, entre 1999 e 2000, houve estabilidade na maior parte da costa e progradação de até 80 m/ano em alguns locais (APPA/CEM 2000).

Figura 23. Variação da linha de costa na Ilha do Mel (Fonte dos dados: Angulo 1993c, Paranhos Filho 1996, APPA/CEM 2000, 2002 e Giannini *et al.* em prep.).



384

As praias da Ilha do Mel são constituídas por areia fina e muito fina. Analisando 500 amostras de sedimentos praias coletadas nas diversas praias da ilha Paranhos Filho (1996) concluiu que o diâmetro médio variou entre 3,56 e 2,07 phi e que o grau de seleção variou de muito bem selecionada a moderadamente selecionada, sendo que mais de 90% das amostras foram muito bem selecionadas e bem selecionadas.

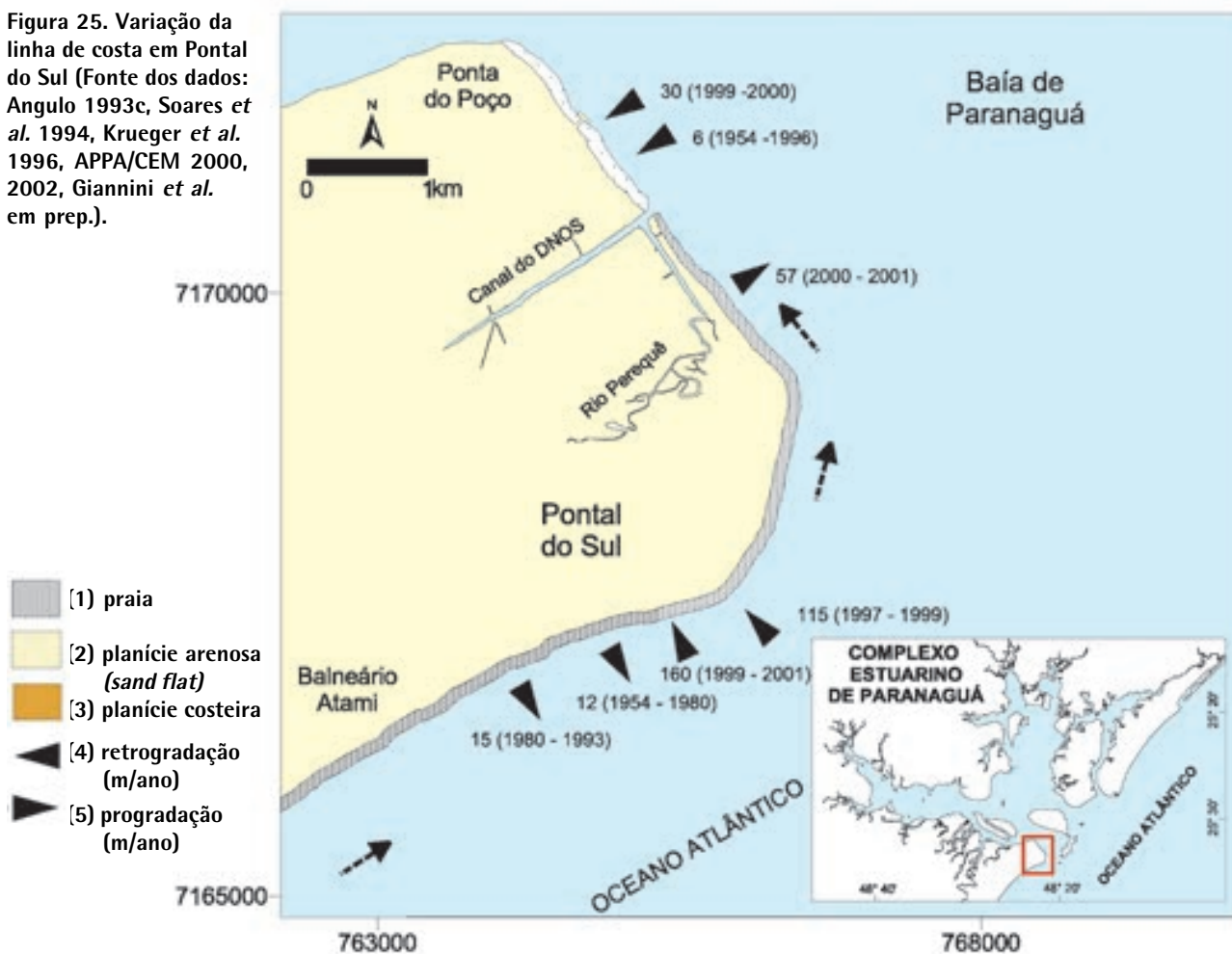
Em Pontal do Sul, ao sul da desembocadura Sul, verificou progradação de até 300 m. Posteriormente Soares *et al.* (1994) identificaram na mesma área progradação superior a 300 m entre 1980 e 1993 (figura 25).

- (1) praia
- (2) planície costeira
- (3) morro
- (4) retrogradação (m/ano)
- (5) progradação (m/ano)



Figura 24. Vista aérea do esporão da Ilha do Mel em 2000.

Figura 25. Variação da linha de costa em Pontal do Sul (Fonte dos dados: Angulo 1993c, Soares et al. 1994, Krueger et al. 1996, APPA/CEM 2000, 2002, Giannini et al. em prep.).



385

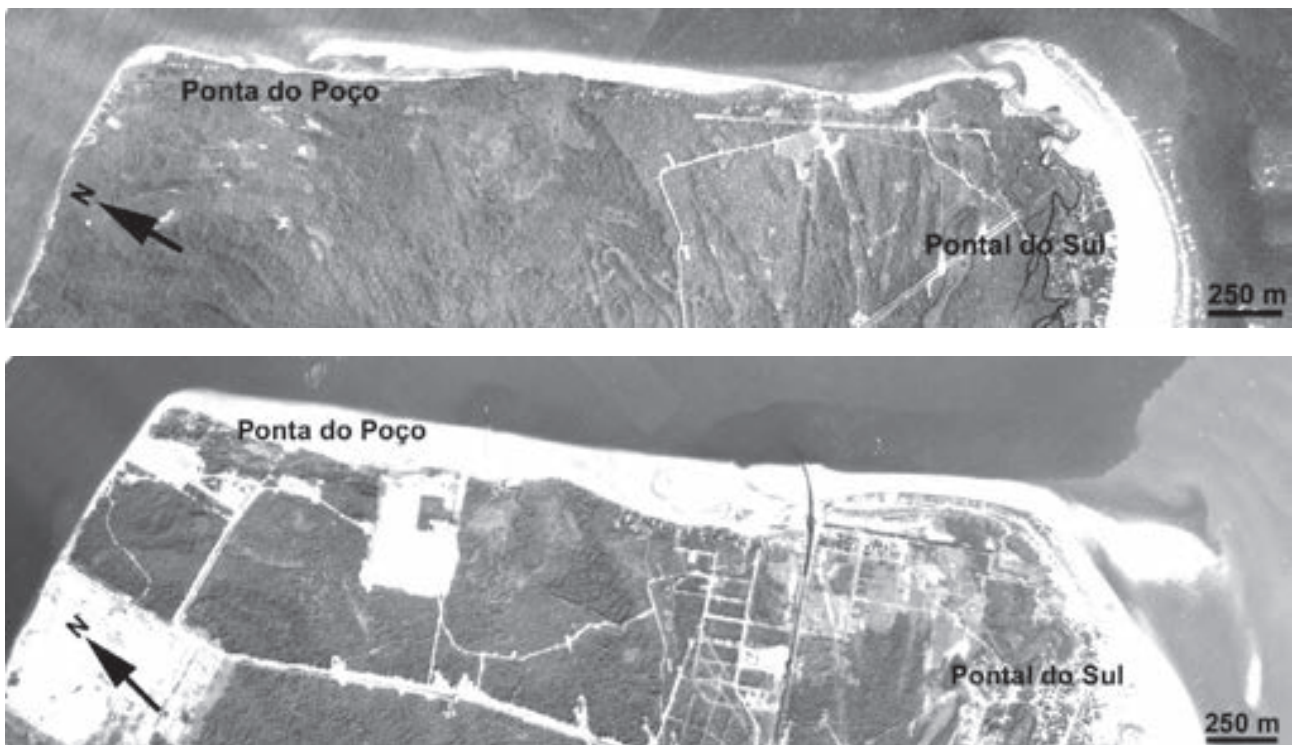
Noernberg (2001) determinou que, entre 1985 e 1997, o avanço máximo da linha praial foi de 321 metros. A partir de 1997, a praia de Pontal do Sul apresentou um padrão erosivo, ocorrendo recuos superiores a 200 metros entre 1997 e 2000.

As mudanças na morfologia da costa foram atribuídas por Angulo (1993c, 1999) a variações na configuração das barras do delta de maré vazante, que alterariam o padrão de refração das ondas.

Na desembocadura sul, entre Pontal do Sul e Ponta do Poço, observam-se nas fotografias aéreas de 1954 esporões arenosos que avançam para o interior da baía (figura 26a). Posteriormente, entre 1954 e 1965, foi construído um canal, cujo efeito hidráulico interceptou a deriva, provocando o desaparecimento dos esporões e intensa erosão a jusante e sedimentação a montante da deriva; provocando recuo da linha de costa superior a 150 m (Angulo 1993c) (figura 26b). Posteriormente Kruger *et al.* (1996) estimaram uma área erodida de 37 ha entre o canal do DNOS e a Ponta do Poço, entre 1954 e 1996 (figura 25). O monitoramento da linha de costa no período de 1999 a 2001 evidenciaram taxas de retrogradação de até 160 m/ano e de progradação de até 57 m/ano, em Pontal do Sul (APPA/CEM 2000, 2002) (figura 25).

No Balneário Atami, localizado ao sul de Pontal do Sul, ainda na área de influência da desembocadura sul da Baía de Paranaguá, foi realizado o primeiro trabalho com enfoque morfodinâmico nas praias paranaenses. Após um ano de levantamentos Soares *et al.* (1996) evidenciaram que a praia do Atami apresentava estágios intermediários na primavera e no verão, com predomínio de processos construtivos e formação de barras na zona de surf e dissipativos no inverno e no outono, quando predominaram períodos erosivos, em que as barras foram destruídas. Posteriormente Quadros (2002) enfatizou as influências dos eventos de alta energia na morfodinâmica praias. Perfis até a zona de arrebentação utilizando trenó submarino permitiram verificar que após eventos de alta energia ocorria erosão na parte subaérea da praia e acresção na parte submersa, porém com balanço positivo, quando se considera todo o perfil.

Figura 26. Fotos aéreas verticais da costa entre Pontal do Sul e Ponta do Poço em 1954 (a) e 1980 (b). Note-se na fotografia de 1954 os esporões arenosos migração em direção ao interior da baía e o desaparecimento dos mesmos na fotografia de 1980.



Baía de Guaratuba

A Baía de Guaratuba é um corpo de água raso, de orientação leste-oeste, com comprimento em torno de 16 km e largura máxima aproximada de 3 km, quando se considera a linha de maré baixa, e 10 km, quando se inclui a planície de maré. A bacia hidrográfica tem aproximadamente 1.886 km² (figura 1). A foz da baía é estreita, com aproximadamente 500 m de largura, estando limitada entre dois pontais rochosos correspondentes ao extremo meridional da Serra da Prata, ao norte, e ao Morro de Guaratuba, ao sul. Na desembocadura ocorre um extenso delta de maré vazante, cujas variações têm provocado intensos processos erosivos e deposicionais nas praias próximas (Angulo & Andrade 1981, Angulo 1993c, 1999). Associadas à desembocadura da Baía de Guaratuba, Angulo (1999) identificou duas barras em pontal, que se projetam para leste a partir das praias das Caieiras e Prainha (figura 27). Estas barras delimitam um canal, com largura semelhante à foz da baía, que se alarga em direção ao mar. Em direção ao oceano, identificou barras frontais, que se estendem até mais de 4 km da desembocadura. Nas fotografias de 1965 e 1980 estas barras se prolongavam para o norte até constituírem uma barra transversal, na frente da Praia Brava de Caiobá (figura 27b e c), provocando a refração das ondas e progradação da parte emersa da praia. Comparando a orientação das barras em pontal que margeiam o canal principal, em 1955 e 1980, observou-se um deslocamento que pode ser interpretado como uma rotação do canal para sul, a partir dos pontos fixos constituídos pelos afloramentos rochosos que delimitam a desembocadura (Angulo 1999). Estas modificações provocaram erosão ao sul - no extremo norte da Praia das Caieiras - e intensa sedimentação a norte - na Prainha - onde a linha de costa avançou, em alguns locais, mais de 200 m no período (Angulo 1984). As barras frontais também se deslocaram, em 1954 as mais externas, estavam a menos de 4 km da desembocadura, sendo que seu extremo norte localizava-se próximo ao Morro de Caiobá (figura 27a). Em 1965, as barras frontais tinham se deslocado para norte aproximadamente 500 m, alcançando o extremo sul da Praia de Caiobá (Figura 27b). Em 1980, as barras estavam mais afastadas da desembocadura e o extremo norte do arco formava uma barra transversal na parte sul da Praia de Caiobá, 300 m ao norte de sua posição em 1965 (figura 27c).

Praia Mansa de Caiobá

A Praia Mansa de Caiobá é um arco praial voltado para sul-sudeste com comprimento em torno de 1,6 km, está limitada por dois pontais rochosos e é constituída por areia fina a média.

Entre 1953 e 1980 ocorreu nesta praia intenso processo erosivo. A larga praia existente em 1953 tinha praticamente desaparecido em 1980, a linha de costa recuou mais de 50 m nesse período. Este processo provavelmente teria continuado, se não fossem realizadas obras de contenção. Vários fatores parecem ter

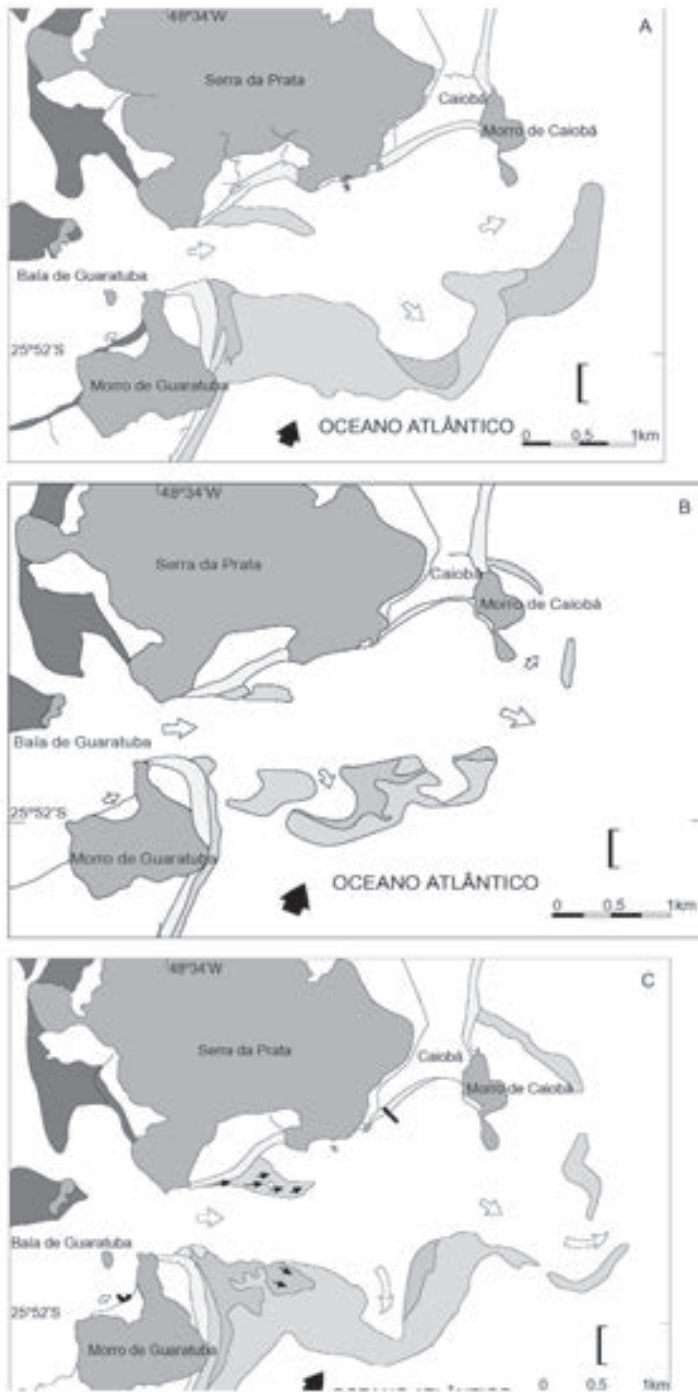


Figura 27. Configuração da desembocadura da Baía de Guaratuba em (A) agosto de 1954, (B) maio de 1965 e (C) setembro de 1980 (Angulo 1999).

contribuído para a erosão acelerada da praia. Um deles é o afastamento de quase 300 m das barras frontais do delta de maré (Angulo & Andrade 1982, Angulo 1999), que possibilitariam ação mais efetiva das ondas sobre a praia. Outro fator pode ter sido a ocupação da parte alta da praia (Motta 1976). A construção posterior de um muro vertical teria acelerado o processo erosivo (LNEC 1977). Na década de 1970 houve várias tentativas de controle da erosão com a construção de enrocamentos, esporão e alimentação artificial e, no início dos anos 1980,

com a construção de soleiras e pequenos esporões de gabiões. Perfis praias levantados após a estabilização em fevereiro de 1981 e em abril de 1993 (Angulo & Soares 1994) permitiram estimar taxa de progradação de 0,9 a 2,9 m/ano (figura 28).

A sedimentação observada na Praia Mansa de Caiobá no período pode ser atribuída as obras de contenção, porém não deve ser descartada a possibilidade de que mudanças naturais, nesta praia fortemente influenciada pela desembocadura da Baía de Guaratuba, tenham contribuído na deposição de sedimentos.

Prainha

A Prainha é um arco praial voltado para sul-sudeste, tem comprimento em torno de 1,1 km, está limitada por dois pontais rochosos e é constituída por areia fina a

Figura 28. Variação da linha de costa na Praia Mansa de Caiobá, Prainha, Caieiras e Guaratuba, na área de influência da Baía de Guaratuba (Fonte dos dados Angulo & Soares 1994).



- (1) praia
- (2) planície costeira
- (3) morro
- (4) retrogradação (m/ano)
- (5) progradação (m/ano)
- (6) obras rígidas longitudinais
- (7) esporão

média.

A morfologia da Prainha é condicionada pelo Banco do Cantagalo que corresponde a barra longitudinal marginal do canal principal de maré vazante do delta de maré vazante associado a Baía de Guaratuba (Angulo 1999). Pequenas mudanças na configuração do canal principal do delta podem originar intensos processos de progradação/retrogradação nesta praia. Em alguns setores a praia progradou 200 m entre 1954 e 1980, sendo que a maior parte ocorreu entre 1954 e 1963 (Angulo & Andrade 1982) (Figura 28). A área emersa após 1963 foi ocupada, posteriormente ocorreu uma fase erosiva, evidenciada pelos enrocamentos construídos na época. Em 1982, os enrocamentos estavam fora do alcance das ondas, evidenciando nova fase de progradação (Angulo & Andrade 1982). Perfis praias levantados em fevereiro de 1981 e em abril de 1993 (Angulo & Soares 1994) evidenciaram

retrogradação de 36 m no período (Figura 28).

Praia das Caieiras

A Praia das Caieiras apresenta dois setores, um com orientação leste-oeste e outro noroeste-sudeste; tem comprimento em torno de 1 km, está limitada por dois costões rochosos do Morro das Caieiras, sendo constituída por areia fina.

A morfologia desta praia está condicionada pelo canal principal de maré vazante do delta de maré. Modificações nos bancos arenosos que constituem a parte sul do delta originam processos de progradação/retrogradação nesta praia (Angulo 1984, 1999). No setor leste-oeste foi verificada taxa de retrogradação de 2,8 m/ano entre 1954 e 1980. No setor noroeste-sudeste foram verificadas taxas de 2,8 m/ano

de progradação, entre 1954 e 1980 e 1,3 m/ano entre 1999 e 2001 (Angulo 1993c, Bessa Junior em prep.).

Rio Sai-Guaçu

A desembocadura do Rio Sai-Guaçu constitui um pequeno estuário. A comparação das fotografias aéreas evidenciou a configuração cambiante da barra, com aumento e diminuição da sinuosidade do estuário e alargamento e estreitamento do esporão que separa o estuário do mar aberto (Angulo 1993c). A Ilha Sai-Guaçu, próxima à desembocadura, provoca a refração das ondas favorecendo o alargamento do esporão e a formação incipiente de um tómbolo (figura 29).



Figura 29. Vista aérea da desembocadura do Rio Sai-Guaçu. Note-se que a refração das ondas na Ilha do Sai induz o alargamento do esporão, formando um tómbolo incipiente.

390

Ocupação muito próxima da linha de costa no Balneário da **Praias Oceânicas** provocado problemas de erosão, devido

às rápidas mudanças da linha de costa verificadas na área.

As praias oceânicas sem influência direta das desembocaduras no litoral paranaense são as seguintes: Praia Deserta, no Superagüi; arco praial Pontal do Sul - Ponta de Matinhos; Praia Brava de Caiobá; Praia de Guaratuba e Praia de Brejatuba. Diversos trabalhos foram desenvolvidos nestas praias, destacando-se os detalhados estudos pioneiros de Bigarella *et al.* (1966; 1969a; 1970/71), que estudaram as praias do litoral sul paranaense.

Praia Deserta

A Praia Deserta tem orientação aproximadamente nordeste-sudoeste, comprimento em torno de 20 km, se estende desde a Barra do Ararapira até o Canal do Superagüi e é constituída por areia fina, bem selecionada (Mihály 1997). Os seus extremos são influenciados pelas desembocaduras estuarinas e somente a parte

central com extensão de aproximadamente 14 km pode ser classificada como oceânica sem influência direta das desembocaduras (Angulo & Araújo 1996) (figura 16).

Comparando fotografias aéreas de 1952 até 1980, na parte oceânica da praia, não foram verificadas variações da linha de costa superiores a 10 m (Angulo 1993c).

Arco praial Pontal do Sul - Ponta de Matinhos

O arco praial Pontal do Sul - Ponta de Matinhos tem orientação aproximadamente nordeste-sudoeste, comprimento em torno de 35 km, se estende desde a desembocadura sul da Baía de Paranaguá até a Ponta de Matinhos (figura 16).

As praias que formam o arco praial Pontal do Sul-Ponta de Matinhos são do tipo intermediárias a dissipativas, com face praial larga, declividade entre 2° e 3° e geralmente com bermas e barras. Bigarella *et al.* (1969a) verificaram que as praias eram constituídas por areia fina e que, entre Matinhos e Pontal do Sul, ocorria um ligeiro aumento do diâmetro médio, no sentido norte, até Praia de Leste e uma diminuição até Pontal do Sul. Os sedimentos eram bem a moderadamente selecionados e a assimetria negativa.

O extremo norte do arco praial é influenciado pela desembocadura sul da Baía de Paranaguá e delta de maré associado. Somente ao sul do Balneário Atami as praias, cuja extensão é de 29 km, podem ser consideradas sem influência direta da desembocadura (Angulo & Araújo 1996) (figura 16).

Comparando fotografias aéreas de 1952 até 1980, na parte oceânica da praia, Angulo (1993c) não verificou variações da linha de costa superiores a 10 m. Num perfil topográfico em Praia de Leste, Angulo & Soares (1994) também não observaram mudanças significativas entre fevereiro de 1981 e abril de 1993. Quadros (2002), realizou perfis praias até a zona de arrebenção, neste mesmo local e verificou que após eventos de alta energia ocorria erosão na parte subaérea da praia e acresção na parte submersa, porém com balanço positivo, quando se considera todo o perfil.

Na parte sul do arco praial, Bessa Junior (em prep.) identificou progradação de 0,5 m/ano entre 1954 e 1980, na praia Central de Matinhos e retrogradação de 0,7 m/ano, no mesmo período, mais ao norte entre os balneários Flamingo e Riviera (figura 30). Neste setor, a construção de uma avenida beira-mar nos anos 1990 causou interferência na dinâmica costeira, que nos últimos anos tem se traduzido em problemas erosivos, notadamente nos Balneários Flamingo e Riviera (figura 31), sendo que diversos enrocamentos foram realizados na tentativa de conter a erosão (figura 32). Na praia Central de Matinhos também ocorreram nos últimos anos problemas erosivos decorrentes de uma ocupação inadequada muito próxima da linha de costa, que tem provocado significativo déficit de areia no sistema praial (figura 33).

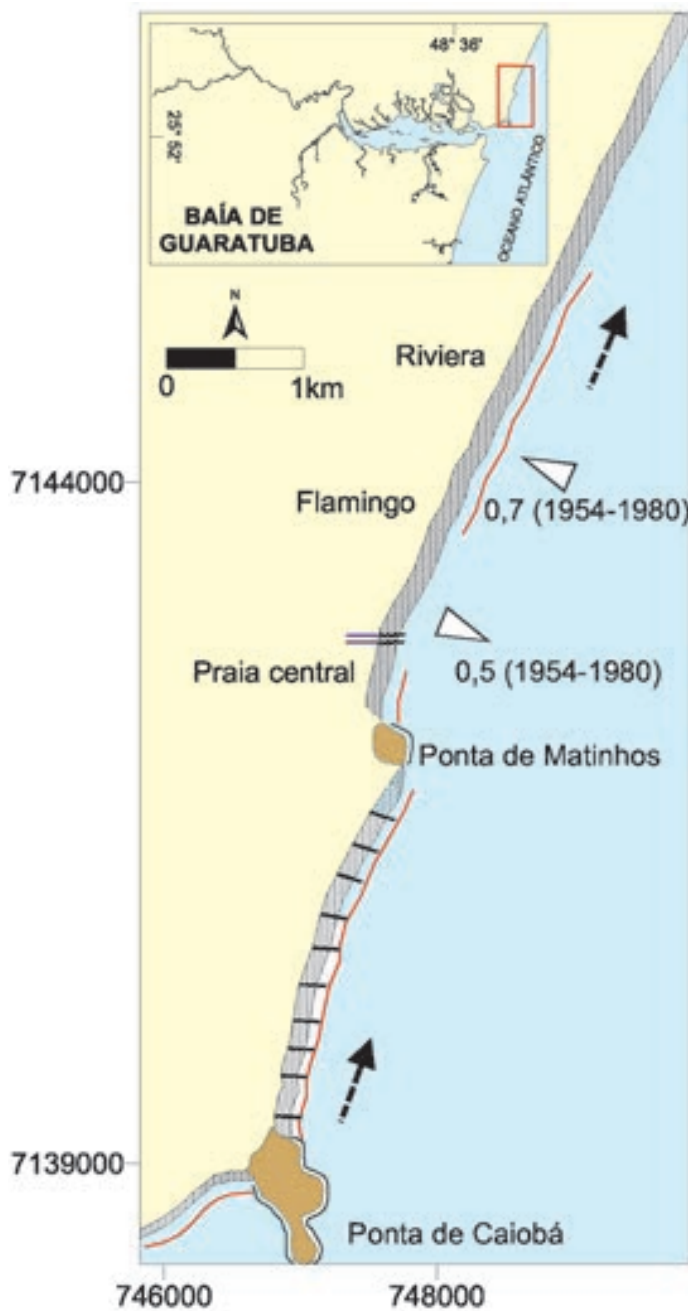


Figura 30. Variação da linha de costa na parte sul do arco praial Matinhos pontal do Sul e na Praia Brava de Caiobá (Fonte dos dados Bessa Junior em prep.).

- (1) praia
- (2) planície costeira
- (3) morro
- (4) retrogradação (m/ano)
- (5) progradação (m/ano)
- (6) obras rígidas longitudinais
- (7) esporão de gabião
- (8) desembocadura do Rio Matinhos com guias-corrente

Figura 31. Avenida Beira Mar no Balneário Flamingo parcialmente destruída após a ressaca de maio de 2001.



Figura 32. Enrocamento no Balneário Flamingo.

Figura 33. Erosão Praia Central de Matinhos após a ressaca de maio de 2001.



Praia Brava de Caiobá

A Praia Brava de Caiobá, tem direção norte-nordeste, extensão de 3,2 km e está limitada pelos pontais rochosos da Ponta de Matinhos e Morro de Caiobá. Segundo a classificação de Angulo & Araújo (1996), as partes central e norte são do tipo oceânico, sem influência direta de desembocadura e a parte sul com influência do lobo frontal do delta de maré vazante da Baía de Guaratuba.

Segundo Bigarella *et al.* (1966, 1969a) a praia era constituída por areia fina e média, sendo que a classe modal predominante na parte sul era areia fina e na parte norte areia média, sendo os sedimentos bem a moderadamente selecionados e assimetria negativa. O diâmetro médio e a inclinação da praia aumentavam de sul para norte, no sentido do transporte, enquanto a seleção diminuía no mesmo sentido. Posteriormente, Basso (1997) identificou que na parte norte da praia a areia era grossa com diâmetro médio entre 0,45 e 0,84 phi. Este aumento do diâmetro médio decorre provavelmente do intenso processo erosivo que vem ocorrendo neste setor da praia desde a década de 1990.

Como foi mencionado, a parte sul da Praia de Caiobá está influenciada pelo delta de maré vazante da Baía de Guaratuba. Em 1954 as barras frontais do delta localizavam-se nas proximidades do Morro de Caiobá, não afetando a configuração da praia (figura 27a). Já, em 1965, as barras haviam sido deslocadas para o norte, configurando uma barra transversal à praia que se projetava até o início da Praia Brava, que provocava refração de ondas e sedimentação neste setor da praia (figura 27b). Em 1980, a barra transversal tinha avançado 300 m para norte, deslocando o setor de sedimentação (figura 27c). Ao norte do esporão as ondas, principalmente as provenientes do sudeste, atingiam a praia frontalmente, gerando uma zona de divergência que favorecia a erosão.

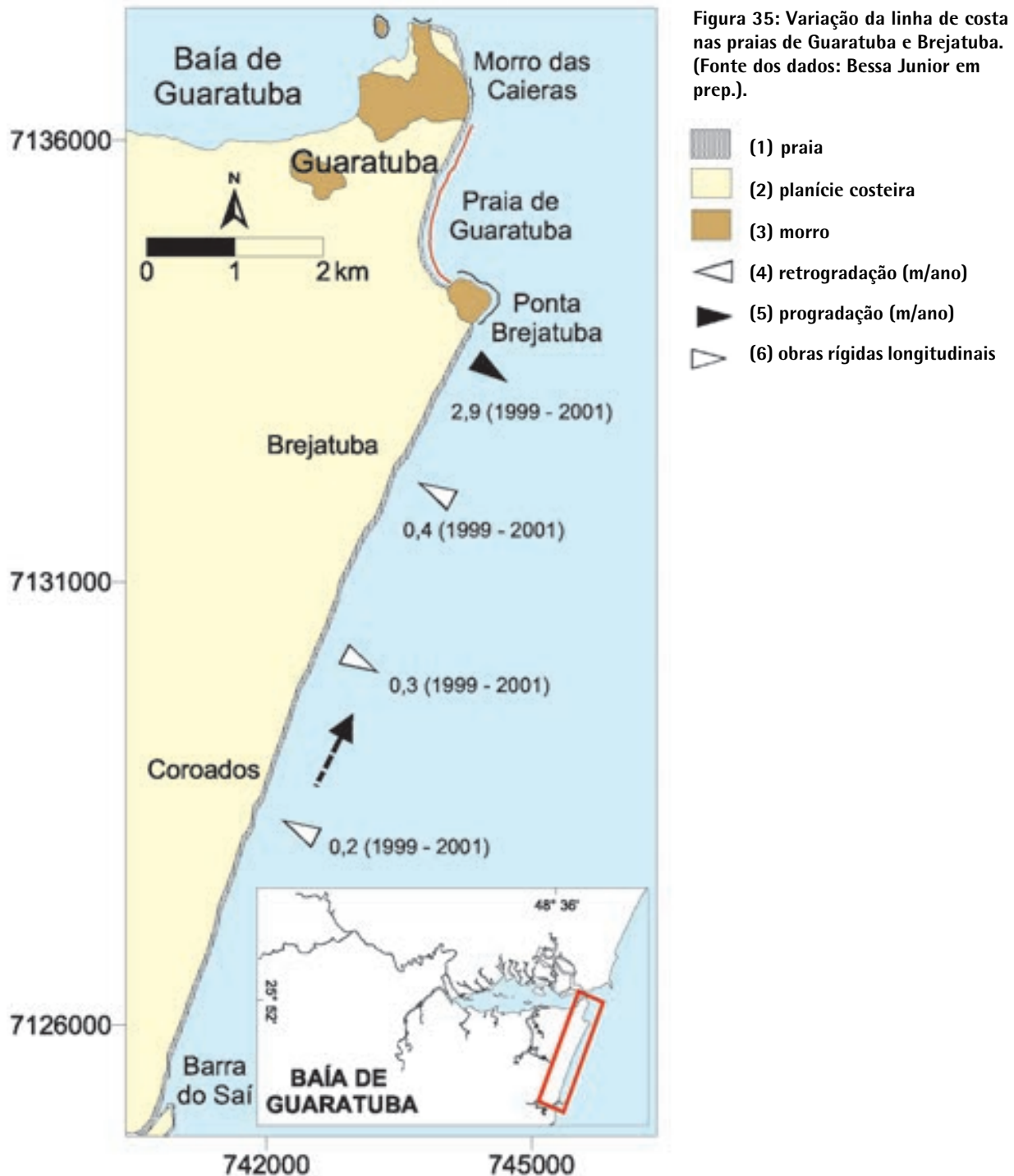


Figura 34. Erosão na parte norte da Praia Brava de Caiobá após a ressaca de maio de 2001.

O processo erosivo que existia na parte central da praia Brava de Caiobá, no início da década de 1980, era decorrente da construção inadequada da avenida Beira Mar, que tinha ocupado parte da praia e alterado a sua curvatura natural (Angulo & Andrade 1981). As obras de contenção posteriores, demandaram a construção de esporões transversais a praia para conter areia. Como na área, a deriva litorânea predominante é de Sul para Norte (Bigarella *et al.* 1966, Angulo 1992b), a captação de areia pelos esporões provocou escassez de sedimento e conseqüentemente erosão nas praias localizadas ao norte das obras de contenção. Isto, demandou novas obras, que por sua vez provocaram erosão mais ao norte. Assim, até o fim da praia, num claro exemplo de retroalimentação positiva. Novas obras foram executadas em diversas oportunidades porém, no setor norte o problema erosivo ainda não foi resolvido (figura 34). Atualmente existem projetos de controle de erosão envolvendo a construção de esporões, quebra-mares e alimentação artificial (Tosin *et al.* 2002).

Praia de Guaratuba

A Praia de Guaratuba é um arco praial que se estende por 2,5 km entre dois pontais rochosos formados pelos morros das Caieiras e do Cristo. A praia é formada por areia fina na parte sul e média na parte norte (Basso 1997). Segundo Angulo & Araújo (1996) 2,1 km desta praia podem ser considerados oceânicos sem influência significativa de desembocadura e os 400 m da parte norte como influenciada pela desembocadura da Baía de Guaratuba.



Comparando fotografias aéreas de 1954 até 1980 não foram verificadas variações significativas da linha de costa (Angulo 1993c). Atualmente toda a linha de costa é constituída por muretas (figura 35).

Praia de Brejatuba

A Praia de Brejatuba, tem forma retilínea com direção norte-nordeste, se estende por 9,9 km entre o Morro do Cristo e a Barra do Saí, onde está influenciada pela desembocadura do Rio Saí-Guaçu. A praia é constituída por areia fina na parte sul e média na parte norte (Basso 1997) e possui morfologia intermediária a dissipativa.

Comparando fotografias de 1953 e 1980 Angulo (1993c) não detectou variações significativas da linha de costa. Quatro perfis praias monitorados por Bessa Junior (em prep.) entre fevereiro de 1999 e setembro de 2002 evidenciaram 7,4 m de progradação no perfil mais ao norte e variações inferiores a um metro nos demais perfis, no período (figura 35).

3. TENDÊNCIAS ATUAIS

As tendências atuais podem ser sintetizadas como segue:

- (a) estabilidade nas praias oceânicas sem ocupação ou cuja ocupação está recuada em relação a linha de costa;
- (b) oscilação com forte progradação e retrogradação nas praias influenciadas pelas desembocaduras;
- (c) deslocamento contínuo para sul da desembocadura do Mar do Ararapira até à abertura de nova desembocadura, na próxima década, quando a atual tenderá ao fechamento;
- (d) continuação da tendência erosiva do setor norte da Praia do Farol, na Ilha do Mel;
- (e) continuação da tendência erosiva entre o Canal do DNOS e Ponta do Poço, originada pelo próprio canal;
- (f) aumento da erosão praial nos balneários Flamingo e Riviera, provocada pelos enrocamentos;
- (g) aumento da erosão praial na Praia Central de Matinhos pelas obras rígidas - muros, enrocamento e gabiões. Na parte norte desta praia pode haver estabilidade devido a retirada de residências e liberação de uma faixa sem ocupação;
- (h) aumento da erosão na parte norte de Praia Brava de Caiobá, devido a invasão da praia e pelas obras de controle de erosão.

CONCLUSÃO

No Paraná os problemas costeiros são decorrentes principalmente de uma ocupação inadequada, muito próxima da linha de costa. Além da destruição das dunas frontais que funcionam como estoque de areia para a praia, não foi deixado espaço suficiente para que se processem os ciclos naturais de progradação/retrogradação. Em alguns casos a ocupação se deu invadindo a própria praia, e alterando o equilíbrio do sistema praial.

Grandes variações da linha de costa ocorrem nas praias próximas das desembocaduras dos complexos estuarinos. Pequenas variações na morfologia dos deltas de maré vazantes associados à estas desembocaduras, provocam grandes modificações da morfologia costeira. Estas variações podem alternar progradação com retrogradação ou apresentar tendência unidirecional como na Barra do Ararapira. Outro aspecto a ser considerado é a ultrapassagem de limiares que podem provocar mudanças drásticas na evolução de áreas costeiras tais como a abertura de uma nova desembocadura, com prevista para o esporão do Ararapira.

Na maioria dos casos onde se verificaram problemas erosivos, estes foram causados por interferência antrópica, notadamente praia Brava de Caiobá, Praia Central de Matinhos, Balneários Flamingo e Riviera e entre o Canal do DNOS e Ponta do Poço. O caso da Ilha do Mel é mais complexo, pois apesar de estar localizada numa área de alta mobilidade natural, efeitos antrópicos não podem ser descartados, tais como os provocados por dragagens no canal de acesso ao Porto de Paranaguá e o despejo de materiais dragados.

Os valores e distribuição da progradação e retrogradação verificados na costa paranaense nas últimas cinco décadas, não indicam tendência geral que possa ser atribuída a mudanças globais. Eles podem ser explicados em cada caso pela dinâmica natural local ou pela interferência antrópica com esta dinâmica.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA F. F. M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos basin. Brasil. *Anais Acad. Bras. Cien.*, Rio de Janeiro, **48**(supl.):15-26.
- ANGULO R. J. 1984. As Praias do Parana - Problemas Decorrentes de Uma Ocupação Inadequada. *Análise Conjuntural*, Ipardes, Curitiba, **6**(1):1-4. Curitiba.
- ANGULO R. J. 1990. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. *Publ...* São Paulo, ACIESP, **2**:54-62.
- ANGULO R. J. 1992a. Ambientes de sedimentação da planície costeira com cordões litorâneos no Estado do Paraná. *Bol. Par. Geoc.* Curitiba. **40**:69-114.
- ANGULO R. J. 1992b. *Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 334 p.
- ANGULO R. J. 1993a. A ocupação Urbana do Litoral Paranaense e As Variações da Linha de Costa. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **41**:73-81.
- ANGULO R. J. 1993b. Morfologia e gênese das dunas frontais do litoral do Estado do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo. **23**(1):68-80.
- ANGULO R. J. 1993c. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Bol. Par Geoc.* Curitiba. **41**:52-72.
- ANGULO R. J. 1995. Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes no litoral do Estado do Paraná, Brasil. *Anais Acad. Bras. Ciên.* Rio de Janeiro. **67**(4):443-463.
- ANGULO R. J. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *Anais Academia Brasileira de Ciências*. São Paulo **71**(4-II):935-959.
- ANGULO R. J. 2002. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **50**:(no prelo).
- ANGULO R. J. & ABSHER T. M. 1992. Sedimentos paleoestuarinos da planície costeira do Estado do Paraná. *Bol. Par. Geoc.* Curitiba. **40**:115-135.
- ANGULO R. J. & ANDRADE J. J. 1981. *Viabilidade de controle de erosão nas praias de Caiobá e Guaratuba*. Ipardes, Curitiba, 65 p.
- ANGULO R. J. & ANDRADE J. J. 1982. Viabilidade de controle de erosão nas praias de Caiobá e Guaratuba. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2º, Brasília. *Anais...* Brasília, 681-693.
- ANGULO R. J. & ARAÚJO A. D. 1996. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, como subsídio à ocupação da orla litorânea. *Bol. Par. Geoc.* Curitiba. **44**:7-17.
- ANGULO R. J. & MÜLLER A. C. de P. 1990. Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast. Brasil. In: SIMP. ECOSS. COSTA SUL SUDESTE BRAS., 2. Águas de Lindóia, 1990. *Publ...*, São Paulo, ACIESP. **2**:158-168.
- ANGULO R. J. & SOARES C. R. 1994. Beach Profile Variations Between 1981 And 1993 In Southern Coast Of Parana State. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **42**:203-215.
- ANGULO R. J., GIANNINI P. C. F., KOGUT J. S., PRAZERES Fº. H. J., SOUZA M. C. 1996. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões litorâneos holocênicos na ilha do Mel, Estado do Paraná. *Bol. Par. Geoc.* Curitiba. **44**:77-86.
- ANGULO R. J., PESSENDA L. C. R., SOUZA M. C. 2002b. O significado das datações ¹⁴C do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior e Holoceno. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **32**:(no prelo).
- ANGULO R. J., SOUZA M. C. de, ARAÚJO A. D. 2002a. Morfodinâmica costeira: subsídios à ocupação. In: Negrelle, R. B. & Lima, R. E. (Organizadores). *Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná: subsídios à ocupação*. Nimad-UFPR. p. 179-212 (no prelo)
- APPA/CEM. 2000. *Atualização da posição da linha de costa na área de influência da desembocadura da Baía de Paranaguá*. Pontal do Paraná, Relatório Técnico 16/00, 12 p.
- APPA/CEM. 2002. *Atualização da posição da linha de costa na desembocadura da Baía de Paranaguá*. Pontal do Paraná, Relatório Técnico 30/02, 5 p.
- ASMUS H. E. & FERRARI A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sul do Brasil. In: PETROBRÁS. *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro. p.75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- BANDEIRA J. V. 1974. *Estudo estatístico das ondas ao largo da Baía de Paranaguá*. Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 81p. (inédito).
- BASSO J. B. 1997. *Análise morfodinâmica das praias Brava de Caiobá e Guaratuba no litoral paranaense*. Relatório final de atividades, Programa PIBIC/PRPPG/UFPR. 20 p. (relatório inédito)
- BESSA Jr. O. (em prep.). *Diagnóstico e propostas de solução para os problemas de erosão costeira do litoral sul paranaense*. Programa de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Tese de Doutorado.
- BESSA Jr. O. 1996. *Estratigrafia e sedimentação dos depósitos continentais cenozóicos da planície costeira do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 143 p.

- BIGARELLA J. J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, **1**:75-11.
- BIGARELLA J. J. 1950/51. Contribuição do estudo dos sambaquis no Estado do Paraná, 1 Regiões adjacentes às baías de Paranaguá e Antonina. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, **5-6**(17):231-292.
- BIGARELLA J. J. 1965. Sand-ridge structures from Paraná coastal plain. *Marine Geology*, Amsterdam, **3**:269-278.
- BIGARELLA J. J. 1971. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. *Paleoclimas Inst. Geogr. USP*, São Paulo, (1):1-22.
- BIGARELLA J. J. 1972. Eolian environment their characteristics, recognition and importance. In: *Recognition of ancient sedimentary environments*. Dallas, 1969. *Special Publ.* (s.l.) 1972. Soc. Ec. Paleont. Mineral - AAPG. n.16. p.11-62.
- BIGARELLA J. J., ALESSI A. H., BECKER R. D., DUARTE G. K. 1969a. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, n.27. p.15-80.
- BIGARELLA J. J. & BECKER R. D. (Ed.) 1975. International symposium on the Quaternary. Topics for discussion. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, **33**:169-276.
- BIGARELLA J. J., BECKER R. D., DUARTE G. M. 1969b. Coastal dune structures from Paraná (Brazil). *Marine Geology*, Amsterdam, **7**:5-55.
- BIGARELLA J. J., BECKER R. D., MATOS D. J. de, WERNER A. (Ed.) 1978. *A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná... Um problema de segurança ambiental e nacional*. Curitiba, Gov. Par./SEPL/ADEA. 249p.
- BIGARELLA J. J., DUARTE M. G., BECKER R. D. 1970/71. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, beach-dune ridge and sand ridge deposits. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, (28-29):9-72.
- BIGARELLA J. J., FREIRE S. S., SALAMUNI R., VIANA R. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, II Praias de Matinhos e Caiobá. *Bol. Univ. Fed. Par. Geog. Fis.*, Curitiba, n.6. 109p.
- BIGARELLA J. J., MARQUES Fo. P. L., AB'SABER A. N. 1961a. Ocorrência de pedimentos nas fraldas da Serra do Iguereim (Garuva, SC). *Bol. Par. Geogr.*, Curitiba, (4 e 5):82-93.
- BIGARELLA J. J., SALAMUNI R., MARQUES Fo. P. L. 1959. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). *Not. Prel. Est. Inst. Biol. Pesq. Tecn.*, Curitiba, **1**:7p.
- CALLIARI L. J. & KLEIN A. H. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, **20**(1): 48-56.
- CAMARGO R. 1998. *Estudo Numérico das Circulações Atmosféricas e Oceânicas na Região da Baía de Paranaguá*. Instituto Astronômico e Geofísico, USP, Tese de doutorado.
- CAMARGO R. & MARONE E. 1996. Vento e variação do nível do mar: Observações na Baía de Paranaguá, PR. In: Simpósio Sobre Oceanografia, III, IO-USP. São Paulo - SP.
- FERREIRA F. J. F. 1982. Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: PAULI-PETRO, *Geologia da bacia do Paraná. Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo. p.143-166.
- FUCK R. A., TREIN E., MURATORI A., RIVEREAU J. C. 1969. Mapa geológico preliminar de litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto no Estado do Paraná. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, (27):123-152.
- FUNPAR 1997. *Relatório Consolidado – Convênio APPA-CEM*. Curitiba. 580 p.
- GIANNINI P. C. F., ANGULO R. J., SOUZA M. C., KOGUT J. S. 1995. Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa leste da ilha do Mel (PR). In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói. *Anais...* Niterói, ABEQUA. p. 120-127.
- GIANNINI P. C. F., ANGULO R. J., SOUZA M. C., KOGUT J. S. DELAI, M. S. A. (em prep.). Erosão na costa leste da Ilha do Mel, Baía de Paranaguá, Estado do Paraná. em prep.
- GOBBI, E.F. 1997. *Gerenciamento Costeiro: Análise de Casos do Litoral do Paraná sob a Perspectiva da Engenharia Costeira*. Tese de D.Sc. COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil;
- HAYES M. O. 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: CRONIN L. E. (ed.). *Estuarine Research, Geology and Engineering*. New York. Acad. Press. **2**:3-22.
- IAPAR - INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ. 1978. *Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná*. Londrina, IAPAR, 38 p.
- INPH. 1985. Medições de ondas em Paranaguá/Pr – 01/09/82 a 31/08/83.
- IPARDES - INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL. 1990. *Macrozoneamento da APA de Guaraqueçaba*. Curitiba, IPARDES, 2 v., 257p.
- IPARDES - INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL 1991. Diagnóstico físico-ambiental da Serra do Mar - área sul. Curitiba, IPARDES, 2 v., 107 p.
- KLEIN R. M. 1975. Southern Brazilian phytogeographic features and the probable influence of upper Quaternary climatic changes in the floristic distribution. *Bol. Par. Geoc.*, Curitiba, n.33. p.67-88.
- KNOPPERS B. A., BRANDINI F. P., THAMM C. A. 1987. Ecological studies in the Bay of Paranaguá. II. Some physical and chemical characteristics. *Nerítica*, 2(1), p. 1-36.
- KOMAR P. D. 1976. *Beach Process and Sedimentation*. Prentice Hall, 429 p.
- KRUEGER C. P., SOARES C. R., MARONE E., RIESEMBERG C. E., PILATI F. P., KRUGER M. M., PRADO A., MASUKO H. A. 1996. Levantamento com GPS da linha de costa na área erosiva da Ponta do Poço (PR). In: Congresso Brasileiro de Cadastro Técnico Multifinalitário, 2, Florianópolis (SC), p. III-184 - III-192.

- LANA P. C. & GUISS C. 1991. Influence of *Spartina alterniflora* on structure and temporal variability of macrobenthic associations in a tidal flat of Paranaguá bay (southeastern Brazil). *Marine Ecology, Progress Series*. Oldendorf. **73**:231-244.
- LANA P. C., MARONE E., LOPES R. M., MACHADO E. C. 2000. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay, Brazil. Organizado por: Seeliger, U.; Lacerda, L. D.; Kjerfve, B.J. *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*: Springer Verlag.
- 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.
- LESSA G. C., MEYERS S. R., MARONE E. 1998. Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay Estuary, South Brazil. *J. of Sedimentary Research*. **68**(6):1060-1076.
- LIMA M. R. de & ANGULO R. J. 1990. Descoberta de microflore em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, Rio de Janeiro, **62**(4):357-371.
- LNCC - LABORATÓRIO NACIONAL DE ENGENHARIA CIVIL. 1977. *Combate a erosão na praia de Caiobá, Paraná*. Relatório Técnico, Lisboa, 18 p. (inédito).
- LOUREIRO FERNANDES J. 1947. Contribuição à geografia da praia de leste. Curitiba, *Arq. Mus. Par.*, **6**:3-44.
- MAACK R. 1968. *Geografia física do Estado do Paraná*. Curitiba, Banco BADEP, UFPR, IBPT. 350p.
- MANTOVANELLI A. 1999. *Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Dissertação de Mestrado, Curitiba. 152 p.
- MARONE E. & CAMARGO R. 1994. Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. *Nerítica*, Curitiba, **8**:73-85.
- MARONE E. & JAMIYANAA D. 1997. Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the estuarine complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. *Nerítica*, Curitiba, **11**(1-2):95-107.
- MARONE E., GUIMARÃES M. R. F., CAMARGO R. de, PRATA JR. V. P., KLINGENFUSS M. S. 1995. Caracterização física das condições oceanográficas, meteorológicas e costeiras das zonas estuarinas da Baía de Paranaguá, PR. In: Congresso Latinoamericano de Ciencias del Mar, VI. Mar del Plata, Argentina.
- MARONE, E.; PRATA JR., V. P.; KLINGENFUSS, M. S. & DE CAMARGO, R.; 1995a. Correntes de deriva no Litoral Paranaense: Um caso de estudo. VI Congresso Latinoamericano de Ciencias del Mar. Mar del Plata, Argentina.
- MARONE E., MANTOVANELLI A., NOERNBERG M. A., KLINGENFUSS M. S., LAUTERT L. F. C., PRATA JUNIOR V. P. 1997. Caracterização Física do Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá. Pontal do Sul: UFPR. v.2. Relatório consolidado do convênio APPA/CEM.
- MARTINS G. J. 2002. *Dinâmica da zona de arrebentação e suas potenciais conseqüências no transporte de sedimento na costa adjacente à desembocadura Sul do Complexo Estuarino de Paranaguá*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado.
- MARTIN L. & SUGUIO K. 1986. Excursion route along the coastal plains of states of Paraná and Santa Catarina. In: INTERN. SYMP. SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. São Paulo, 1986. *Special Publ...* São Paulo, INQUA. (1):39-124.
- MARTIN L., SUGUIO K., FLEXOR J. M., AZEVEDO A. E. G. 1988. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Série Geol. DNPM*. Brasília, n.28. 40p. 2 mapas.
- MIHÁLY P. 1997. *Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista*. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito), 104 p.
- MIHÁLY P. & ANGULO R. J. 2002. Dinâmica da desembocadura do Mar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **32**:(no prelo).
- MINEROPAR - MINERAIS DO PARANÁ S.A. 1989. *Mapa geológico do Estado do Paraná*. Brasília. Dep. Nac. Prod. Min. (DNPM). Escala 1:650.000.
- MOTTA V. F. 1976. *Parecer sobre erosão na praia Mansa de Caiobá, Paraná*. Relatório Técnico, Curitiba, 4 p. (inédito).
- NOERNBERG M. A. 2001. *Processos Morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá – Paraná – Brasil: Um Estudo a Partir de Dados in situ e Landsat – TM*. Curitiba. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese de Doutorado, 180 p.
- NOERNBERG M. A. & MARONE E. 2002. Spatial-temporal monitoring of the Paranaguá Bay inlet margins using multispectral Landsat_TM images. *Journal of Coastal Research*, Flórida, **17**:(no prelo).
- NOERNBERG M.A., MARONE E., LAUTERT L. F. C., ANGELOTTI R., BRANDINI N. 2002. Estudos sobre a dinâmica da baía de Guaratuba – PR. Submetido à XV Semana Nacional da Oceanografia - RJ
- OPEN UNIVERSITY. 1994. *Waves, Tides and Shallow-water Processes*. [S.l.], Pergamon. 168 p.
- OERTEL G. F. 1975. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: CRONIN L. E. (ed.). *Estuarine Research Geology and Engineering*. New York. Acad. Press, **2**:267-276.
- PARANHOS Fº. A. C. 1996. *O processo erosivo e as variações morfodinâmicas das praias na Ilha do Mel (Baía de Paranaguá-PR)*. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito), 239p.
- PARANHOS Fº. A. C., SOARES C. R., ANGULO R. J. 1994. Nota Sobre A Erosão Na Ilha do Mel-PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **42**:121-152.

- PORTOBRAS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL. 1983. Campanha de medições de ondas em Paranaguá - PR, período 21.08.1982 a 21.01.1983. Rio de Janeiro, Inst. Pesq. Hidrog. (INPH), Div. Lev. (DIDELE), 23 p.
- PORTOBRAS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL S.A. 1988. Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá-PR, período set. 1982 a dez. 1986. Rio de Janeiro, Inst. Pesq. Hidr. (INPH), 168 p.
- QUADROS J. L. de. 2002. *Variações morfológicas e volumétricas associadas à incidência de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense*. Curso de Pós Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. Dissertação de Mestrado (inédito) 57p.
- RAPP A. & FAIRBRIDGE R. W. 1968. Talus fan or cone; scree and cliff debris. In: FAIRBRIDGE R. W. *Enciclopedia of Geomorphology*. Stroudsburg. D. Hutchinson & Ross. p.1106-1109.
- REINECK H. E. & SINGH I. B. 1973. *Depositional sedimentary environments*. Berlin. Springer-Verlag. 439p.
- RICCOMINI C., PELAGGIA A. V. G., SALONI J. C. L., KOHNKE M. W., FIGUEIRA R. M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Jour South Amer. Earth Scien.*, Great Britain, v.2, n.2. p.191-197.
- RIVEREAU J. C., FUCK R. A., MURATORI A., TREIN E. 1969a. *Barra do Ararapira, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU J. C., FUCK R. A., MURATORI A., TREIN E. 1969b. *Guaratuba, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU J. C., FUCK R. A., MURATORI A., TREIN E. 1969c. *Paranaguá, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- RIVEREAU J. C., TREIN E., MURATORI A., FUCK R. A., BASUMALLICK S., BERTOLDO A. L. 1970. *Antonina, folha geológica*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná. Escala 1:70.000.
- SHORT A. D. 1985. Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine Geology*, **65**:47-71.
- SOARES C. R., PARANHOS FILHO A. C., SOUZA M. C., BRANCO J. C., FABIANOVICZ R., PRAZERES FILHO H. J., KOGUT J. S. 1994. Variações da linha de costa no Balneário Pontal do Sul (PR) no período de 1953-1993: Um balanço sedimentar. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **42**:161-171.
- SOARES C. R., BORZONE C. A., SOUZA J. R. B. 1996. Variação morfológica e sedimentológicas ao longo de um ciclo anual numa praia arenosa no sul do Brasil. *Oecologia Brasiliensis*, Rio de Janeiro, **III**:245-258.
- SOARES C. R., ANGULO R. J., LESSA G. C. 1997. Morfodinâmica de ambientes atuais, evolução da planície durante o quaternário e problemas de erosão costeira. In: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário da América do Sul. ABEQUA. *Publicação Especial No. 2*. Curitiba, Paraná.
- SOUZA M. C., & ANGULO R. J. 2002. Decadal and interannual variations of coastline and beach volumes in Itapoá (Santa Catarina, Brazil). *Journal of Coastal Research*, Flórida, **17**:(no prelo).
- TESSLER M. G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 276 p.
- TESSLER M. G. & MAHIQUES M. M. 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. *Journal of Coastal Research*, **9**(3): 823-830.
- TESSLER M. G. & SUGUIO K. 1987. Características sedimentológicas da Formação Cananéia (Pleistoceno superior) na área Paranaguá-Antonina (Estado do Paraná, Brasil). *Assoc. Bras. Est. Quat.*, São Paulo, Publ. Avulsa n° 2. p.43-54.
- TOSIN P. C., ANGULO R. J., MARONE E., SOUZA M. C., BESSA JUNIOR O., SOARES C. R., FOLADORI G., LANA P. C., VEIGA F. A., SANTOS C. S. G., GARRAFONI A. S. 2002. *Estudo de Impacto Ambiental das obras de recuperação e revitalização da orla litorânea - Matinhos/ Praia de Leste (ROL-M/P)*. Relatório Técnico, Gouvêa da Costa/Sudhersa, 175 p.
- VEIGA F. A., ANGULO R. J., MARONE E., BRANDINI F. P., CARRILHO J. C. 2002. Medidas de velocidades de correntes na plataforma continental interna paranaense utilizando perfilador de corrente acústico – Doppler – ADCP. Submetido à XV Semana Nacional da Oceanografia - RJ
- YALIN M. S. 1972. *Mechanics of sediments transport*. Pergamon Press, New York.

Antonio Henrique da Fontoura Klein

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

João Thadeu de Menezes

LABORATÓRIO DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

Fernando Luis Diehl

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

José Gustavo Natorf de Abreu

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

Marcus Polette

LABORATÓRIO DE GERENCIAMENTO COSTEIROS INTEGRADO
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

Rafael Medeiros Sperb

LABORATÓRIO DE COMPUTAÇÃO APLICADA
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

Rodrigo Campi Sperb

LABORATÓRIO DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

Norberto Horn

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS, CENTRO DE FILOSOFIA
E CIÊNCIAS HUMANAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA



SANTA CATARINA

LITORAL CENTRO NORTE

Antonio Henrique da Fontoura Klein

João Thadeu de Menezes

Fernando Luis Diehl

José Gustavo Natorf de Abreu

Marcus Polette

Rafael Medeiros Sperb

Rodrigo Campi Sperb

CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR – CTTMAR
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ – UNIVALI

Resumo

O trabalho apresenta uma síntese da análise da natureza e magnitude dos processos erosivos observados nas praias do litoral centro-norte de Santa Catarina, bem como as soluções adotadas até o presente para a sua proteção e conservação. Observa-se no litoral centro-norte catarinense, durante a ocorrência de tempestades geradas pela passagem de sistemas frontais, processos de transposição (*overwash*). Durante estes eventos episódicos, os sedimentos são jogados pelas ondas sobre as avenidas beira-mar (Balneário Camboriú) ou para retaguarda do cordão de dunas frontais (Barra Velha). Em outras localidades, entretanto, as ondas atuam diretamente sobre o perfil praias erodindo as dunas frontais (praia de Gravatá e Barra do Sul). Foi verificado ainda que os locais onde foram construídos muros de contenção (*sea wall*) com o objetivo de evitar a retração da linha de costa, são os mais afetados durante os eventos de tempestades, sendo observados muitas vezes o colapso total destas obras (ex. praia de Gravatá/Navegantes e Piçarras no passado). Projetos de alimentação de dunas frontais (Barra Velha) e das praias (Barra Velha, Piçarras, Gravatá e Bal. Camboriú) tem sido o método mais utilizado recentemente para mitigar os efeitos dos processos erosivos. Conclui-se que, a urbanização ocorrida no litoral centro-norte catarinense sem a devida atenção aos processos dinâmicos costeiros nos seus Planos Diretores representa um fator significativo que têm levado à conseqüências muitas vezes desastrosas.

Abstract

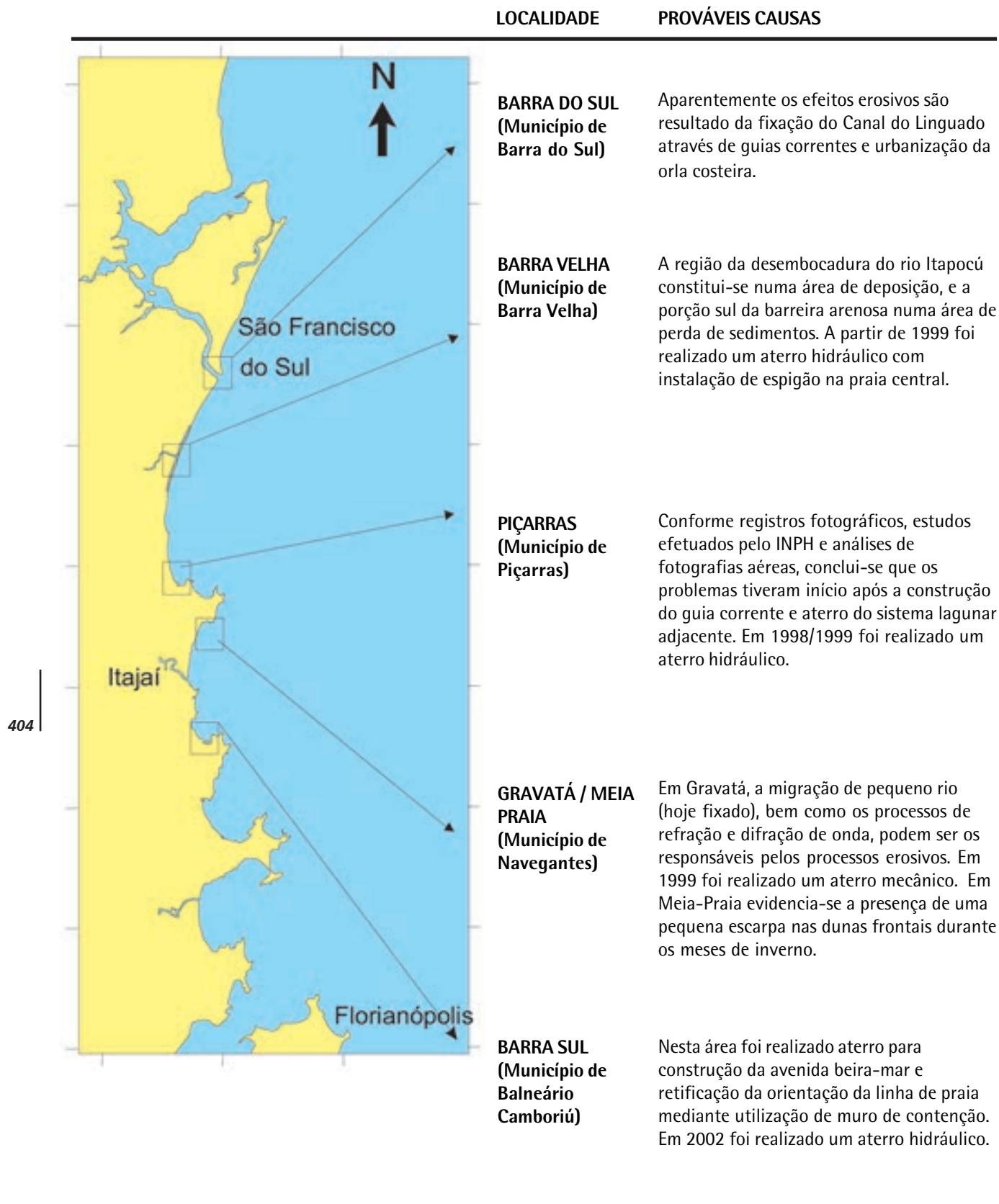
This paper presents a synthesis of the nature and magnitude of erosive processes observed along the central-north region of the state of Santa Catarina – Brazil, as well as the measures that have been taken to counteract them. In this area, sand transposition occurs during episodic frontal systems' storms overwashing the beach profile. As a result, sediments are thrown by the waves over coastal roads, as in central beach in Balneário Camboriú; or behind frontal dunes, as in the island bar system in Barra Velha. In other areas, waves act directly over the beach profile eroding frontal dunes, as in Gravatá e Barra do Sul beaches. The erosive processes are most evident in areas where sea walls have been built in order to protect them. Quite often these constructions collapse under the storms, such as Gravatá in Navegantes and Piçarras before the beach nourishment in 1999. This scenario is worsen by uncontrolled coastal urbanization that does not take in consideration natural processes, as well as set back lines.

O presente trabalho apresenta uma síntese da análise da natureza e magnitude dos processos erosivos observados nas praias do litoral centro-norte de Santa Catarina, bem como as soluções adotadas até o presente para a sua proteção e conservação. Na figura 1 evidencia-se os setores do litoral centro-norte catarinense que vêm apresentando processos visíveis de erosão costeira e que necessitam de medidas de recuperação urgentes (Klein *et al.*, 1999). Realizou-se uma análise comparativa dos processos naturais ocorrentes na região, bem como uma avaliação da evolução urbana com finalidade de detectar a influência de efeitos naturais e antrópicos neste setor costeiro.

Observa-se no litoral centro-norte catarinense, durante a ocorrência de tempestades geradas pela passagem de sistemas frontais, processos de transposição (*overwash*). Durante estes eventos episódicos, os sedimentos são jogados pelas ondas sobre as avenidas beira-mar (Balneário Camboriú) ou para retaguarda do cordão de dunas frontais (Barra Velha). Em outras localidades, entretanto, as ondas atuam diretamente sobre o perfil praiado erodindo as dunas frontais (praia de Gravatá e Barra do Sul).

Foi verificado ainda que os locais onde foram construídos muros de contenção (*sea wall*) com o objetivo de evitar a retração da linha de costa, são os mais afetados durante os eventos de tempestades, sendo observados muitas vezes o colapso total destas obras (ex. praia de Gravatá/ Navegantes e Piçarras no passado). Desta forma, a urbanização ocorrida nestas áreas litorâneas sem a devida atenção aos processos dinâmicos costeiros nos seus Planos Diretores representa um fator significativo que têm levado à conseqüências muitas vezes desastrosas como as observadas em algumas cidades do litoral centro-norte catarinense.

Figura 1. Setores do litoral centro-norte catarinense que vêm apresentando processos visíveis de erosão costeira e que necessitam de medidas recuperadoras urgentes (Modificado de Klein *et al.*, 1999)



Evolução urbana nas três últimas décadas

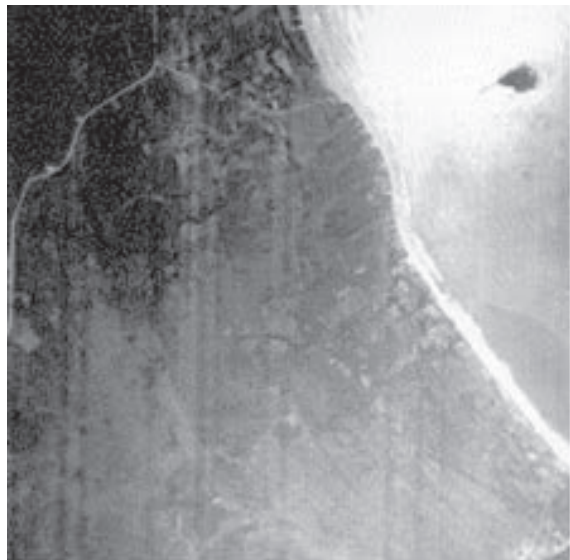
O acelerado processo de urbanização verificado no litoral centro-norte de Santa Catarina acarretou um incremento populacional considerável, especialmente nos últimos 30 anos. Uma tendência de “unificação” das zonas urbanas dos municípios por meio do processo de conurbação foi verificado, sobretudo, a partir da construção da BR-101 na década de 70 sem, no entanto, levar em consideração planejamentos locais e regionais efetivos. Como consequência, observa-se atualmente uma ocupação de forma descontrolada das diversas paisagens (natural, rural, periurbana e urbana) que compõem a área de estudo (figura 2).

Verificou-se que, exceto o município de Navegantes, o qual apresenta uma área de retroterra de aproximadamente 50 metros, os demais municípios estudados não consideram o entendimento dos processos costeiros nos seus respectivos Planos Diretores. Como resultado da inadequação das políticas urbanas em nível local, os processos erosivos da linha e costa foram intensificados, visto que em muitos destes municípios a ocupação da área litorânea relaciona-se com aspectos históricos e culturais. A ocupação destas áreas ocorreu, inicialmente, através da construção de ranchos de pesca, que foram gradativamente substituídos pela infraestrutura turística impulsionada pelo crescente processo imobiliário a partir da década de sessenta.

A ocupação desordenada da zona costeira ocorreu na maioria das vezes sobre o sistema de dunas frontais com a implantação de avenidas beira-mar e construção de calçadões sobre o prisma ativo da praia (ex.: praia de Piçarras, Barra Velha, Gravatá e Balneário Camboriú). Evidencia-se que a legislação ambiental em nível federal, estadual e municipal que atua sobre estas áreas também não foi respeitada. Os registros de processos de transposição (*overwash*) na forma de lentes/camadas de sedimentos mais grossos observados nos sistemas de dunas frontais da região de Barra Velha, demonstram que este já atuavam no sistema praiado mesmo antes destes segmentos litorâneos serem urbanizados.

Conforme o modelo aplicado por Polette (1997), os municípios costeiros apresentam sete estágios de desenvolvimento (exploração, envolvimento, desenvolvimento, consolidação, estagnação, declínio e rejuvenescimento), cada um destes evidenciando problemas característicos. A erosão litorânea está normalmente associada às fases de desenvolvimento, estagnação e consolidação, bem como no declínio, nos quais se encontram a maioria dos municípios do litoral centro norte de Santa Catarina.

Figura 2. Exemplo de evolução urbana – Município de Balneário Camboriú (Polette, 1997).



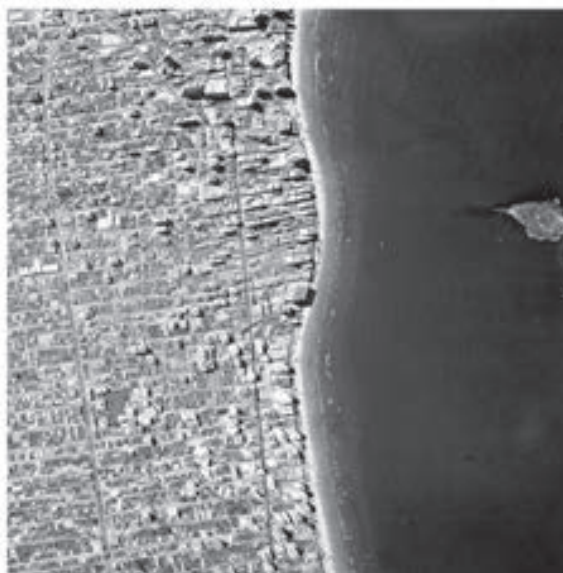
1. Em 1938, em Balneário de Caboriú caracterizava-se por um pequeno número de turistas, a planície era recoberta com vegetação de planície (restinga) e praticamente não existia infra-estrutura específica para os visitantes. O contato com os residentes locais, especialmente pescadores artesanais, era alto e o meio social e o ambiente natural encontravam inalterados pelo turismo.



2. Em 1956 já era nítido o aumento do número de visitantes, e estes já assumiam uma certa regularidade. Inicia a emergir a temporada de veraneio. Inicia também o processo de abertura de acessos a este local especialmente por pressões realizadas no poder público por diversos segmentos da sociedade local especialmente por especuladores imobiliários.



3. Em 1978, já era verificado na região um mercado turístico com grande envolvimento da população local. A mão-de-obra de outras áreas também eram requeridas para auxiliar na infra-estrutura turística que ali rapidamente se instalou. A verticalização da cidade inicia ser executada especialmente nas primeiras ruas paralelas a linha de costa, sem critérios urbanísticos.



4. Em 1995, bem como atualmente, pode ser notado que a cidade balneário chegou ao seu limite quanto aos níveis de capacidade de suporte. Estes já foram atingidos e excedidos para muitas variáveis tais como a balneabilidade para a água do mar (índices atingem a mais de 24 mil coliformes fecais /100ml), gerando problemas sociais, ambientais e econômicos. Tais problemas também foram gerados em função do adensamento e verticalização urbana.

Medidas mitigadoras até o momento

Nas últimas décadas os municípios costeiros do litoral do Estado de Santa Catarina têm sofrido conseqüências de processos erosivos em suas praias e conseqüentemente investimentos em projetos para a proteção destas áreas degradadas têm sido realizados.

A disposição de rochas sobre a linha de praia e a construção de muros (*sea-walls*) visando proteger a orla frente aos sucessivos eventos episódicos, e a conseqüente retração da linha de praia é uma prática que tem sido adotada nos últimos anos pela maioria dos órgãos municipais. Entretanto, estas soluções são paleativas e não vêm atingindo seus objetivos. Nas regiões onde estas medidas foram tomadas observou-se uma amplificação dos processos erosivos nas áreas imediatamente adjacentes, resultando na destruição das próprias estruturas edificadas (CTTMar, 1999). Tais obras de proteção, devido a sua inclinação, intensificam os processos de reflexão das ondas incidentes e, conseqüentemente, o escoamento e perda de sedimentos da base destas. A instalação de gabiões na praia de Piçarras, na década de 1980, também não surtiram os efeitos esperados. A edificação destes gabiões não levou em consideração, em nenhum momento, as taxas de transporte litorâneo de sedimentos, aspecto fundamental para o sucesso deste tipo de obra costeiras.

Na última década, através de assessoria técnica e campanhas de conscientização realizadas pelo CTTMar/UNIVALI, os métodos de proteção costeira ao longo do litoral centro-norte de Santa Catarina vêm sendo implementados (figura 3). Técnicas de recuperação da faixa de praia através da alimentação artificial ou aterro mecaânico/hidráulico (*beach nourishment*) têm sido adotadas, citando-se cinco casos recentes: (1) o da praia de Piçarras, que de forma pioneira realizou a recuperação da praia com emprego de areias da plataforma interna adjacente para a reconstrução parcial do seu segmento praial. Nesta praia foram colocados cerca de 880.000 m³ de sedimentos distribuídos em 2.200 m de praia; (2) o da praia Alegre; (3) a praia de Barra Velha, onde inicialmente ocorreu retirada de sedimentos da barreira arenosa (próximo à barra do rio Itapocú), distribuindo-os ao longo da porção central da praia (*backpassing*), na forma de alimentação da duna frontal (*dune nourishment*). Posteriormente sedimentos do sistema lagunar foram utilizados, seguidos pela instalação de um espigão na praia Central; (4) a praia de Gravatá, onde foi realizado um aterro mecânico, com sedimentos do rio Itajaí e da Planície Costeira e (5) região da Barra Sul, Balneário Camboríu, onde realizou-se um aterro hidráulico com material da plataforma de espraiamento da desembocadura (*inlet*) e do rio Camboríu.

A reconstrução da praia de Piçarras foi realizada empregando-se sedimentos ligeiramente mais grossos do que os sedimentos naturais. Segundo o método proposto por SILVESTER e HSU (1993), estima-se que cerca de 60% do material

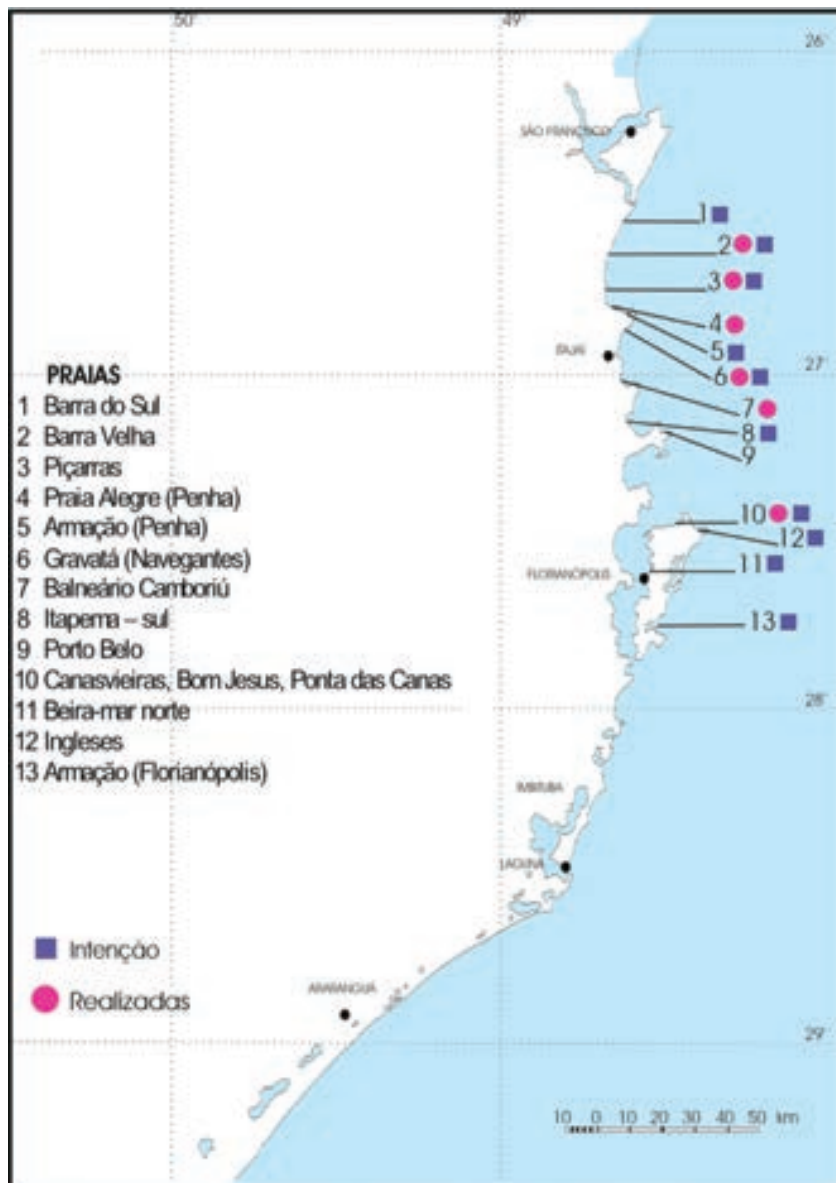


Figura 3. Obras de engenharia costeiras (alimentação de praias) realizadas e previstas ao longo da costa do estado de Santa Catarina (Fonte: Departamento de Obras Hídricas do Estado de Santa Catarina).

seria perdido perdido em 3 anos, fazendo-se necessária hoje uma realimentação. Salienta-se que neste projeto não foi considerado o ambiente como um todo, tendo sido recuperada somente a região mais afetada. O município vizinho de Penha, que se localiza na mesma enseada, só foi atendido mais tarde (cerca de um ano).

Para a praia de Barra Velha, pesquisas realizadas demonstram a existência neste segmento praias de um transporte litorâneo em direção ao norte ao longo da costa. Os dados demonstram ainda que parte do sedimento da praia de Barra Velha está sendo acumulado junto à barra do rio Itapocú, que funciona como uma barreira hidráulica, retendo assim os sedimentos (figura 4). Salienta-se, entretanto, que algumas preocupações devem ser tomadas a fim de não comprometer o sis-

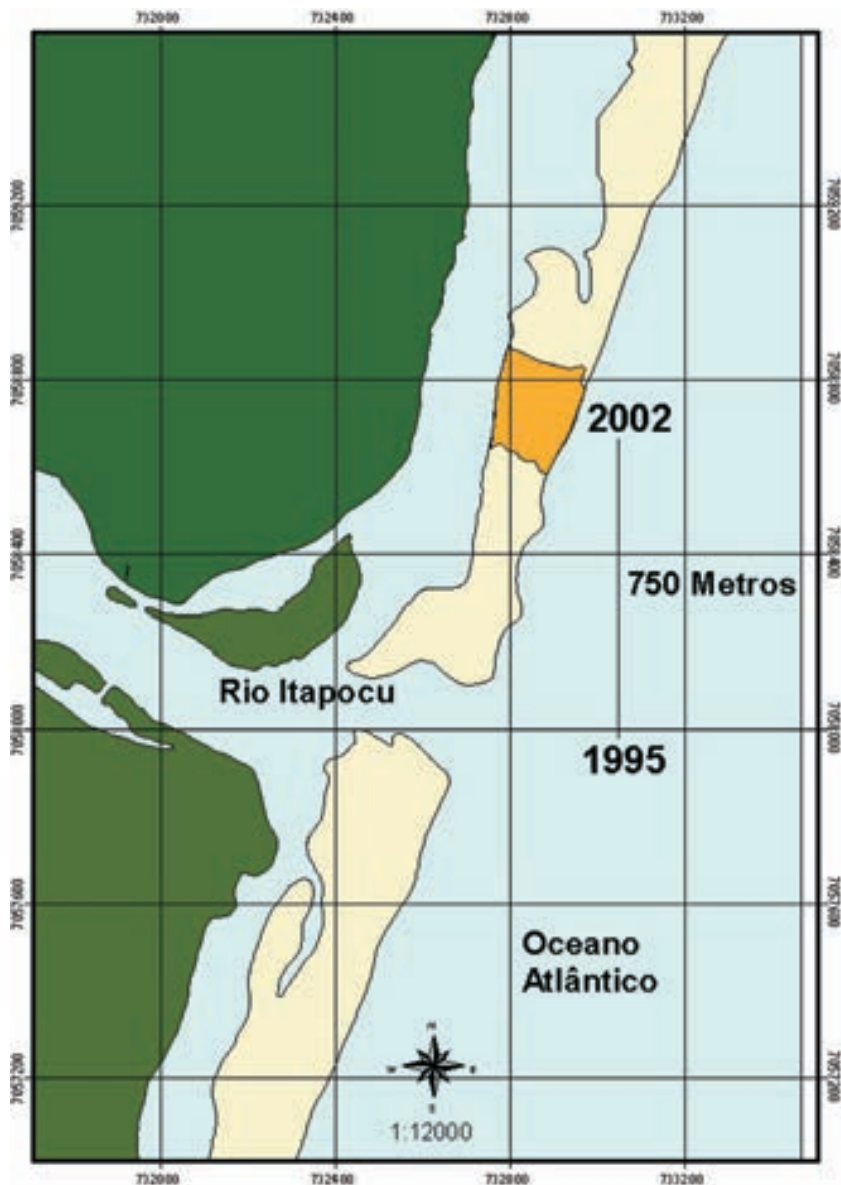


Figura 4. Evolução da posição da desembocadura do rio Itapocu entre 1995 e 2002.

tema costeiro adjacente, já que este vem apresentando indícios de balanço negativo de sedimentos (Município de Barra do Sul)

Em Gravatá (Município de Navegantes) uma tentativa de recuperar a praia através da construção de um aterro mecânico utilizando-se aproximadamente 60.000 m³ de areia da planície costeira e rio Itajaí foi feita. Classifica-se esta obra como “delicada”, uma vez que a praia esta submetida à alta energia de ondas e apresenta um índice alto de vulnerabilidade a erosão (Menezes e Klein, 2002) (figura 5).

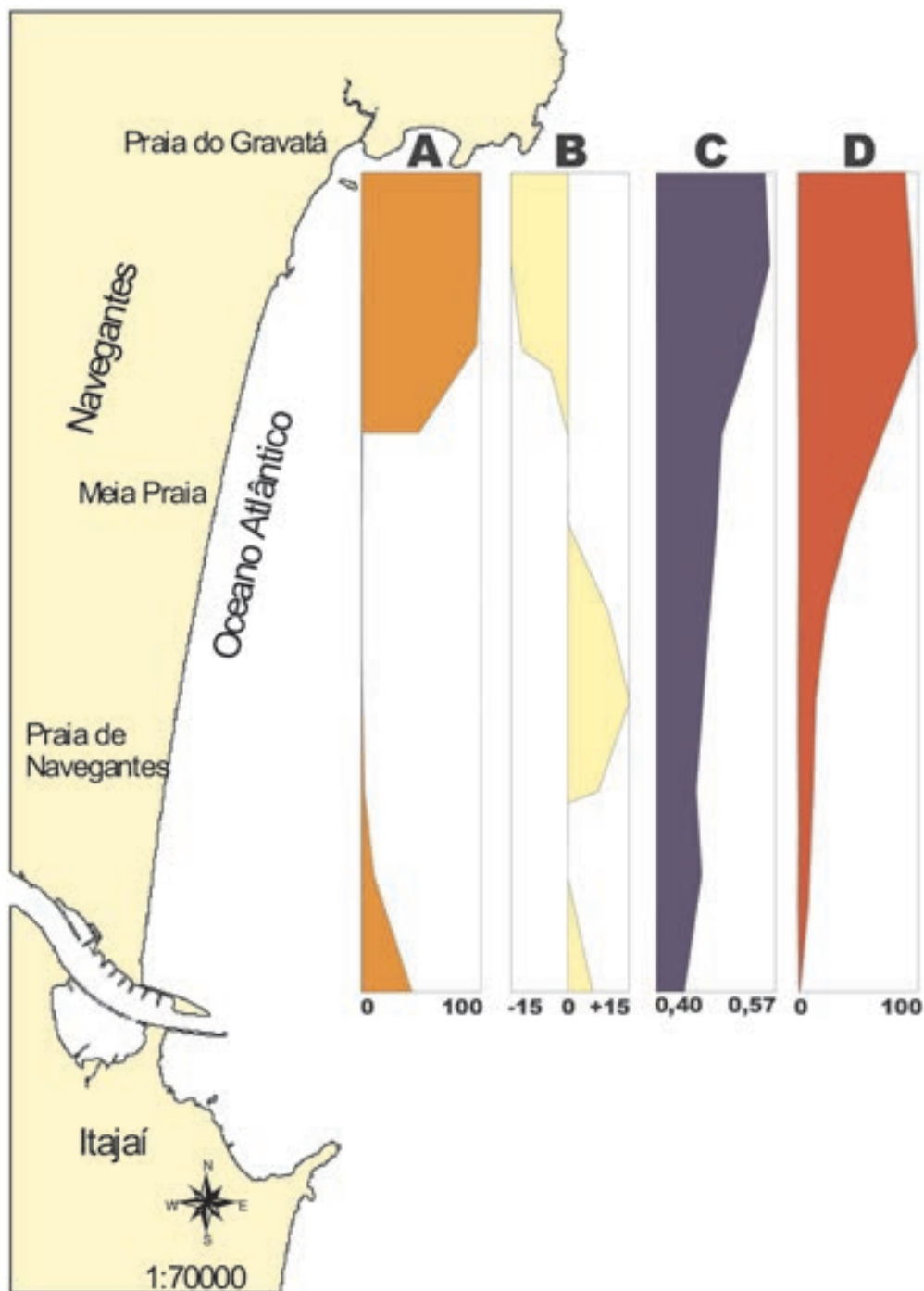
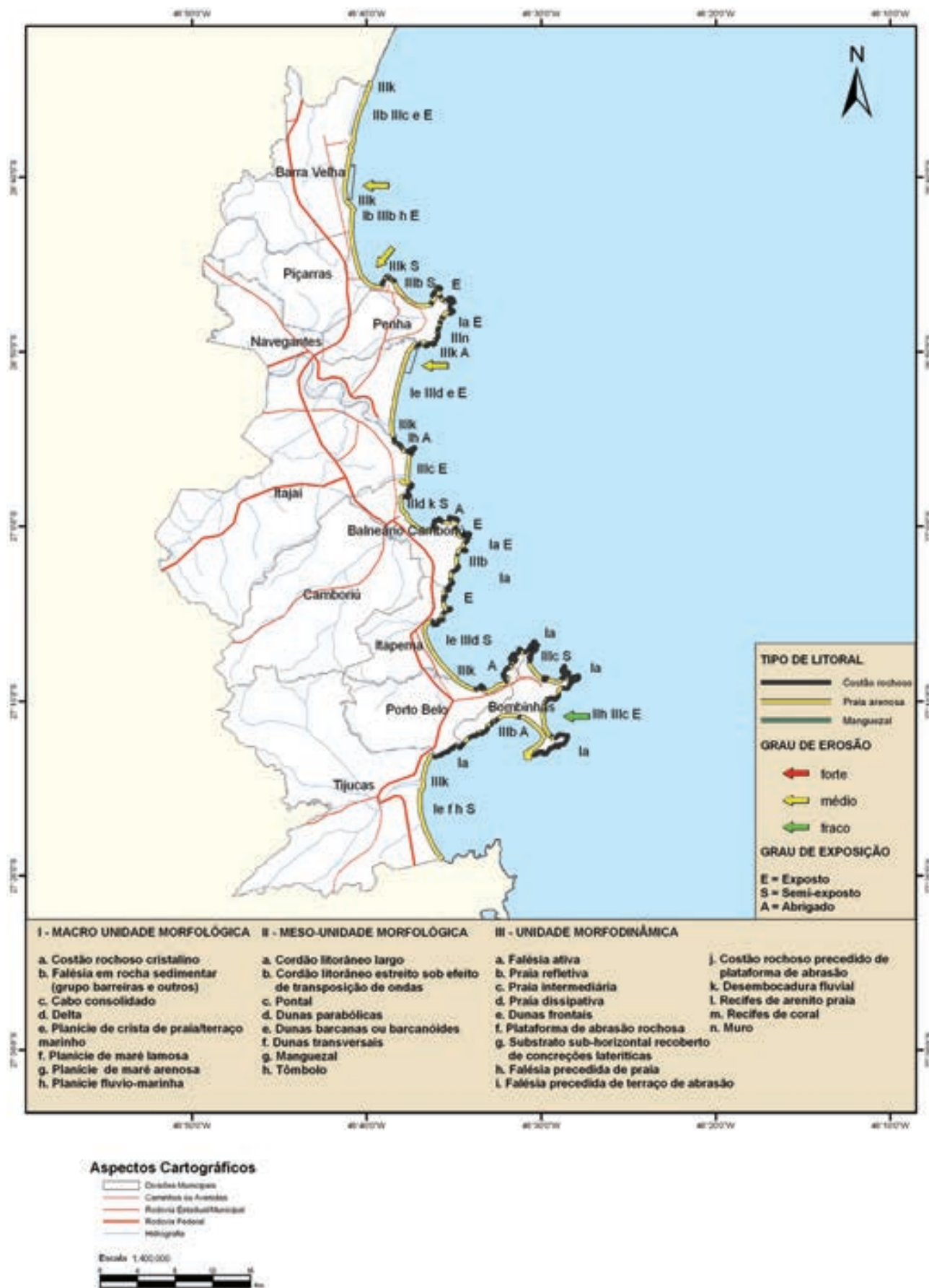


Figura 5. Variáveis calculadas ao longo da segmento praial Navegantes/ Gravataá (segundo Menezes e Klein, 2002)

- (A) ocupação do campo de dunas frontais(%)
- (B) variação da linha de costa (m)
- (C) declividade da plataforma adjacente à praia(°)
- (D) concentração de energia de onda(%)



Considerações finais

Nas últimas três décadas o litoral centro-norte de Santa Catarina vem acompanhando um intenso e acelerado processo de desenvolvimento urbano. A maior parte dos municípios deste segmento litorâneo encontra-se em estágio avançado de urbanização, estando envolvidos em problemas ambientais decorrentes da inexistência de políticas de planejamento regional e urbano. A construção de benfeitorias diversas e avenidas beira-mar sobre o prisma de praia e dunas frontais vem gerando a quebra do balanço sedimentar nestas áreas litorâneas. Somam-se a estes fatos uma tendência de incremento das ocorrências das chamadas marés meteorológicas para região sudeste do Brasil (NEVES FILHO, 1992), o que amplifica o poder erosivo dos processos costeiros. Assim, observa-se que a erosão costeira nesta região é consequência da ocupação indevida da orla, agravada pelas freqüentes ressacas registradas na região. Análises mais conclusivas poderão ser obtidas através de estudos sobre a variação da linha de costa e da morfologia da ante-praia em escala histórica, bem como do volume de sedimentos envolvidos no sistema. O clima de ondas e o nível d'água devem também ser monitorados por um longo período de tempo.

Medidas mitigadoras efetivas passam pela implementação e cumprimento dos Planos Diretores Municipais, que devem ter como base o entendimento da evolução da urbanização ao longo de um processo histórico (passado, presente e futuro), da associação dos níveis de risco natural (tempestades), bem como das taxas de recuos da linha de costa.

Referências bibliográficas

- CTMar 1999. *Projeto de Recuperação da Praia de Gravatá, Município de Navegantes (SC)*. Universidade do Vale do Itajaí – UNIVALI. Centro de Ciências Tecnológicas da Terá e do Mar – CTTMar, 75 p.
- MENEZES, J.T. e KLEIN, A. H.F. 2002. Método de Análise da Vulnerabilidade Costeira à Erosão. II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas. Pg. 1-4.
- NEVES FILHO, S.C. 1992. *Variações da maré meteorológica no litoral sudeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- POLETTE, M. 1997. *Gerenciamento Costeiro Integrado: Proposta metodológica para paisagem litorânea da Microbacia de Mariscal, Município de Bombinhas, (SC), Brasil*. Tese de Doutorado. Universidade Federal de São Carlos. Centro de Ciências Biológicas e da Saúde. Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Recursos Naturais. 499 p.il, mapas, gráficos.
- SILVESTER, R. e HSU, JCR. 1993. *Coastal Stabilization: innovative concepts*. Prentice-Hall, Inc. 578p.

ILHA DE SANTA CATARINA

Norberto Horn

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS,
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

Resumo

Evidências erosivas foram observadas em diversas praias associadas a processos naturais e/ou ação antrópica. São detectadas erosão costeira nas praias da Daniela, Forte, Jurerê, Canasvieiras, Ponta das Canas, Brava, Ingleses e Santinho (costa Norte); Moçambique e Barra da Lagoa (costa Nordeste); Joaquina, Campeche, Morro das Pedras e Armação (costa Sudeste); Pântano do Sul e Naufragados (costa Sul). A ocupação urbana propicia diferentes níveis de risco costeiro devido à posição geográfica da praia, proximidade da urbanização e linha de costa e evidências erosivas costeiras, sendo definido três distintos tipos de risco (alto grau, médio grau e baixo grau). No litoral da ilha de Santa Catarina, seis praias foram diagnosticadas com alto grau de risco, onze com médio grau e cinco com baixo grau. Evidências deposicionais foram constatadas em algumas áreas do litoral da ilha, resultado de tendências naturais e artificiais sob influência antropogênica, destacando-se os aterros da baía de Florianópolis (baías Norte e Sul).

Abstract

Erosive evidences were found out in several beaches associated to natural processes or associated to natural processes and anthropic action. Are detached coastal erosion in *Daniela, Forte, Jurerê, Canasvieiras, Ponta das Canas, Brava, Ingleses* and *Santinho* beaches (North coast); *Moçambique* and *Barra da Lagoa* (Northeast coast); *Joaquina, Campeche, Morro das Pedras* and *Armação* (Southeast coast); *Pântano do Sul* and *Naufragados* (South coast). As the urban occupation possess different risk degrees due to several factors as: beach geographical positioning, proximity of the occupation with the coastline and beach erosive evidences, it was defined three different types of risk degree (high degree, medium degree and low risk degree). Six (6) beaches were diagnosed with high-risk degree, 11 (eleven) with medium degree and 5 (five) with low risk degree. Depositional evidences were observed in some areas of the island, resulting from natural and artificial tendencies by anthropical influence, detaching the bank fills of the *Florianópolis* bay (North and South bays).

A importância dos agentes oceanográficos costeiros na construção da linha de costa ao longo do tempo geológico foi de fundamental importância, possibilitando estabelecer um entendimento para os processos de retrogradação e progradação e ao qual a linha de costa atual esteve sujeita.

Da mesma forma que os agentes oceanográficos atuam hoje na fisiografia da linha de costa atual, estes atuaram no passado ao sabor das flutuações do nível relativo do mar durante os episódios glaciais e interglaciais que ocorreram durante o Quaternário. Estes agentes são responsáveis por uma significativa parcela das paisagens impressas no relevo, algumas delas ainda presentes, outras mascaradas pelo tempo através de diferentes processos.

Processos erosivos e deposicionais têm sido observados em diversas praias arenosas ao longo das linhas de costa terrestres, incluindo o litoral brasileiro. Estudos relacionados à erosão das praias e observações de campo evidenciam o problema, que apesar de ser um processo natural da dinâmica praial, sua intensificação está intimamente relacionada com as ocupações indiscriminadas que se instalam junto ao ambiente praial nas diversas regiões do mundo e do Brasil.

Em Santa Catarina cerca de 68% da população está assentada na zona costeira (POLLETE *et al.*, 1995), e o crescente avanço da urbanização, além de causar impactos negativos nos diversos ambientes costeiros, coloca em risco a população residente devido à dinâmica dos processos costeiros que atuam na modificação e evolução das feições de relevo.

Inserida neste contexto, a ilha de Santa Catarina apresenta um acelerado processo de urbanização devido à expansão imobiliária impulsionada pela indústria do turismo e pela migração de contingentes rurais e não rurais. Contudo, este crescimento urbano tem ocorrido de forma desordenada caracterizada por ocupações instaladas em locais inadequados como encostas, mangues, dunas e praias. Exemplo deste crescimento pode ser observado na região da Lagoa da Conceição, cuja urbanização assentou-se em ritmo acelerado sobre os depósitos da planície costeira.

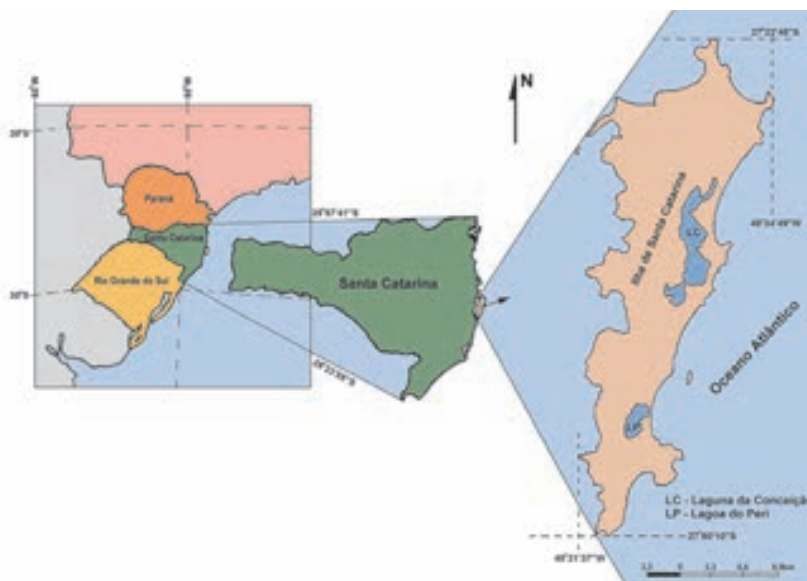
As praias arenosas apresentam uma dinâmica própria em virtude da mobilidade dos sedimentos, transportada pelos efeitos constantes das ondas, correntes litorâneas, marés e ventos. Esta dinâmica resulta em processos de acreção e/ou erosão praial. A erosão pode estar relacionada à ação antrópica que através de construções sobre o ambiente praial intensifica os processos erosivos tornando, conseqüentemente, as ocupações próximas ao ambiente praial vulneráveis ao ataque das ondas em episódios tempestivos mais intensos.

Caracterização fisiogeográfica

A ilha de Santa Catarina, tipicamente costeira (SUGUIO, 1992), tem seus aspectos fisiográficos e estruturais muito semelhantes com aqueles definidos para a região continental, o que possibilita afirmar que a ilha e o continente estiveram unidos durante o tempo em que o nível do oceano Atlântico encontrava-se em posição abaixo do atual.

Os aspectos fisiográficos apresentados incluem informações sucintas de ordem geográfica, climática, geológica, geomorfológica, oceanográfica e paleogeográfica.

Figura 1. Localização da ilha de Santa Catarina no setor Central (IV) do litoral do Estado de Santa Catarina (DIEHL & HORN FILHO, 1996).



Localização geográfica

A ilha de Santa Catarina situa-se no litoral Central (IV) do Estado de Santa Catarina (DIEHL & HORN FILHO, 1996), entre os paralelos de 27°22'45" e 27°50'10" de latitude sul e os meridianos de 48°21'37" e 48°34'49" de longitude oeste (figura 1). A ilha é bordejada inteiramente pelas águas do Atlântico sul, sendo separada da região continental por um estreito canal de cerca de 500m, cujo prolongamento origina as baías Norte e Sul.

Apresenta-se alongada no sentido nordeste - sudoeste; comprimento maior (N-S) de 52,5 km; larguras máxima, média e mínima de 18,8 km, 7,6 km e 1,3 km; respectivamente e, área total de 399 km². Ao longo dos 174,3 km de perímetro total, são exibidos uma diversidade de ecossistemas costeiros, destacando-se as 117 praias arenosas (88 km-50,5%); dunas, lagoas, restingas e costões (71,8 km-41,2%); além de mangues e marismas (14,5km-8,3%).

A BR101 e a BR282 (Via Expressa) são os principais acessos à ilha, tanto no sentido norte como sul. Esta rodovia encontra as pontes Pedro Ivo Campos e Colombo Machado Salles, com extensão aproximada de 1.250m, que interliga o continente à ilha de Santa Catarina. As rodovias estaduais pavimentadas que servem o município: SC401, SC402, SC403, SC404, SC405 e SC406 (IPUF, 1998a), possibilitam acessar o interior da ilha e principalmente as suas 117 praias arenosas.

Clima

O clima da ilha de Santa Catarina apresenta características inerentes ao litoral sul brasileiro, com as estações mostrando, no decorrer do ano, características de clima subtropical (HERRMANN, 1989). De acordo com a classificação de Strahler (1967), o clima da ilha é típico de uma região de latitudes médias, do tipo subtropical úmido.

Segundo Nimer (1989), o clima da região corresponde a um prolongamento climático da região sudeste, incluído no domínio subsequente, úmido, de invernos amenos com um a dois meses mais secos.

Geologia

Caruso Jr. (1993) apresentou o mapa geológico da ilha de Santa Catarina, na escala 1:100.000, definindo que sua geologia é constituída por duas províncias principais: (1) o embasamento cristalino, mais antigo, representado pelas unidades geológicas do Escudo Catarinense e Formação Serra Geral e, (2) a planície costeira, mais recente, representada pelos sedimentos de origem continental, transicional e marinha.

Os maciços do embasamento cristalino apresentam os granitos, riolitos e diabásios como rochas dominantes, enquanto que os sedimentos da planície costeira caracterizam depósitos formados nos ambientes de sedimentação marinha praias, eólico, lagunar e paludial, todos acumulados em um nível marinho mais baixo do que o atual (figura 2).

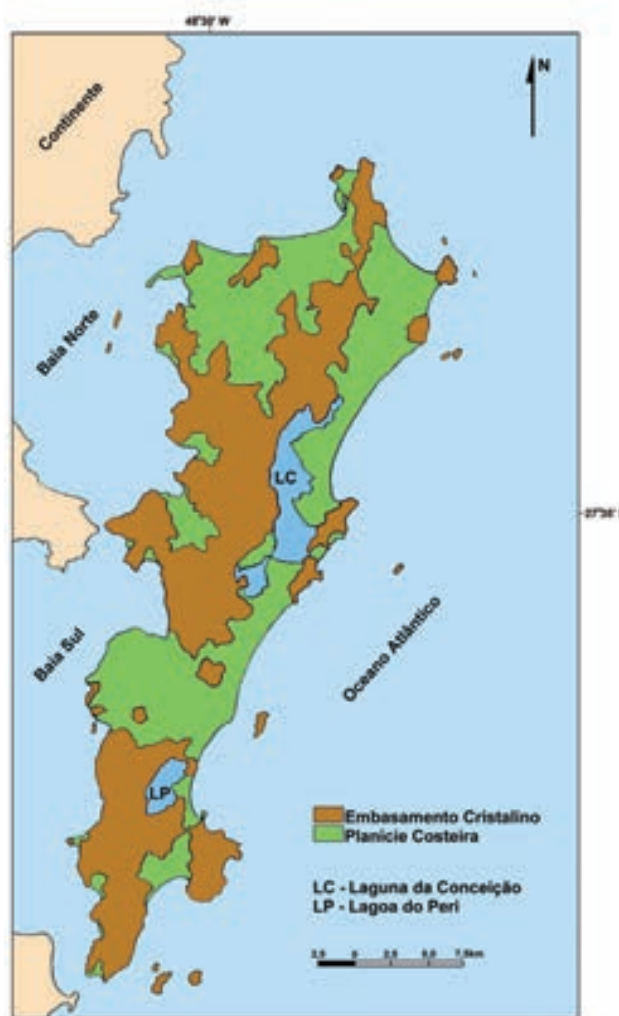


Figura 2. Mapa geológico sucinto da ilha de Santa Catarina (HORN FILHO *et al.*, 2005, no prelo)

Consideram-se igualmente os depósitos de encosta, na interface embasamento cristalino/planície costeira, moldados nas encostas dos morros da ilha, bem como os depósitos antropogênicos dos sambaquis, sobrejacentes às saliências rochosas ou aos depósitos praias, eólicos e lagunares.

Geomorfologia

A geomorfologia da ilha de Santa Catarina, sumarizada por Herrmann & Rosa (1991), apresenta dois domínios morfológicos principais: (1) dos Embasamentos em Estilos Complexos e, (2) das Acumulações Recentes.

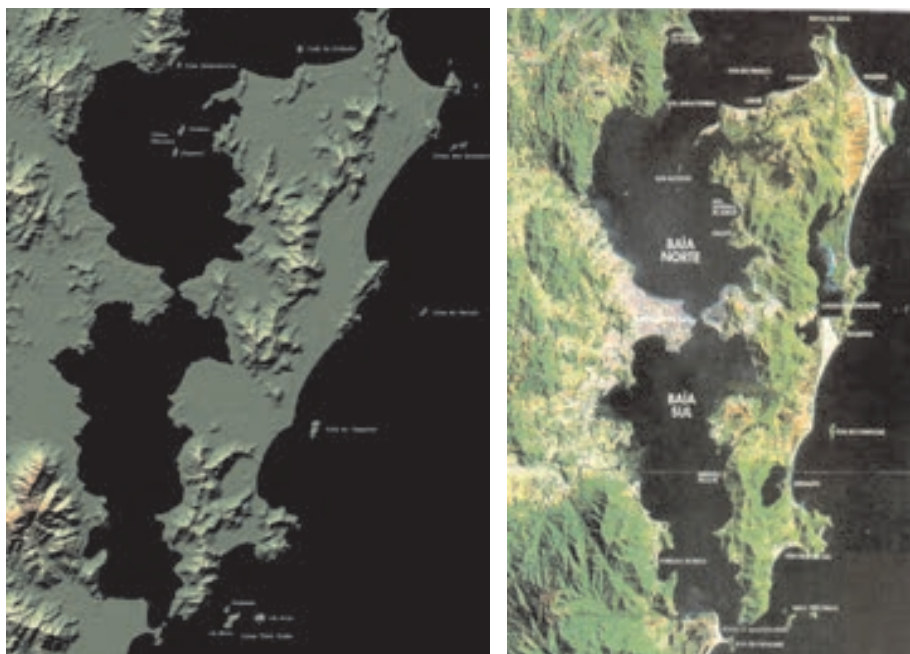


Figura 3. Imagem de satélite onde são observados os núcleos rochosos dos setores Centro-norte e Sul ao longo da ilha de Santa Catarina.

O primeiro compreende a unidade geomorfológica Serras do Leste Catarinense ou Serras Cristalinas Litorâneas (MONTEIRO, 1958) e o segundo, a Unidade Geomorfológica Planícies Litorâneas. A unidade Serras do Leste Catarinense que constitui as terras altas da ilha representa uma seqüência de elevações dispostas de forma subparalela, orientadas no sentido NE-SW, cujas altitudes variam de 75m a 532m, com valores médios de 290m (figura 3).

A unidade Planícies Litorâneas, que representa as terras baixas da ilha, consiste de um complexo de formas de modelado continental-marinho derivado de processos de erosão e/ou acumulação (BORTOLUZZI, 1987). As altitudes médias encontradas na Planície Litorânea estão em torno de 10m, podendo atingir valores maiores adjacentes aos depósitos de encosta e aos depósitos eólicos.

Oceanografia

A oceanografia desempenha importante papel na configuração atual e pretérita da ilha de Santa Catarina, pois apresenta todo seu entorno sujeito a atuação dos agentes da dinâmica oceanográfica, sejam estes de mar aberto ou de áreas protegidas. Entre estes, destaca-se a ação das correntes litorâneas (de deriva e de retorno), das ondas e das marés.

Do ponto de vista oceanográfico, a ilha está dividida em três setores distintos: (1) o litoral oriental, aberto, de alta energia, sujeito totalmente à dinâmica do oceano Atlântico; (2) o litoral norte e sul, semi-aberto, de média energia, típico de uma dinâmica oceanográfica imposta principalmente pelo regime de ventos e, (3) o litoral ocidental, de mar fechado, de baixa energia, sujeito à dinâmica de áreas protegidas do mar aberto (figura 4).

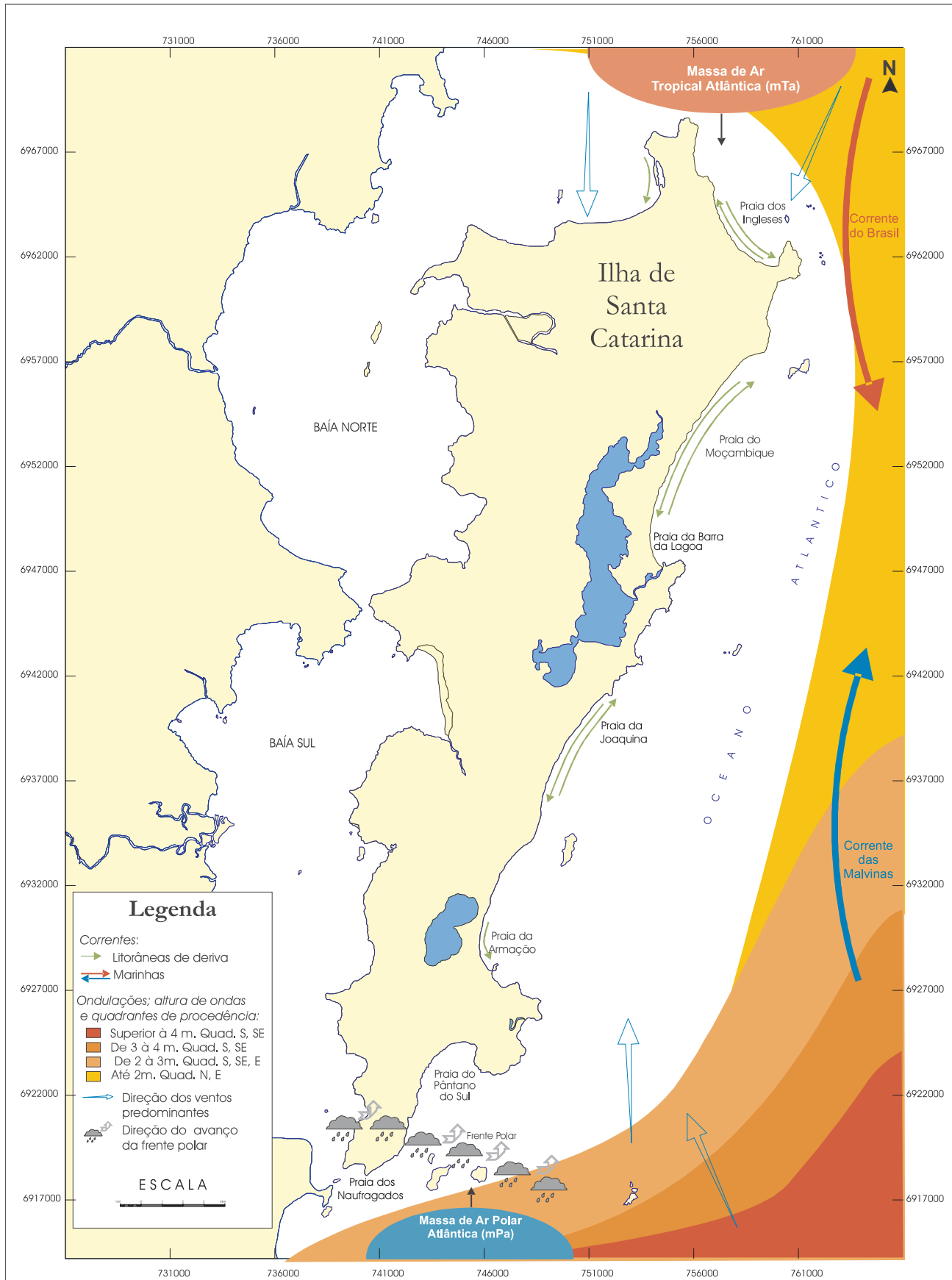


Figura 4. Agentes condicionantes da dinâmica costeira da ilha de Santa Catarina (SIMÓ, 2003).

As marés são do tipo micromarés (<2 m), com regime semidiurno e amplitudes máximas de 1,4m para o porto de Florianópolis (DHN, 2005). Excepcionalmente, as marés interagem na dinâmica oceanográfica da ilha de Santa Catarina, causando erosão nas praias. Outrossim, são determinantes para a formação e manutenção dos manguezais.

Paleogeografia

Em linhas gerais, do ponto de vista evolutivo, a ilha de Santa Catarina, esteve unida à região continental nos tempos geológicos mais pretéritos.

Inicialmente, os núcleos rochosos do embasamento cristalino separaram-se do continente por fatores de ordem predominantemente estrutural. Estes núcleos viriam a formar nos setores centro-norte e Sul da atual configuração, ilhas de um possível arquipélago costeiro, em um nível do oceano Atlântico mais elevado que o atual. Seguiu-se uma sedimentação interna, originando os depósitos de encosta, a partir de processos intempéricos e erosivos, que perdura até os dias atuais.

As fases subseqüentes de subida e descida do nível relativo do mar demonstraram respectivamente, evidências erosivas nas rochas e depósitos pré-formados e de acumulação de sedimentos de diversas origens, cuja deposição foi determinante para unir as ilhas costeiras e conseqüentemente configurar a ilha de Santa Catarina como um todo.

A idade das rochas da ilha varia de 690ma a 120ma, enquanto que os sedimentos da planície costeira foram acumulados predominantemente no Quaternário, mais especificamente durante as épocas do Pleistoceno superior (120 ka – 18 ka) e Holoceno (11 ka até os dias atuais).

Compartimentação geológica-geomorfológica

A ilha de Santa Catarina é banhada pelas águas do oceano Atlântico à leste; pelas enseadas de Canasvieiras e Jurerê e canal Norte, a norte; pela enseada do Pântano do Sul e canal Sul, a sul e pelas baías Norte e Sul, à oeste.

O litoral da ilha é subdividido em seis costas em base às características morfológicas, sedimentológicas e geológicas do litoral (figura 5):

- 1) costa Norte (do pontal da Daniela à praia dos Ingleses);
- 2) costa Nordeste (da praia dos Ingleses à praia da Joaquina);
- 3) costa Sudeste (da praia da Joaquina à praia da Lagoinha do Leste)
- 4) costa Sul (da praia da Lagoinha do Leste à ponta dos Naufragados);
- 5) costa Sudoeste (da ponta dos Naufragados à ponte Hercílio Luz) e
- 6) costa Noroeste (da ponte Hercílio Luz ao pontal da Daniela).

IPUF (1998b) apresentou o inventário das praias do município de Florianópolis,

num total de 90 praias, distribuídas em 72 praias oceânicas, 11 praias continentais e 7 lagunares. Horn Filho *et al.* (2000) apresentaram aspectos fisiográficos, morfológicos e sedimentológicos das praias arenosas da ilha de Santa Catarina, definindo um número total de 117 praias; 75 no setor oeste (costas Noroeste e Sudoeste); 21 no setor norte (costa Norte); 16 no setor leste (costas Nordeste e Sudeste) e 5 no setor sul (Costa Sul).

Estas praias foram agrupadas em 22 sistemas praias, assim distribuídos: 7, na costa Sudoeste; 6, na costa Noroeste; 4, na costa Norte; 2, nas costas Sudeste e Nordeste e 1 na costa Sul. Noventa e sete praias fazem parte dos 22 sistemas praias, enquanto que 20 praias ocorrem isoladamente.

O comprimento médio das praias é de 752 m, a largura média de 14,93 m e a declividade média de 6,9°. As praias do setor Ocidental apresentam areias mais grossas, declividades maiores e largura e comprimento menores. No setor Oriental, as areias exibem variabilidade granulométrica, declividades menores e largura e comprimento maiores.

Intercaladas nos costões rochosos, são observadas praias de pequeno comprimento e constituídas de sedimentos grossos, qualificando-as de praias cascalhosas, tal como descritas por DUARTE *et al.* (1998). Estas em um total de 9 praias, estão assim distribuídas: costa Nordeste – praias Costão do Santinho, Capim Canudo, Testa do Burro e Calhaus do Chuquinca; costa Sudeste – praia Ponta do Retiro e costa Sul – praias do Rigueirão, Pântano do Sul-E, Saquinho e Rigueirão II.

A costa Norte caracteriza-se pela presença de cordões regressivos litorâneos, esporões arenosos, dunas e terraços marinhos e lagunares. As 21 praias são constituídas de areias finas, possuindo largura, declividade e comprimento médios de 20,3 m; 5,5° e 1.139 m, respectivamente.

A costa Nordeste apresenta 8 praias arenosas com tamanho de grão médio/grosso a fino. A largura média é de 32,1 m, a declividade média de 5,5° e o comprimento médio de 2.313 m. Destaca-se neste setor, a laguna da Conceição, os promontórios rochosos e os depósitos eólicos, marinhos e lagunares.

A costa Sudeste apresenta nas extremidades Norte e Sul, promontórios rochosos de natureza granítica e riolítica. No setor Central, afloram depósitos marinhos e eólicos de idade pleistocênica e depósitos eólicos holocênicos. Destaca-se ao sul, a lagoa do Peri, constituindo expressivo manancial de água doce. As 8 praias

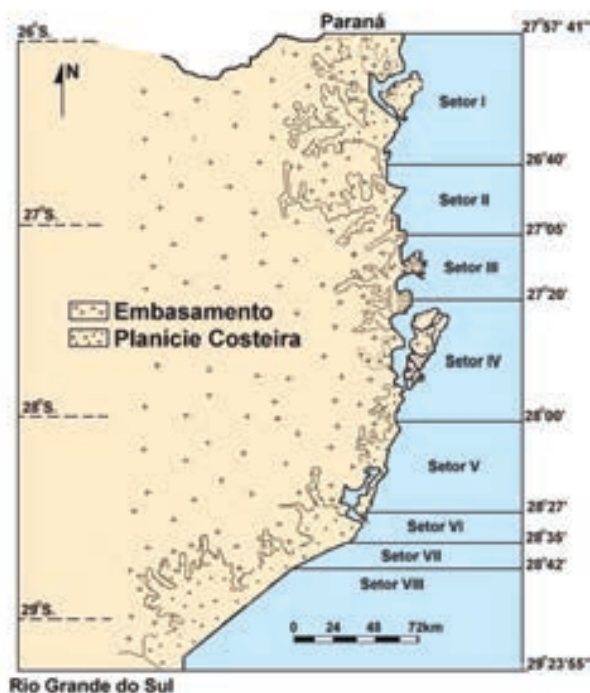


Figura 5. Compartimentação geológica – geomorfológica do litoral da ilha de Santa Catarina (HORN FILHO *et al.*, 2005, no prelo).

apresentam sedimentos arenosos, médios a grossos; e largura, declividade e comprimento médios de 26,3 m; 7,1° e 2.415 m, respectivamente.

Na costa Sul, as 5 praias são arenosas, finas, largas (média de 37,6 m), de baixa declividade (média de 4,6°) e comprimento médio de 1.180 m. Caracteriza-se pela presença das elevações cristalinas, além dos depósitos eólicos, marinhos e lagunares, de idade pleistocênica e holocênica.

Na costa Sudoeste são reconhecidas 45 praias, com sedimentos arenosos, finos a grossos, com largura média de 8,9 m, declividade média de 7° e comprimento médio de 273 m. Os maciços cristalinos aparecem muito próximos à costa, além da ocorrência de depósitos lagunares e paludiais (manguezais) de idade holocênica.

A costa Noroeste exibe 30 praias arenosas, de grão médio a grosso; com largura, declividade e comprimento médios de 7,3 m; 8,2° e 286 m, respectivamente. Os maciços cristalinos afloram junto à costa, presenciando-se também depósitos de encosta, sedimentos lagunares e manguezais.

As diferentes praias da ilha são condicionadas do ponto de vista morfodinâmico, morfológico e sedimentológico pelos seguintes parâmetros: (a) ocorrência dos tipos litológicos do embasamento cristalino; (b) presença dos depósitos da planície costeira; (c) influência da drenagem continental; (d) variações morfológicas da antepraia e plataforma continental interna (e) processos físicos da dinâmica costeira (marés, ventos, ondas e correntes litorâneas).

Ao longo da costa da ilha são observadas praias sob regime oceânico, aberto, de alta energia e praias adjacentes às baías, geralmente protegidas e de baixa energia. As principais formas das praias estão relacionadas aos seguintes elementos morfológicos: (a) praias associadas a costas rochosas e montanhosas, originando praias de bolso ou enseada; (b) praias adjacentes a dunas pleistocênicas e holocênicas (c) praias de barreiras holocênicas, separadas dos depósitos da planície costeira por lagunas rasas; (d) praias adjacentes aos terraços marinhos holocênicos; (e) praias de esporões de barreira; (f) praias de tómbolo; (g) praias adjacentes a depósitos paludiais, incluindo os marismas e os manguezais.

Estudos morfossedimentares

Os trabalhos pioneiros que descreveram sedimentologicamente as praias da ilha foram apresentados por Martins *et al.* (1970) e Martins *et al.* (1972). Cruz (1993) e Cruz (1998) deram prosseguimento aos estudos, enfocando desde características geológicas e geomorfológicas até processos deposicionais e erosivos das praias.

Diehl & Horn Filho (1996) comentaram do ponto de vista morfológico os tipos de praias da ilha, complementado pelo trabalho de Abreu de Castilhos & Gré (1997). Horn Filho *et al.* (1997, 1998) elaboraram roteiros geológicos da planície costeira

e zona litorânea adjacente da ilha de Santa Catarina, sendo apresentadas características geológicas e geomorfológicas de algumas praias.

Horn Filho *et al.* (1998) efetuaram uma síntese cronológica dos estudos morfossedimentológicos nas principais praias da ilha de Santa Catarina e Duarte *et al.* (1998) teceram comentários sobre a morfometria das praias cascalhosas da ilha.

Horn Filho *et al.* (1999a) efetivaram um mapeamento das costas e praias da ilha de Santa Catarina, abordando aspectos geomórficos, sedimentológicos e hidrodinâmicos. Este mapeamento foi complementado pelo estudo de Leal *et al.* (1999), que efetivaram uma compartimentação da costa e praias da ilha de Santa Catarina em seis costas, de acordo com suas diferenças geoambientais e oceanográficas.

Na costa Norte, Mendonça *et al.* (1988) desenvolveram estudo sobre os processos atuais de sedimentação e erosão litorânea nas praias da Daniela e Ponta das Canas. Almeida *et al.* (1991) observaram geomorfológicamente a praia do Forte, ressaltando a dinâmica dos processos geomórficos, traduzido ao longo da praia por processos erosivos na extremidade norte e sedimentação na extremidade sul. Nunes (1997) realizou trabalho sobre os aspectos morfodinâmicos e sedimentares da praia do Forte, mostrando as condições hidrodinâmicas que afetam o perfil praial, a variação destes perfis ao longo de um ano e os principais valores dos parâmetros estatísticos dos sedimentos. Diehl (1997) discorreu sobre os aspectos morfodinâmicos, geoevolutivos, sedimentológicos e ambientais da praia da Daniela, complementado pelo trabalho de Diehl *et al.* (1998). Faraco (1998, 2003) desenvolveu estudo sobre a morfodinâmica e sedimentologia da praia dos Ingleses, abordando possíveis influências das passagens de frentes frias sobre a morfodinâmica praial. Horn Filho *et al.* (1999b) realizaram m estudo das evidências erosivas presentes na praia de Canasvieiras, onde constataram a presença de um foco erosivo no setor nordeste da praia, associado à ocupação antrópica. Peixoto (2005) discorreu sobre aspectos morfodinâmicos e sedimentológicos da praia do Santinho, interrelacionando os mesmos com o desenvolvimento da vegetação pioneira no pós - praia e duna frontal.

Na costa Nordeste, Leal (1998) destacou a presença de um processo erosivo sobre a duna frontal, no setor Central da praia de Moçambique, que apresentou um recuo de 6m ao longo de 10 meses de observação. Leal *et al.* (1998) complementaram este estudo, abordando evidências erosivas no setor Centro - norte da praia, associando a morfologia da antepraia e sua respectiva hidrodinâmica. Leal (1999) apresentou um estudo abordando as mudanças sazonais dos aspectos texturais dos sedimentos praias das praias de Moçambique e Barra da Lagoa, onde demonstram a variação entre um perfil de inverno e outro de verão, com as respectivas alterações granulométricas. Gré *et al.* (1994) reali-

zaram estudo morfodinâmico e sedimentológico na praia Mole. Oliveira *et al.* (1999) analisaram morfológica e granulométricamente as praias lagunares da ilha de Santa Catarina, especificamente a praia das Rendeiras, na laguna da Conceição e as praias Peri norte e sul, na lagoa do Peri, observando sedimentos mais grossos para as praias da laguna da Conceição, mas com características morfológicas pouco distintas.

Na costa Sudeste, Santos (1995) abordou a interrelação entre a dinâmica da vegetação pioneira e os padrões morfossedimentológicos (erosão e acreção) sazonais na praia da Joaquina, complementado pelos estudos de Santos *et al.* (1996 e 1997). Abreu de Castilhos & Corrêa (1991) estudaram a erosão da praia da Armação, atribuindo, entre outros agentes erosivos, a ocupação humana do cordão de dunas frontais. Abreu de Castilhos (1995) apresentou o estudo evolutivo, sedimentológico e morfodinâmico da praia da Armação, complementado pelos trabalhos de Abreu de Castilhos (1997) e Abreu de Castilhos *et al.* (1997) que discorreram sobre a aplicabilidade da técnica utilizando traçadores fluorescentes

na avaliação do transporte litorâneo de sedimentos na praia da Armação. Silveira (1999) e Horn Filho *et al.* (1999) caracterizaram a geomorfologia, sedimentologia, paleogeografia e os aspectos ambientais da praia da Lagoinha do Leste.

Na costa Sul, destaca-se o estudo de Oliveira (2004) que apresentou características morfológicas e sedimentológicas do arco praial Pântano do Sul – Açores, através do monitoramento praial e coleta de amostras de sedimentos superficiais e subsuperficiais.

Destacam-se os resultados das dissertações de mestrado que realizaram monitoramento praial mensal durante o período de 1 (um) ano em diversos perfis praias ao longo das praias da Armação (ABREU DE CASTILHOS, 1995); Joaquina (SANTOS, 1995); Daniela (1997); Forte (1997); Moçambique e Barra da Lagoa (LEAL, 1999); Joaquina, Campeche e Morro das Pedras (TORRONTEGUY, 2002); Ponta das Canas (2002); Pântano do Sul e Açores (OLIVEIRA, 2004) e Santinho (PEIXOTO, 2005)(figura 6).

Os estudos estão concentrados principalmente nas costas Sudeste (praias da Joaquina, Campeche, Morro das Pedras, Armação e Lagoinha do Leste), seguido da costa Norte (praias da Daniela, Forte, Canasvieiras, Ponta das Canas, Ingleses e Santinho); costa Nordeste



Figura 6. Praias da faixa oceânica da ilha onde foram monitorados perfis praias.

(Moçambique, Barra da Lagoa, Mole, Rendeiras e Peri) e costa Sul (Pântano do Sul e Açores), cujas praias estão voltadas para o oceano Atlântico, baía Norte e enseadas de Canasvieiras e Pântano do Sul. Não têm sido apresentados trabalhos relevantes nas costas Noroeste e Sudoeste, adjacentes às baías Norte e Sul da baía de Florianópolis.

Evidências erosivas e deposicionais

Processos erosivos foram observados por diversos autores em várias praias arenosas da ilha de Santa Catarina destacando-se cronologicamente os seguintes trabalhos: Almeida *et al.* (1991), na praia do Forte; Santos (1995), na praia da Joaquina; Abreu de Castilhos (1995), na praia da Armação; Diehl (1997), na praia da Daniela; Nunes (1997), na praia do Forte; Faraco (1998, 2003) e Cruz (1998), na praia dos Ingleses; Leal (1999), nas praias de Moçambique e Barra da Lagoa; Horn Filho *et al.* (1999), na praia de Canasvieiras; Nunes (2002), na praia de Ponta das Canas; Torronteguy (2002), nas praias da Joaquina, Campeche e Morro das Pedras; Oliveira (2004), nas praias do Pântano do Sul e Açores e Peixoto (2005), na praia do Santinho.

Simó (2003) apresentou as principais evidências erosivas nas praias da ilha de Santa Catarina, causadas por processos naturais e por processos naturais incrementados por ação antrópica (figura 7). Comentou também sobre a influência das ressacas sobre os processos erosivos e relacionou as áreas de risco costeiro no litoral da ilha, frente à urbanização e desenvolvimento costeiro.

424

Baseando-se no levantamento bibliográfico e em observações realizadas em campo, pode-se constatar evidências erosivas na maioria das praias estudadas, evidências estas, associadas a processos naturais da dinâmica praial, geradas pelos agentes naturais transformadores da morfologia praial, como ondas, correntes, marés e ventos. É o caso das evidências erosivas encontradas nas praias da Armação (setor Central e Norte); Barra da Lagoa (setor Central e Norte); Campeche (setores Norte e Sul); Daniela (setor Sul); Solidão (setor Central); Forte (setor Norte); Ingleses e Joaquina (em todos os setores); Jurerê (setor Central e Norte); Moçambique e Morro das Pedras (setores Central, e Norte); Naufragados (setores Oeste e Central); Pântano do Sul (setor Central) e Santinho (setor Norte).

Estes processos além de diminuir a faixa de areia da praia e o conseqüente recuo da linha de costa, comprometem as ocupações próximas ao ambiente praial, pois favorecem o avanço do mar propiciando o alcance de ação das ondas em episódios tempestivos.

A intensificação dos processos erosivos está intimamente relacionada com as ocupações indiscriminadas que se instalam junto à praia. Definem-se assim, as evidências erosivas associadas a processos naturais e ação antrópica, geradas de agentes naturais transformadores da morfologia praial conforme descrito acima,

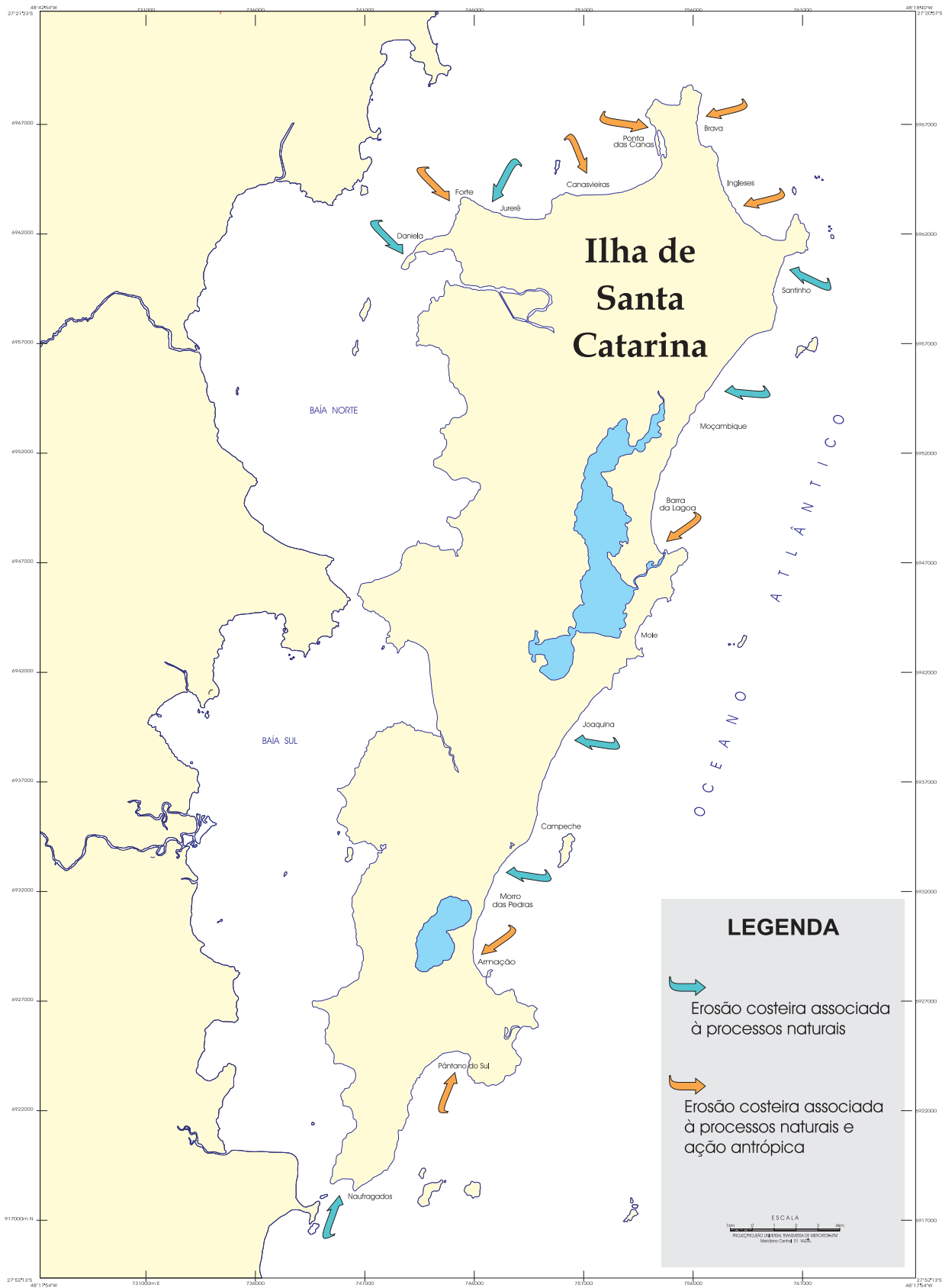


Figura 7. Evidências erosivas ao longo do litoral da ilha de Santa Catarina (SIMÓ, 2003).

intensificadas pela ação antrópica que se caracteriza como ocupação urbana junto ao ambiente praiial, descaracterizando o pós - praia e as dunas frontais, impedindo assim a troca e reposição de sedimentos entre estes ambientes. Destacam-se as evidências erosivas encontradas nas praias da Armação e Barra da Lagoa (setor Sul); Brava (setor Norte); Canasvieiras (setor Centro - leste); Forte (setor Central e Norte); Ingleses (setores Sul e Central); Jurerê (setor Central e Oeste); Naufragados e Pântano do Sul (setor Leste) e Ponta das Canas (setor Norte).

Nas praias com pouca ocupação urbana, após os processos erosivos, constatou-se a recuperação do perfil praiial com ganho sedimentar. Nas praias com densa ocupação urbana junto ao ambiente praiial, a duna frontal foi descaracterizada, impedindo conseqüentemente a troca de sedimentos. Nestas, os processos erosivos foram intensificados pela ação antrópica ocorrendo o recuo da linha de costa, como foi observado nas praias de Armação, Barra da Lagoa, Canasvieiras e Ingleses.

Evidências deposicionais foram constatadas em diferentes áreas do litoral da ilha, resultado de tendências naturais (Holoceno - 5,1 ka ao presente) (tômbolos do Campeche e Caiacangaçu; praias da Daniela e Ponta das Canas e setor Sul da praia dos Ingleses) e de tendências artificiais (Quinário), sob influência antropogênica, destacando-se os aterros das baía de Florianópolis (baías Norte e Sul)

Áreas de risco de erosão costeira

O levantamento das áreas com risco de destruição e/ou danificação de edificações (SIMÓ, 2003) possibilitou a identificação de 6 (seis) praias possuindo edificações com alto grau de risco (Naufragados, Pântano do Sul, Armação, Barra da Lagoa, Canasvieiras e Ingleses); 11 (onze) com médio grau de risco (Solidão, Campeche, Joaquina, Matadeiro, Mole, Santinho, Cachoeira do Bom Jesus, Forte, Ponta das Canas, Sambaqui e Santo António de Lisboa) e 5 (cinco) com baixo grau de risco (Morro das Pedras, Brava, Daniela, Jurerê e Lagoinha do Norte)(figuras 8 e 9).

A distinção das áreas com seus respectivos graus de risco basearam-se em dois critérios: a) características geológicas e oceanográficas dos três setores da costa da ilha de Santa Catarina definidos por Horn Filho *et al.* (2000): setor Leste (de alta energia), setor Oeste (de baixa energia) e setor Norte/Sul (de média energia); b) registros encontrados de destruição e/ou danificação de edificações nas diferentes praias e nas evidências de processos erosivos praiiais constatados ao longo do trabalho. Estes processos são intensificados em locais de intensa ocupação urbana, proporcionando o recuo da linha de costa e conseqüentemente o avanço do mar, cujas edificações ficam mais vulneráveis ao ataque das ondas e ressacas.

As praias que exibem ocupações com alto grau de risco de destruição e/ou danificação de edificações (Naufragados, Pântano do Sul, Armação, Barra da Lagoa, Canasvieiras e Ingleses) com exceção de Naufragados, apresenta-se em locais

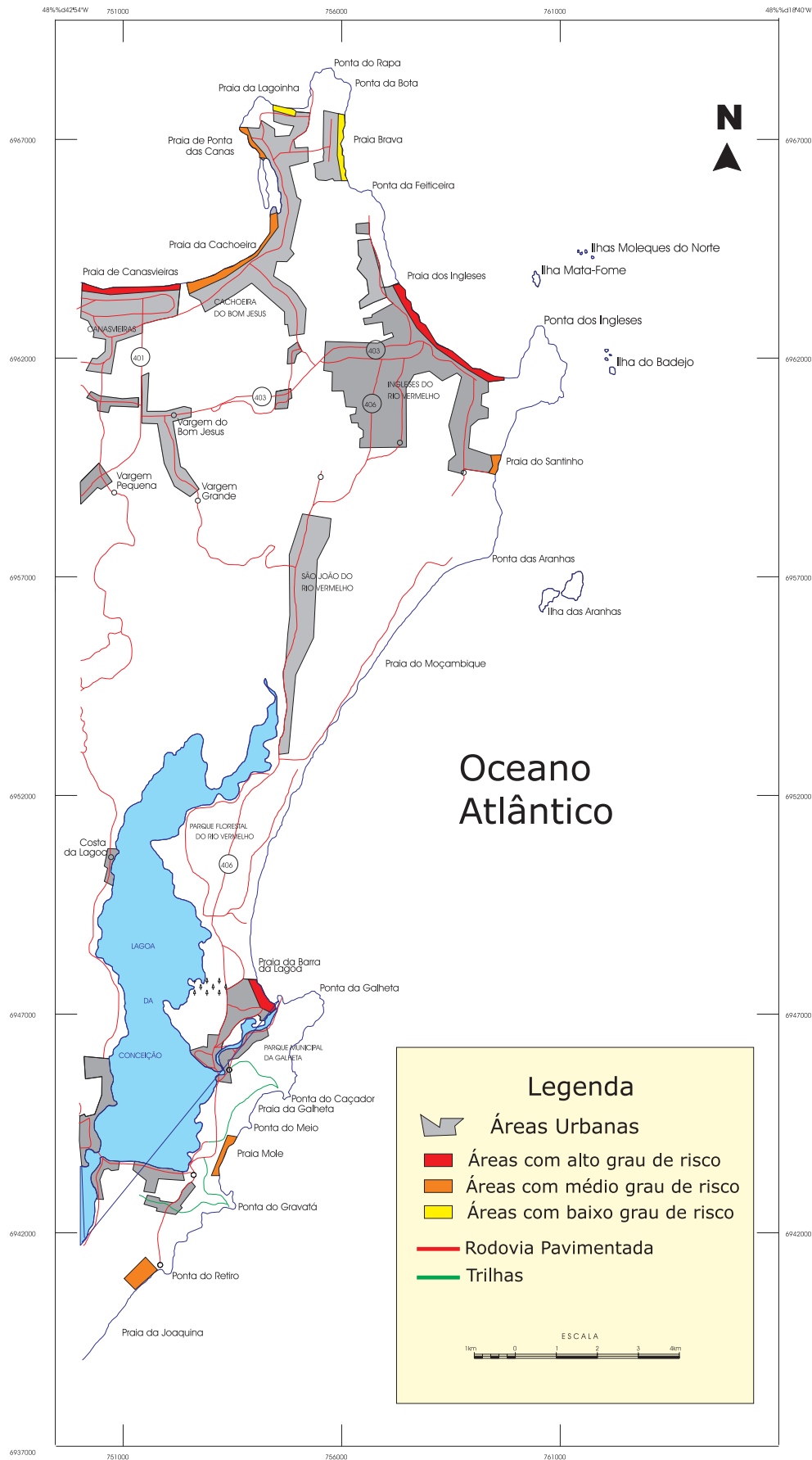


Figura 8. Mapa de identificação das áreas de risco das costas Nordeste e Norte (SIMÓ, 2003).

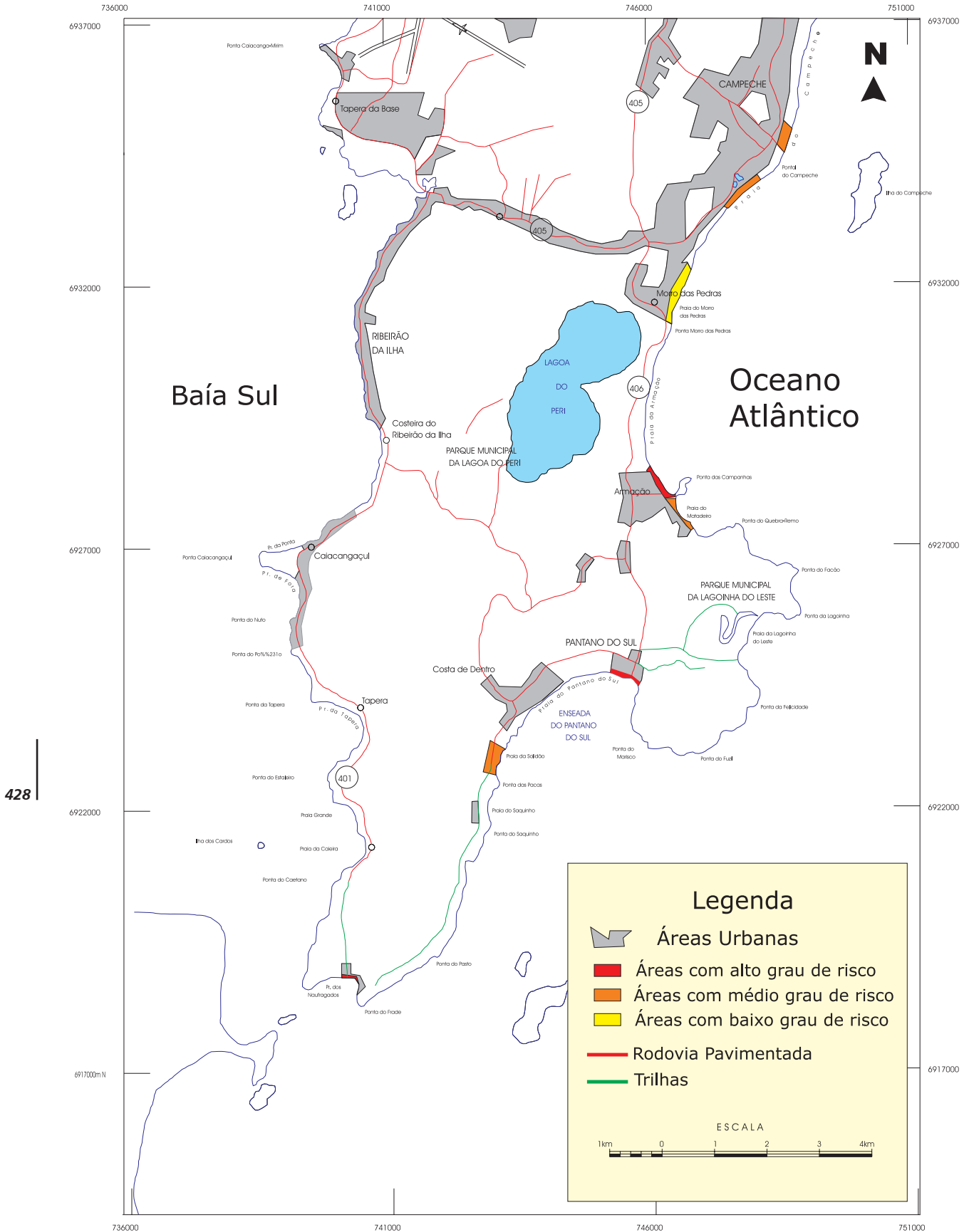


Figura 9. Mapa de identificação das áreas de risco das costas Sul e Sudeste (SIMÓ, 2003).

relativamente protegidos das grandes ondulações provenientes do sul e do quadrante sudeste, estando mais vulneráveis devido ao seu posicionamento geográfico ao ataque das ondulações de nordeste. Contudo, apresentam-se intensamente ocupadas, ocorrendo a presença de evidências erosivas associadas a processos naturais e ação antrópica e conseqüentemente recuo da linha de costa, permitindo o avanço do mar e tornando as edificações destas áreas mais vulneráveis às ressacas.

Uso, periculosidade e balneabilidade das praias



Figura 10. Prática do *sandboard* nas dunas da Lagoa da Conceição junto à praia da Joaquina.

Uso

Um dos maiores atrativos da ilha de Santa Catarina tem sido a rara beleza de seu litoral e de suas praias. Diversos são os usos da zona litorânea da ilha: (1) banhos; (2) práticas desportivas aquáticas como surfe, esqui, *jet-esqui*, vela, *windsurfe*, mergulho, *bodyboard*; (3) práticas desportivas terrestres como *sandboard* (figura 10) e *jogging*; (4) passeios marítimos em escunas; (5) pesca artesanal; (6) maricultura; (7) passeios terrestres ou *trekking*; (8) naturismo e (9) áreas militares.

Periculosidade

Do ponto de vista fisiográfico e oceanográfico, a grande maioria das praias da ilha são próprias para banho, com algumas restrições. As praias podem ser classificadas de acordo com o critério de periculosidade (figura 11), frente aos perigos que as mesmas apresentam, baseado exclusivamente nas condições morfológicas da praia (declividade da antepraia) e nos parâmetros oceanográficos, principalmente devido à influência das ondas e das correntes litorâneas (de deriva e de retorno).

Praias de baixa periculosidade são propícias para banho (bandeira verde); de média periculosidade (restrições locais, bandeira amarela) e de alta periculosidade (impróprias para banhos, bandeira vermelha).

Das 117 praias arenosas da Ilha de Santa Catarina, um total de 83% apresenta baixa periculosidade, representadas principalmente pelas praias das costas Noroeste e Sudoeste, voltadas para as baías Norte e Sul. As praias de média periculosidade, totalizando 10%, merecem cuidados especiais para banho, destacando-se as praias da Daniela, Forte e Brava (costa Norte); Santinho e Gravatá

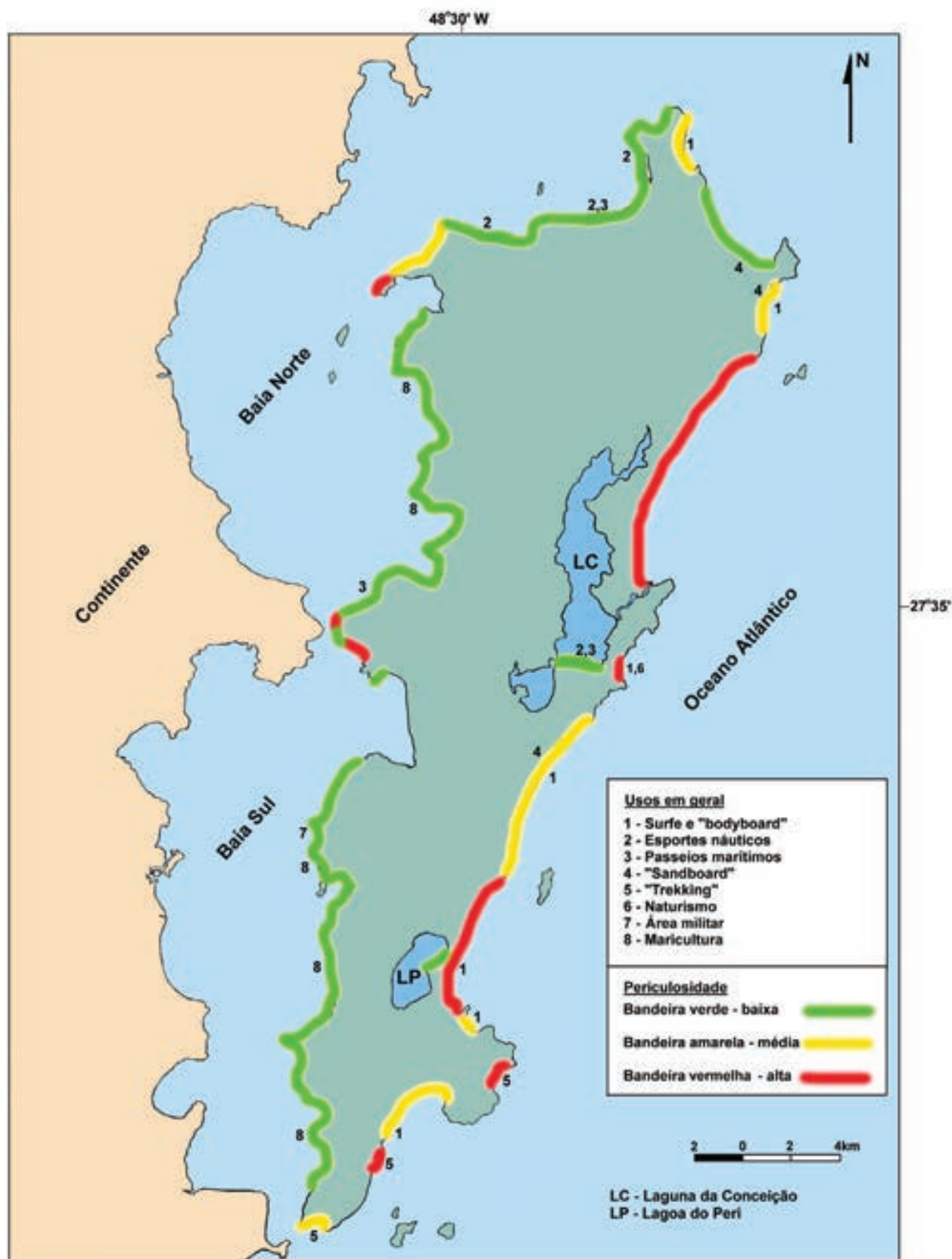


Figura 11. Principais usos e periculosidade das praias da ilha de Santa Catarina (HORN FILHO *et al.*, 2005, no prelo).

(costa Nordeste); Joaquina, Campeche e Matadeiro (costa Sudeste) e Pântano do Sul, Açores, Solidão e Naufragados (costa Sul). Os 7% restantes caracterizam-se por praias impróprias para banho, ressaltando-se a praia do Pontal de Fora (costa Norte); Moçambique e Mole (costa Nordeste); Morro das Pedras, Armação e Lagoinha do Leste (Costa Sudeste); Saquinho (costa Sul) e Ponte (Costa Sudoeste).

Balneabilidade

Quanto a balneabilidade das praias no tocante a qualidade de suas águas, as praias das costas Sul e Sudeste, com exceção das praias próximas ao centro de Florianópolis, mostram águas excelentes e em condições estáveis, da mesma forma que as praias do Santinho (costa Nordeste); Brava, Lagoinha e Forte (costa Norte) e Caieiras da Barra do Sul (costa Sudoeste).

As praias de Moçambique (costa Nordeste), Ingleses, Canasvieiras, Jurerê e Daniela (costa Norte), apresentam suas águas de boa qualidade, entretanto mostrando claramente tendências de regressão. As praias de Sambaqui e Santo Antônio de Lisboa (costa Noroeste) e da Tapera (costa Sudoeste), exibem águas de qualidade muito boa a satisfatória, contudo com tendências geralmente regressivas. As praias dos sistemas praias dos aterros da baía Norte (costa Noroeste)(figura 12) e da baía Sul (costa Sudoeste), adjacentes à Grande Florianópolis, apresentam águas de má qualidade e estáveis.



Figura 12. Visão para norte da praia de São Luiz junto à baía Norte, observando-se no centro da praia, efluentes do esgoto doméstico.

As características de balneabilidade e estabilidade das águas das principais praias da zona litorânea da ilha devem ser estendidas para os demais sistemas praias e praias isoladas adjacentes.

Problemas de degradação ambiental

Nas últimas décadas a ilha de Santa Catarina vem sofrendo grande pressão sobre seus ecossistemas em virtude de ser um centro convergente de pessoas e empreendimentos. Este aspecto se refletiu sobre seu meio ambiente, tendo causado em alguns casos, sérios danos, alguns deles irreversíveis.

Entre os principais focos de degradação ambiental, encontrados nestes ecossistemas, foram constatados: efluentes de esgoto em várias praias (costas Norte, Noroeste e Sudoeste), bem como na laguna da Conceição e nos manguezais; ocupação irregular, principalmente para especulação imobiliária, sobre o pós -

praia (Canasvieiras, Ingleses, Armação, Pântano do Sul, Barra da Lagoa e Ponta das Canas); processos erosivos no cordão praial, associados à causas antrópicas (Canasvieiras, Armação, Ingleses, Barra da Lagoa e Ponta das Canas); descaracterização das restingas pela introdução de espécies exóticas (*Pinnus eliotti* e *Eucalyptus sp*) (praia de Moçambique); extração de areia e ocupação das dunas (Ingleses/Santinho e Joaquina/laguna da Conceição); ocupação habitacional e extrativismo da flora e fauna dos manguezais (Ratones, Itacorubi e Rio Tavares).

Tais focos têm sido constatados por diversos autores que estudaram os variados ecossistemas, onde se ressalta a unanimidade dos mesmos quanto à preocupação sobre o rumo que o processo de ocupação da ilha de Santa Catarina tomou, e das conseqüências decorrentes do mesmo, sobrepondo-se usos inadequados dos diferentes ambientes, muitos deles extremamente sensíveis, gerando danos muitas vezes irreversíveis, o que poderá a vir afetar as características geológicas, geomorfológicas e biológicas dos ecossistemas costeiros (figura 13).

Ressalta-se, que simples medidas mitigadoras não resolverão os problemas ambientais da ilha, e necessário se faz, antes de tudo, que haja um controle maior sobre os espaços a serem ocupados e uma vigilância mais efetiva sobre os que não podem ser ocupados. Mas acima de tudo, o importante é que haja uma conscientização da sociedade no sentido de preservar o meio ambiente, garantindo deste modo, um espaço habitável às gerações futuras.

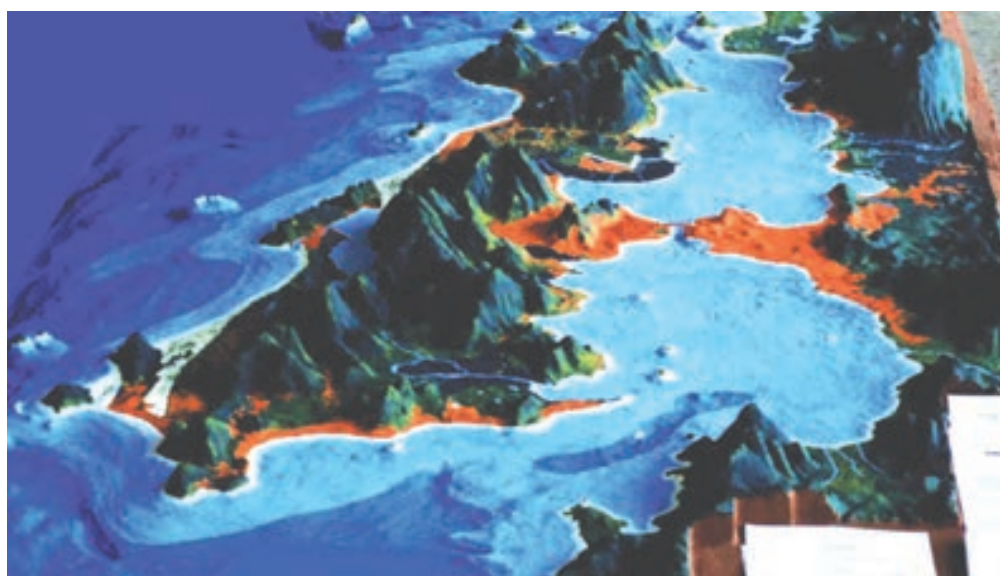


Figura 13. Maquete que exhibe uma visão geral, de norte para sul, da ilha de Santa Catarina, oceano Atlântico, baía de Florianópolis e região continental (Laboratório de Cartografia e Fotointerpretação, GCN, UFSC).

Considerações finais

A modificação das características morfológicas e sedimentológicas originais dos sedimentos praias e dos depósitos da planície costeira à retaguarda, motivada principalmente pela expansão imobiliária e indústria do turismo, tem sido fundamental para que se realize pronunciada erosão na duna frontal e pós - praia de boa parte das praias da ilha de Santa Catarina. Exemplo evidente da especulação imobiliária ocorre na praia Brava, na costa Norte da ilha de Santa Catarina, que em 60 anos, modificou completamente sua paisagem costeira. A retirada da vegetação pioneira e a conseqüente sobreposição de material de aterro sobre os depósitos pré - existentes, acelera pronunciadamente esta erosão, acarretando na destruição dos sedimentos dos setores praias e dunar.

Durante os episódios de nível de mar de maior energia, associado às marés de sizígia e à entrada de frentes frias na costa da ilha de Santa Catarina (ressacas), as evidências erosivas tornam-se ainda mais pronunciadas, expondo os depósitos da planície costeira até então encobertos. Exemplo são os registros de antigos depósitos marinhos praias de idade pleistocênica e de depósitos paludiais (turfaços) de idade holocênica no pós - praia.

Acredita-se que a solução para a problemática está ligada primeiramente à prevenção no que se diz respeito às ocupações irregulares e clandestinas de áreas próximas aos ambientes praias, entretanto, esta medida protege apenas áreas ainda não ocupadas. Quanto às áreas já ocupadas, a solução, numa medida mais drástica, seria o remanejamento das populações residentes para locais mais seguros de forma justa e coerente para com as mesmas.

Atualmente verifica-se a execução de diversos tipos de obras de contenção da abrasão marinha e proteção das edificações próximas ao litoral, como a construção de muros junto à praia. Estas obras podem num primeiro momento servir como proteção às edificações, entretanto, pode também acentuar a erosão praias e o conseqüente recuo da linha de costa. A construção de espigões transversal ou paralelamente à linha de costa possibilita o acúmulo de sedimentos protegendo a praia das grandes ondulações, mas descaracteriza o ambiente praias por ser uma obra totalmente artificial com relação ao ambiente. Acredita-se que os aterros hidráulicos são a melhor solução no caso de recuperação de praias arenosas, mas o custo é elevado.

Considera-se então que para evitar a ocorrência de mais destruição de edificações próximas ao ambiente praias a necessidade de realizar um trabalho de prevenção e conscientização da problemática por parte dos órgãos governamentais em parceria com a população e a Universidade, tendo como objetivos principais conter a ocupação urbana em áreas de risco e realizar um monitoramento praias anual com a intenção de prever posteriores episódios de ressacas para que com isso se possa alertar com antecedência a população em situação de risco.

Referências bibliográficas

- ABREU DE CASTILHOS, J. 1995. Estudo evolutivo, sedimentológico e morfodinâmico da praia da Armação – ilha de Santa Catarina, SC. Florianópolis. 134p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- ABREU DE CASTILHOS, J. 1997. Morphodynamic and evolutive study of the *Armação* beach, Santa Catarina island, Brazil. In: SIERRA DE LEDO, B.; KLINGEBIEL, A.; SORIANO-SIERRA, E. (eds.). Atas, Colóquio Franco-Brasileiro – Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina. Florianópolis: UFSC, pp.227-228.
- ABREU DE CASTILHOS, J. & CORREA, C.H.T. 1991. Avaliação preliminar dos processos erosivos na praia da Armação - ilha de Santa Catarina. Florianópolis - SC. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4., Porto Alegre, 1991. Anais... Porto Alegre: UGB/UFSC. v.1. pp.298-299.
- ABREU DE CASTILHOS, J. & GRÉ, J.C.R. 1997. Praias da ilha de Santa Catarina: caracterização morfológica e problemas de erosão costeira. In: SIERRA DE LEDO, B.; KLINGEBIEL, A.; SORIANO-SIERRA, E. (eds.). Atas, Colóquio Franco-Brasileiro – Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina. Florianópolis: UFSC, pp.107-113.
- ABREU DE CASTILHOS, J.; HOWA, H.; RESSEGUIER, A. de. 1997. Application de la technique de tracage fluorescent dans l'evaluation du transport cotier a la plage d'*Armação*, Ile de *Santa Catarina*, Bresil. In: SIERRA DE LEDO, B.; KLINGEBIEL, A.; SORIANO-SIERRA, E. (eds.). Atas, Colóquio Franco-Brasileiro – Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina. Florianópolis: UFSC, pp.95-106.
- ALMEIDA, E. S.; ABREU DE CASTILHOS, J.J.; SIMON, A. F.; AVILA, E. L.; AUMOND, J.J.; PINTO, N.L.C.; DAL SANTO, N. A.; INFANTE, N. 1991. Observações geomorfológicas na praia do Forte – ilha de Santa Catarina, município de Florianópolis – SC. Geosul, 11:38-54.
- BORTOLUZZI, C.A. 1987. Esboço geomorfológico de Santa Catarina. In: SILVA, L.C. da & BORTOLUZZI, C.A. (eds.). Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina - E=1:500.000. Florianópolis: Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina. N.1. Série: Mapas e Cartas Síntese, 3, Seção Geologia, 3. DNPM/SC. p.133-167.
- CARUSO JR., F. 1993. Mapa geológico da ilha de Santa Catarina – Escala 1:100.000. Texto Explicativo e Mapa. Notas Técnicas, 6:1-28.
- CRUZ, O. 1993. Estudo geomorfológico em áreas costeiras da ilha de Santa Catarina e do continente circunvizinho (Município de Florianópolis, São José, Palhoça, Biguaçu e Governador Celso Ramos). Relatório Técnico Final de Pesquisa – CNPq, 182p.
- CRUZ, O. 1998. A ilha de Santa Catarina e o continente próximo: um estudo de geomorfologia costeira. Florianópolis. Editora da UFSC. 276p.
- DIEHL, F.L. 1997. Aspectos geoevolutivos morfodinâmicos e ambientais do pontal da Daniela, ilha de Santa Catarina (SC). Florianópolis. 131p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- DIEHL, F.L. & HORN FILHO, N.O. 1996. Compartimentação geológico-geomorfológica da zona litorânea e planície costeira do Estado de Santa Catarina. Notas Técnicas, 9:39-50.
- DIEHL, F.L.; KLEIN, A. H. da F.; CALLIARI, L.J.; HORN FILHO, N.O. 1998. Coastal evolution of the *Daniela* spit, *Santa Catarina* island, southern Brazil. Journal of Coastal Research, SI ICS'98 Proceedings, Fort Lauderdale, 26:156-64.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO – DHN. 2005. Tábua de marés para o porto de Florianópolis.
- DUARTE, G.M.; MEDEIROS, J. de; RAMOS, M.P.; OLIVEIRA, L. de; CUNHA, F.J.L.; MUDAT, J.E. 1998. Praias de cascalho na ilha de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2., Florianópolis, 1998. Resumos Expandidos. Florianópolis: UGB/UFSC. Geosul, 27:260-268.
- FARACO, K. R. 1998. Estudo morfodinâmico e granulométrico da praia dos Ingleses, ilha de Santa Catarina, SC. Florianópolis. 68p. Monografia (Bacharelado em Geografia) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- FARACO, K. R. 2003. Comportamento morfodinâmico e sedimentológico da praia dos Ingleses, ilha de Santa Catarina – SC, durante o período de 1996-2001. Florianópolis. 123p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- GRÉ, J. C. R., ABREU DE CASTILHOS, J. A., HORN FILHO, N. O. 1994. Morphodynamic and sedimentological study of the *Mole* beach, *Santa Catarina*, Brazil. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14., Recife, 1994. Abstracts... Recife: IAS. pp. J-23.
- HERRMANN, M.L.P. 1989. Aspectos ambientais da porção Central da ilha de Santa Catarina. Florianópolis. 229p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- HERRMANN, M. L. P. & ROSA, R. D. 1991. Relevo da ilha de Santa Catarina. In: ENCONTRO NACIONAL ESTUDOS MEIO AMBIENTE, 3, Londrina, 1991. Anais... Londrina: UEL/NEMA, v.2, p.1-15.

- HORN FILHO, N.O.; BONETTI FILHO, J.; GRÉ, J.C.R.; PORTO FILHO, E. 1998. Uma visão geológica e geomorfológica do domínio costeiro da ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2., Florianópolis, 1998. Resumos Expandidos. Florianópolis: UGB/UFSC. Geosul, 27:284-288.
- HORN FILHO, N.O.; DIEHL, F.L.; GRÉ, J.C.R.; ABREU DE CASTILHOS, J.; KLINGEBIEL, A. 1997. Roteiro geológico da planície costeira e zona litorânea adjacente – ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. In: KLINGEBIEL, A.; SIERRA DE LEDO, B.; SORIANO-SIERRA, E.J. (eds.). Gestion de la Zone Littorale de L'île de Santa Catarina (Brasil) – Manejo Costeiro da Ilha de Santa Catarina (Brasil), Actes du Colloque Franco-Brésilien – Atas do Colóquio Franco-Brasileiro. Florianópolis: Aquitaine Ocean, pp.291-314.
- HORN FILHO, N.O.; DIEHL, L.F.; LEAL, P. C. 1998. Síntese cronológica dos estudos morfo-sedimentológicos nas praias da Ilha de Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2., Florianópolis. Resumos Expandidos... Florianópolis: UGB/UFSC. Geosul, 27:279-283.
- HORN FILHO, N.O.; LEAL, P. C.; OLIVEIRA, J. S. de. 2000. Ilha de Santa Catarina, SC - Brasil: 88km de praias arenosas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS, Itajaí, 2000. Resumos... Itajaí: UNIVALI, p.164-165
- HORN FILHO, N.O.; LEAL, P. C.; OLIVEIRA, J. S. de. 2005. Atlas das praias arenosas da ilha de Santa Catarina, SC – Brasil (no prelo).
- HORN FILHO, N. O.; OLIVEIRA, J. S. de; LEAL, P. C. 1999a. Mapping the Santa Catarina island's coast, Santa Catarina, southeastern, Brazil. In: COASTAL ZONE 99. San Diego, 1999. Abstracts: pp.401-403.
- HORN FILHO, N.O.; OLIVEIRA, J.S. de & LEAL, P. C. 1999b. Evidências erosivas na praia de Canasvieiras, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. In: XII SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 1999, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos... UERJ, p.127-129.
- HORN FILHO, N.O.; OLIVEIRA, J. S. de; SILVEIRA, M. C. da; PEREIRA, M.A; OLIVEIRA, M. S. C. de; .NÓBREGA, M.R; TOMAZZOLI, E.R.; PINTO-COELHO, C. 1999. Geologia do Quaternário costeiro do Parque Municipal da Lagoinha do Leste, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8., Porto Seguro, 1999. Resumos Expandidos... Porto Seguro: ABEQUA, Cd-ROM HEO-010-PFD.
- INSTITUTO DE PLANEJAMENTO URBANO DE FLORIANÓPOLIS - IPUF. 1998a. Mapa físico - político do município de Florianópolis. 4ªed., revisada e atualizada. Florianópolis.
- INSTITUTO DE PLANEJAMENTO URBANO DE FLORIANÓPOLIS - IPUF. 1998b. Mapa de localização das praias do município de Florianópolis. Florianópolis.
- LEAL, P. C. 1998. Aspectos morfodinâmicos e sedimentológicos da praia de Moçambique, Ilha de Santa Catarina. Relatório Final Funpesquisa – UFSC. 40p.
- LEAL, P. C. 1999. Sistema praias Moçambique – Barra da Lagoa, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil: Aspectos morfológicos, morfodinâmicos, sedimentológicos e ambientais. Florianópolis. 125p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- LEAL, P. C.; HORN FILHO, N.O.; OLIVEIRA, J.S. de. 1998. Evidências erosivas do setor centro-norte da praia de Moçambique, ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2., Florianópolis, 1998. Resumos Expandidos. Florianópolis: UGB/UFSC. Geosul, 27:229-231.
- LEAL, P. C.; HORN FILHO, N.O.; OLIVEIRA, J.S. de. 1999. Compartimentação geoambiental do litoral da ilha de Santa Catarina, Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 7., Foz do Iguaçu, 1999. Resumos... Foz do Iguaçu: SBG/Paraná. pp.122.
- 4MARTINS, L. R.; GAMERMANN, N.; SCHEIBE, L. F.; TEIXEIRA, V. H. 1970. Sedimentologia da ilha de Santa Catarina - areias praias. Boletim da Escola de Geologia, Publicação Especial, 18:1-55.
- MARTINS, L.R.S.; JOST, H.; VILLWOCK, J.A.; MARTINS, I. R.. 1972. Misturas populacionais e efetividades de energia ambiental. Pesquisas, 1:13-24.
- MENDONÇA, M.; CARVALHO, L. R.; SILVA, A.D.; SLOMPO, C.T.; RIBEIRO, C.M.B.; FREITAS, J.O.; ROSA FILHO, O.; FUCHS, R.B.H.; SOUZA, R. R.; FERREIRA, S. B.; MENDONÇA, S. 1988. Estudo preliminar da geomorfologia da ilha de Santa Catarina: Daniela e Ponta das Canas, município de Florianópolis – SC. Geosul, 3(5):52-74.
- MONTEIRO, C.A.F. 1958. Esboço geomorfológico. In: Atlas geográfico de Santa Catarina. Departamento Estadual de Geografia e Estatística. Florianópolis. p.24-27.
- NIMER, E. 1989. Clima - região Sul. Geografia do Brasil, IBGE.
- NUNES, M. G. 1997. Estudo morfodinâmico, sedimentológico e evolutivo da praia do Forte – ilha de Santa Catarina, SC. Florianópolis. 40p. Monografia (Bacharelado em Geografia) – Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- NUNES, M. G. 2002. Estudo morfossedimentar do sistema praias – lagunar de Ponta das Canas, ilha de Santa Catarina, SC. Florianópolis. 133p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.

- OLIVEIRA, J.S. de; LEAL, P. C. & HORN FILHO, N.O. 1999. Análise comparativa morfológica e granulométrica das praias lagunares da ilha de Santa Catarina – SC, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE LIMNOLOGIA, 7. Florianópolis, 1999. Resumos Expandidos...Florianópolis.
- OLIVEIRA, U. R. de. 2004. Comportamento morfodinâmico e granulometria do arco praiial Pântano do Sul – Açores, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Florianópolis. 102p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- PEIXOTO, J.R.V. 2005. Análise morfossedimentar da praia do Santinho e sua relação com a estrutura e dinâmica da vegetação “pioneira” da duna frontal, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. Florianópolis. 97p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- POLLETE, M.; SOUZA, J. G. & MAZZER, A. M. 1995. Geoeecologia da paisagem costeira do Estado de Santa Catarina. In: REGIONAL CONFERENCE OF LATIN AMERICAN AND CARIBBEAN COUNTRIES – INTERNATIONAL GEOGRAPHICAL UNION, LATIN AMERICAN IN THE WORLD: ENVIRONMENT SOCIETY AND DEVELOPMENT. Havana, Cuba. Resumos...200p.
- QUATRO RODAS.1997. Guia de praias 97. Editora Abril. 226p.
- SANTOS, C. R. 1995. Interrelação entre a dinâmica da vegetação “pioneira” e os padrões morfossedimentológicos sazonais na praia da Joaquina, ilha de Santa Catarina, Brasil. 1995. Florianópolis. 207p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.
- SANTOS, C. R. dos; CASTELLANI, T.T.; HORN FILHO, N.O. 1996. “Pioneer” vegetation at the beach and foredunes in *Joaquina* beach, *Santa Catarina* island, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 68(3):495-508.
- SANTOS, C. R. dos; HORN FILHO, N.O.; CASTELLANI, T.T. 1997. Estudo geológico e ambiental da praia da Joaquina (SC). In: ABSALÃO, R. S. & ESTEVES, A.M. (eds.). *Oecologia Brasiliensis - Ecologia de Praias Arenosas do Litoral Brasileiro*, 3:259-270.
- SILVEIRA, M. C. da. 1999. Aspectos fisiográficos e ambientais do Parque Municipal da Lagoinha do Leste, ilha de Santa Catarina, SC – Brasil. 75p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Bacharelado em Geografia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- SIMÓ, D.H. 2003. Ressacas e áreas de risco no litoral da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. 130p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Bacharelado em Geografia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.
- STRAHLER, A. N. 1967. *Physical Geography*. 3ªed. New York: John Wiley. 462p.
- SUGUIO, K. 1992. *Dicionário de geologia marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol*. São Paulo: Biblioteca de Ciências Naturais/USP, V.E.171p.
- TORRONTÉGUY, M. de C. 2002. Sistema Joaquina – Morro das Pedras e praias adjacentes da costa leste da ilha de Santa Catarina: aspectos morfodinâmicos, sedimentológicos e fatores condicionantes. Florianópolis. 158p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.

Agradecimentos

À Universidade Federal de Santa Catarina, através do Departamento de Geociências e Programa de Pós-graduação em Geografia, pela infraestrutura; à Diretoria Estadual de Defesa Civil do Estado de Santa Catarina, ao Centro de Operações da Polícia Militar do Município de Florianópolis, ao Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis, ao Centro Integrado de Meteorologia e Recursos Hídricos de Santa Catarina – CLIMERH e ao Departamento de Hidrografia e Navegação, pelos dados recebidos. Agradecimento especial ao bacharel em Geografia, Daniel Higuera Simó, pelas informações prestadas e ilustrações de sua monografia imprescindíveis ao desenvolvimento deste trabalho.

Lauro Calliari

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA – LOG, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG

Elírio E. Toldo Jr.

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – CECO, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS

João L. Nicolodi

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – IG/ UFRGS

Nikolai Speranski

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA , DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG

Luiz E. S. B. Almeida

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS – IPH
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS

Sávio Freire Lima

PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS, IPH/UFRGS

Luciana Slomp Esteves

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG

Luiz R. Martins

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – CECO, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS



RIO GRANDE DO SUL

CLASSIFICAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Lauro Calliari

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS / LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA – LOG

Elírio E. Toldo Jr.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS / CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – CECO

João L. Nicolodi

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – IG/ UFRGS

Resumo

A costa do Rio Grande do Sul é caracterizada por uma longa barreira arenosa com orientação geral Nordeste-Sudoeste. Superimposto nesta orientação geral, alternância de segmentos levemente côncavos e convexos se estendem desde os promontórios rochosos localizados em Torres até o Arroio Chuí na fronteira entre Brasil e Uruguai. A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa das ondas em torno de 1,5 m e um regime de micromaré, proporciona um bom exemplo de uma barreira dominada por ondas, razão pela qual poucas desembocaduras lagunares e fluviais existem ao longo de 620 Km de costa. Embora a maré astronômica seja reduzida com amplitude média anual de 0.47 m, tempestades provenientes do quadrante sul induzem marés meteorológicas que ocasionam sobrelevação de 1.3 m amplificando sensivelmente os efeitos de erosão sobre a costa. Deriva litorânea líquida na barreira é em direção ao nordeste, como consequência, praias localizadas a montante das estruturas que fixam os canais de navegação de acesso aos sistemas lagunares e fluviais apresentam acreção. A orla do RS é caracterizada por planícies de cristas de praia com cordões litorâneos largos dominados por ondas. As unidades morfodinâmicas estão predominantemente representadas por praias intermediárias e dissipativas, onde determinados setores intermediários adquirem temporalmente características refletivas. A intensa atividade eólica característica marcante da costa do RS, a presença localizada de afloramentos rochosos e o reduzido número de embocaduras lagunares e fluviais imprimem variabilidades adicionais ao longo da orla.

438

Abstract

The Rio Grande do Sul coastline is characterized by a long sandy barrier with a main Northeast-Southwest orientation. Superimposed in this general trend there are several alternated concave and convex sectors which extends from the rocky headland of Torres to Chuí at the Brazilian-Uruguayan border. Association between continental shelf width, mean significant wave height of 1.5 m and a microtidal regime provides a good example of a wave dominated barrier reason by which there are only five inlets along 620 Km of shoreline. Although the astronomic tide is reduced with a mean annual amplitude of 0.47 m, storms from the southern quadrant induce storm surges which can reach 1.3 m amplifying significantly the erosion effects over the shoreline. Net littoral drift along the barrier is toward northeast. As a consequence, beaches located south of jetties built along the inlets of the coastline are under accretion. The RS shoreline is characterized by a wave dominated barrier composed with wide beach ridges plains. The minor morphodynamic units are mainly represented by intermediated and dissipative beaches where some sectors display temporal reflective characteristics. The intense wind activity, the localized presence of rocky outcrops and the reduced number of inlets imprint additional variability along the coastline.

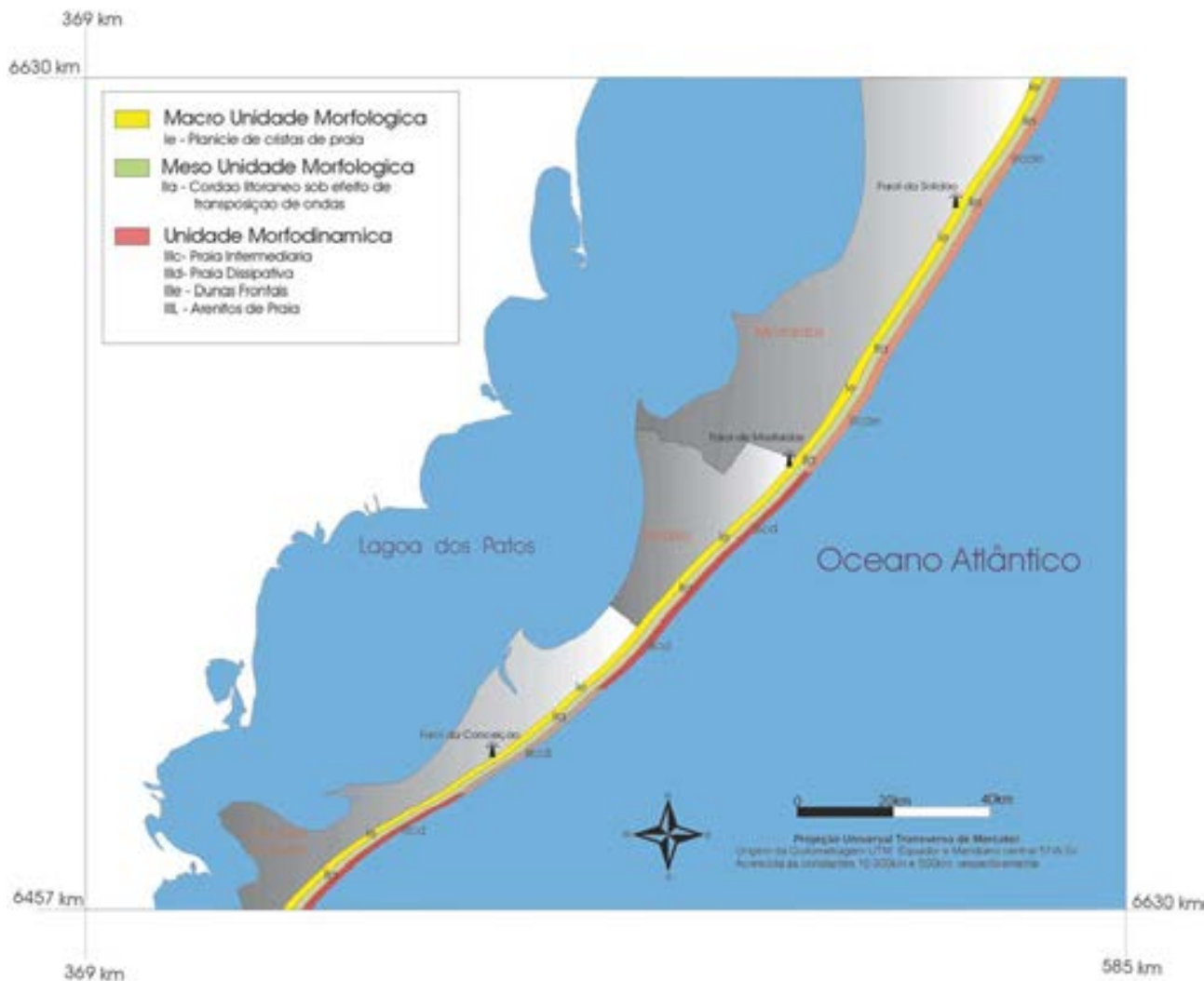
A classificação geomorfológica da linha de costa usada no presente trabalho baseia-se numa proposta elaborada por Muehe (1999) a qual define partindo do geral para o particular, unidades macro e meso morfológicas seguidas de unidades morfodinâmicas (figuras 1, 2 e 3). Segundo o autor a classificação deve ser lida da feição de menor para a de maior hierarquia.

O litoral do Rio Grande do Sul que se estende de Torres ao Chuí é caracterizado por uma linha de costa retilinizada, com orientação SW-NE à frente de sucessões de cordões litorâneos regionalmente denominados de barreiras (Villwock *et al.*, 1986), sendo em muitos pontos recobertos por extensos campos de dunas os quais progradam sobre banhados e um conjunto de lagoas e lagunas costeiras. Tais características permitem classificá-la em termos de unidades macro e meso morfológica em cordão litorâneo largo associado a uma planície de cristas de praia (figuras 1, 2 e 3, legenda Ie IIa). A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa de ondas em torno de 1,5 m e o regime micromaré, proporciona um bom exemplo de uma barreira dominada por ondas, razão pela qual existem somente cinco desembocaduras fluviais (Figuras 1, 2 e 3, legenda IIIk) uma das quais, efêmera ao longo de 640 km de costa.

Com exceção de Torres onde as formações rochosas constituídas de arenitos, basaltos e seqüências vulcano-clásticas, conferem um pequeno grau de proteção à dinâmica costeira, as praias ao longo da costa do RS são totalmente expostas. Predominantemente são constituídas de areia fina quartzosa (Martins, 1967), apresentando baixa declividade (2º) com poucos e inexpressivos cúspides praias. De acordo com as seqüências morfodinâmicas descritas na literatura (Wright & Short, 1984), as praias do RS variam entre intermediárias e dissipativas Tomazelli & Villwock (1992), Calliari & Klein (1992), Toldo *et al.* (1993) e Weschenfelder (1996). Mudanças neste padrão geral ao longo de certos trechos da costa são devidas a variações granulométricas sob a forma de cascalho biodetrítico e areia quartzosa grossa e média provindas da antepraia. Dois trechos de praias um de 45 km e outro de 30 km respectivamente localizados ao sul do farol do Albardão (figura 3, Litoral Sul) e nas proximidades do farol do Estreito (figura 2, Litoral Médio) apresentam características de praias refletivas e intermediárias. A praia nestes locais apresenta declive acentuado (média de 4º), escarpas erosionais no estirâncio e pós-praia e cúspides praias bem desenvolvidos.

ticas morfodinâmicas das praias as dunas frontais variam de bem desenvolvidas a inexistentes ao longo dos setores costeiros. Assim entre Torres e Mostardas as dunas frontais apresentam-se bem desenvolvidas. Redução considerável na altura e continuidade das mesmas são marcantes ao sul de Mostardas e daí até São José do Norte no Litoral Médio. Já no Litoral Sul entre Rio Grande e Chui, Seeliger (1992), classificou o sistema em dunas bem desenvolvidas (*foredunes*), *hummocks* (dunas frontais não coalescentes e menos desenvolvidas) e planícies de areia (*sand flats*), associando sua diferenciação as mudanças de variação da linha de costa e a granulometria das praias. Tal classificação de maneira geral coincide com a variação da morfodinâmica praial ao longo deste setor evidenciada por Calliari & Klein (1993), Tozzi (1999), Tozzi & Calliari (1999), mostrando a estreita inter-relação entre a morfodinâmica praial e o desenvolvimento das dunas frontais. Assim nas proximidades de Rio Grande onde as praias são mais dissipativas e a componente do vento NE é mais efetiva no transporte de areia em direção à costa as dunas frontais são bem desenvolvidas. Já no trecho compreendido entre o Farol do Sarita e 15 km ao sul do Farol do Albardão a combinação de praias intermediárias com a componente de vento NE mais oblíqua à costa contribuem

Figura 2. Classificação geomorfológica da linha de costa com base nas unidades macro e meso morfológicas seguidas de unidades morfodinâmicas para o Litoral Médio do estado.

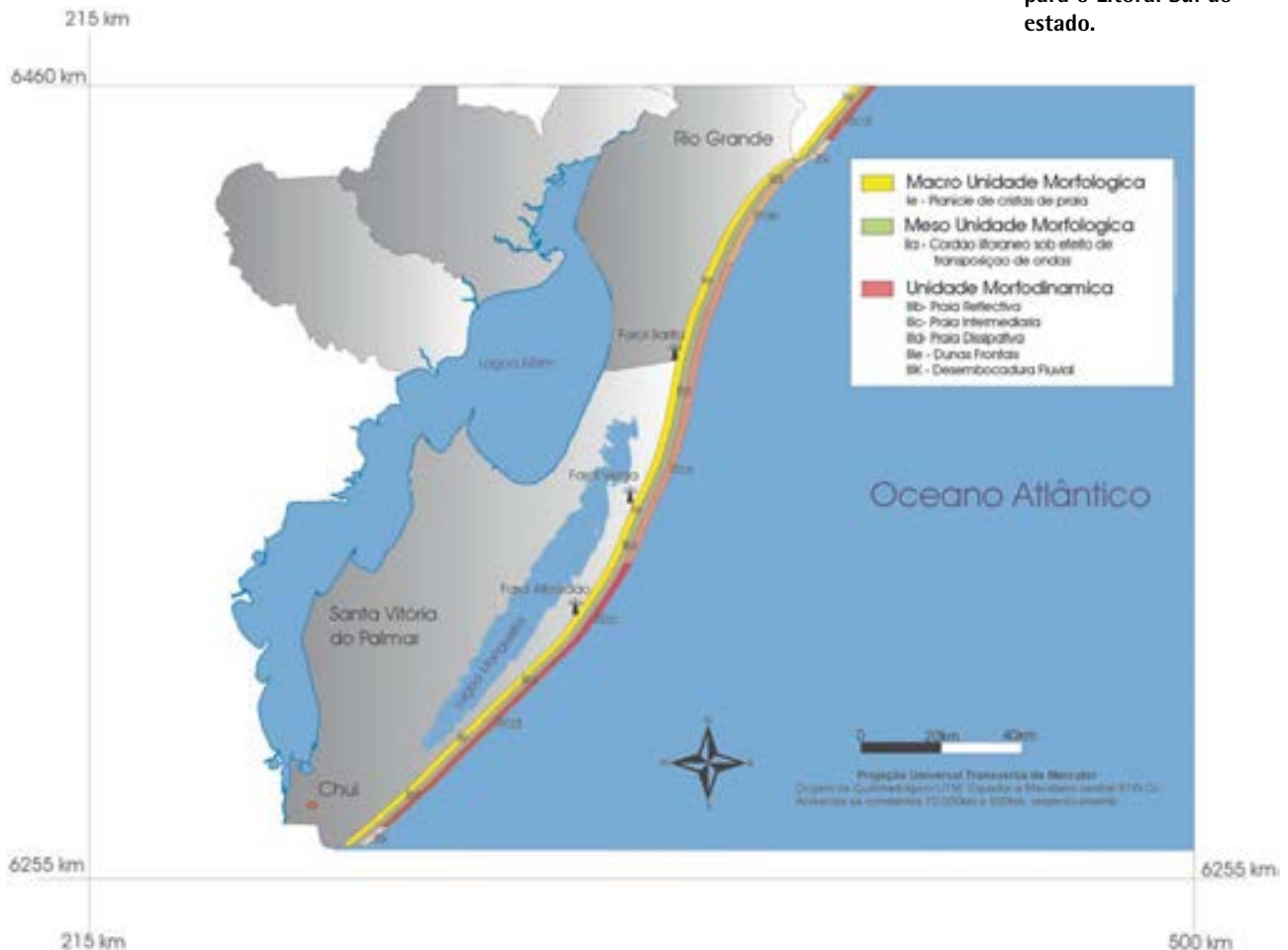


para a formação de “hummocks”. Mais ao sul no trecho correspondente ao setor denominado de “concheiros do Albardão” a associação entre a componente do vento NE paralelo à costa com a presença de praias mais inclinadas constituídas de sedimentos grossos induzem a formação de planícies arenosas caracterizado pela total ausência de dunas frontais.

Os estudos efetuados até o momento pelo CECO (UFRGS) e LOG (FURG), permitem classificar sob o enfoque morfodinâmico os 640 km de praias arenosas ao longo do litoral do RS. Assim as praias de Torres estudadas por Pivel (1997), Pivel & Calliari (1998) indicam que com exceção da praia da Guarita Leste a qual se encontra protegida, as demais praias (Cal, Guarita Oeste, Prainha e Praia Grande) apresentam grandes variações verticais no pacote sedimentar caracterizando assim praias do tipo intermediário.

No Litoral Norte e porção do Litoral Médio até a latitude do farol de Mostardas predominam praias intermediárias a dissipativas (III cde no mapa) com dunas frontais bem desenvolvidas conforme trabalhos desenvolvidos em Tramandaí por Tomazelli & Villwock (1992), Toldo Jr. *et al.* (1993), e entre Imbé e Arroio do Sal por Weschenfelder (1996).

Figura 3. Classificação geomorfológica da linha de costa com base nas unidades macro e meso morfológicas seguidas de unidades morfodinâmicas para o Litoral Sul do estado.



Barletta (1997) e Barletta & Calliari (2000), classificam as praias entre o Farol da Solidão e São José do Norte como predominantemente intermediárias a dissipativas com dunas frontais pouco desenvolvidas (III cd). Estes autores notaram, entretanto variação temporal no estágio morfodinâmico das praias adjacentes ao Farol do Estreito a qual pode se aproximar de estágios refletivos durante períodos de verão quando areia média predomina no pós-praia e estirâncio. Trabalhos anteriores em S.J. do Norte (Alvarez *et al.*, 1981) caracterizaram a alternância dos perfis acrescionais e erosionais durante a passagem de frentes frias.

Embora apresentem o mesmo grau de exposição à dinâmica costeira, as praias do Litoral Sul apresentam maior variabilidade espacial devido a variações texturais dos sedimentos que as compõem. Imediatamente ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos e prolongando-se por 12 km (até os destroços do Navio Altair), encontram-se as praias mais dissipativas da barreira com presença de dunas frontais (III de). Tal fato deve-se a presença dos sedimentos praias mais finos ao longo da costa do RS (entre 2,75 e 2,5 Ø) indicando a influência da descarga lagunar na zona costeira. Isso significa que neste trecho de praia de 12 km a granulometria dos sedimentos é aproximadamente 0.030 mm mais fina que as praias ao sul. Trabalhos efetuados por Calliari & Klein (1993, 1995), Tozzi (1995, 2000), Tozzi & Calliari (2000), Oliveira & Calliari (2000), contribuíram para o detalhamento das características morfodinâmicas e sedimentológicas desta área, a qual sem dúvida constitui-se no trecho de praias mais estudado da costa do RS. Entre os 12 km dos molhes de Rio Grande e o km 165 predominam praias intermediárias com dunas frontais bem desenvolvidas e *hummocks* (III ce). Conforme já mencionado anteriormente, Seeliger (1992), identificou entre Cassino e Chuí três tipos diferentes de sistemas de dunas frontais: entre Cassino e proximidades sul do farolete da Verga, área caracterizada por dunas frontais bem desenvolvidas apresentando expressões topográficas de 3 a 6 m de altura; o extremo sul da área (entre os km 160 e 205 ao sul da barra do Rio Grande), caracterizado por planícies arenosas sem expressões topográficas significativas. Separando estas duas regiões existe uma transição (entre o farolete da Verga e proximidade sul do Farol do Albardão) dominada por dunas do tipo *hummocks* (com expressão topográfica de 1 a 2 m de altura), representando um tipo de fisiografia intermediária entre a planície arenosa e as dunas frontais. Os estudos mais detalhados nesta área foram realizados por Pereira da Silva (1995) e Pereira da Silva & Calliari (1997), quando do estudo do comportamento dos sangradouros entre Rio Grande e Chuí. Variações de volume de sedimentos entre malhas de levantamento topográfico de 50 x 50 entre o pós-praia e o nível médio do mar nestas praias intermediárias acusaram valores da ordem de 800 m³ entre os extremos acrescionais e erosivos devido ao efeito destes cursos d'água efêmeros. Praias reflectivas a intermediárias (IIIbc) ocorrem num trecho próximo ao extremo sul (quilômetros 160 a 205), características estas devida à interação da hidrodinâmica com sedimentos polimodais constituídos por

cascalho e areia grossa biodetrítica e areia quartzosa grossa a fina (Calliari & Klein, 1993), Klein (1996), Klein & Calliari (2000), Serau (1999), Serau & Calliari (2000). Entre os quilômetros 205 e 217 (molhes do Arroio Chuí) ao sul da Barra de Rio Grande as praias são intermediárias a dissipativas (III cd). Nesta região localiza-se os Balneários do Hermenegildo e Chuí, o primeiro submetido a um processo intenso de erosão por marés meteorológicas (*storm surges*) as quais causam freqüentemente perda de patrimônio público e privado em sua zona urbanizada (Calliari *et al.*, 1998; Klein & Calliari, 1997, Esteves *et al.*, 2000).

Referências bibliográficas

- ALVAREZ, J.A., GRÊ, J.C., TOLDO, JR. E.E., 1981. Estudos da praia a nordeste do molhe de Rio Grande, Rio Grande do Sul. Pesquisas, 14: 131-147.
- BARLETTA, R.C., 1997. Aspectos Morfodinâmicos das praias situadas ao norte da desembocadura da Laguna dos Patos-Farol da Conceição e praias adjacentes, R.S. Trabalho de Graduação do curso de Oceanologia da FURG. 77 pp.
- BARLETTA, R.C., CALLIARI, L.J., 2000. Detalhamento dos aspectos atmosféricos e ondulatórios que determinam as características morfodinâmicas das praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul. Universidade do Vale do Itajaí. Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar. Anais o Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, riscos e gestão. Antonio Klein (organizador)- Itajaí: Editora da Univali, 2000, p 168-170.
- CALLIARI, L.J., KLEIN, A.F., 1992. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. 37º Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, SBG. Boletim de Resumos Expandidos V. 1 77, 1992.
- CALLIARI, L.J., KLEIN, A.H.F., 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, R.S. Pesquisas 20 (1), 48-56. UFRGS. Porto Alegre, Brasil.
- ESTEVES, L. S., OLIVEIRA, U.R., SILVA, A.R.P., VRANJAC, M.P., PIVEL, M.A.G., BARLETTA, R.C., VANZA, A., 2000. Seasonal changes in beach profile inducing response of beachfront owners in southern Brazil. Universidade do Vale do Itajaí. Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar. Anais o Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, riscos e gestão. Antonio Klein (organizador)- Itajaí: Editora da Univali, 2000, p 361-362.
- KLEIN, A.H. F., 1996. Concheiros do Albardão: Variações espaço-temporais dos sedimentos e da morfologia praial. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências da UFRGS. 120 p.
- MARTINS, L.R., 1967. Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial da Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 13, 102 p.
- MARTINS, L.R., MARTINS, I.R., VILLWOCK, J.A., CALLIARI, L.J., 1978. Ocorrência de lama na praia do Cassino, (RS). Anais Hidrográficos, 35: 159-170.
- MUEHE, D., 1999. Proposta de itemização e metodológica para o Atlas de Erosão Costeira. (documento preliminar que será inserido no Atlas de Erosão Costeira do Brasil a ser produzido pelo Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM).
- OLIVEIRA, M. B., CALLIARI, L.J., 2000. Evolução de depósitos lamíticos em uma praia arenosa oceânica aberta - Cassino (RS). Universidade do Vale do Itajaí. Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar. Anais o Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, riscos e gestão. Antonio Klein (organizador)- Itajaí: Editora da Univali, 2000, p 148-151.
- PEREIRA DA SILVA, R. 1995. Comportamento morfodinâmico dos sangradouros entre a praia do Cassino e Chuí, RS. Trabalho de Graduação. Curso de Oceanologia, Fundação Universidade do Rio Grande. 43 p.
- PEREIRA DA SILVA, R. E CALLIARI, L.J., 1997. Erosão costeira causada por sangradouros ao longo do litoral sul-riograndense: Trecho Rio Grande - Chuí. In: VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Resumos expandidos p. 420-423. Curitiba, Paraná. Brasil.

- PIVEL, M. A.G., 1997. Caracterização morfodinâmica e sedimentológica das praias de Torres (RS). Trabalho de Graduação. Curso de Oceanologia da FURG. 72p.
- PIVEL, M.A.G., CALLIARI, L. J., 1998. Caracterização preliminar das praias de Torres (RS) sob um enfoque morfodinâmico. XI Semana Nacional de Oceanografia. Oceanografia e suas Interfaces. Resumos expandidos. P 441-443
- SEELIGER, U., 1992. Coastal foredunes of southern Brazil: physiography, habitats, and vegetation. In: Seliger, U. (ed). Coastal plant communities of Latin America. Academic Press, New York, pp 367-381.
- SERAU, A.K., 1999. Alterações morfológicas e sedimentares induzidas por tempestades costeiras. Praia dos concheiros do Albardão, RS, Brasil. Tese de mestrado. Instituto de Geociências da UFRGS. Porto Alegre. 141 p.
- SERAU, A. K. E CALLIARI, L.J., 2000. Variações morfo-volumétricas de uma face praial oceânica do extremo sul do Brasil frente à aproximação, evolução e subsidência de um evento de tempestade costeira. Universidade do Vale do Itajaí. Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar. Anais o Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, riscos e gestão. Antonio Klein (organizador)- Itajaí: Editora da Univali, 2000.P. 90-91
- TOLDO JR. E.E., DILLENBURG, S.R., ALMEIDA, L.E.S.B., TABAJARA, L.L., MARTINS, R.R., CUNHA, L.O.B.P., 1993. Parâmetros morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. Pesquisas. UFRGS, 20 (1): 27-32.
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A. 1992. Considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas, 19 (1): 3-12.
- TOZZI, H.A.M., 1999. Influência das tempestades extratropicais sobre o estoque subaéreo das praias entre Rio Grande e Chuí, RS. Campanha do Outono e Inverno de 1996. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da UFRGS, 115 p.
- TOZZI, H.A.M., CALLIARI, L.J., 2000. Monitoring Storm's impact on Rio Grande do Sul, coastline, southern Brazil. Universidade do Vale do Itajaí. Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar. Anais o Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, riscos e gestão. Antonio Klein (organizador)- Itajaí: Editora da Univali, 2000, p. 186-189.
- TOZZI, H.A.M., CALLIARI, L.J., 2000. Morfodinâmica da Praia do Cassino, RS. Pesquisas em Geociências, 27 (1): 29-42.
- WESCHENFELDER, J. 1996. Variabilidade morfodinâmica das praias oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre: UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Dissertação de mestrado.
- 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.T., 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas: (8). Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica. Instituto de Geociências da UFRGS.
- VILLWOCK, J.A. & MARTINS, L.R., 1972. Depósitos lamíticos de pó-praia, Cassino (RS). Pesquisas, 1 (1): 69-75.
- WRIGHT, L.D., SHORT, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. Marine geology, 56: 93-118.

PADRÕES DE REFRAÇÃO DE ONDAS PARA A COSTA DO RIO GRANDE DO SUL E SUA RELAÇÃO COM A EROÇÃO COSTEIRA

Nikolai Sergevich Speranski

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS / LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA

Lauro Júlio Calliari

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS / LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA

Resumo

O presente trabalho representa uma tentativa de classificar a costa do Rio Grande do Sul (RS) com base em padrões obtidos por diagramas de refração e sua relação com processos costeiros de primeira ordem representados pela erosão e acreção na linha de costa. Ondas relativamente longas, com períodos maiores que 9 s foram consideradas. Diagramas de refração confeccionados com períodos e direção de onda com incrementos respectivamente de 1 s e 10 graus revelaram quatro tipos de processos de tempestade; convergente ou “foco”; divergente; variável e sem refração. Todos demonstraram estabilidade definida em relação a variações no período e direção de propagação das ondas provindas de mar aberto. A classificação é feita na forma de cartas. Os resultados indicam uma forte relação entre a localização de pontos com “foco” de ondas e localidades com praias em erosão. Tais evidências estão relacionada as áreas do farol da Conceição e praia do Hermenegildo, respectivamente localizadas no litoral médio e extremo sul do RS. As áreas tem extensões de 30 Km a 50 Km e as taxas de retração costeira obtidas através de cinco anos de monitoramento de perfis de praia são de 0.5 m/ano na praia do Hemenegildo e 3.6 m/ano no farol da Conceição. Paralelamente não encontrou-se uma relação clara entre padrões divergentes e variáveis e eventos costeiros. Adicionalmente, este enfoque não explica a causa da erosão costeira na escala de 1 Km para a praia de Lagamarzinho no litoral central do RS. O papel das ondas de curto período (menos que 9 s) também é obscuro.

446

Abstract

An attempt is made to classify the Rio Grande do Sul (RS) coastline on the basis of wave refraction patterns and its relationship with first order coastal processes such as erosion and accretion. Relatively long waves with period higher than 9 s were under consideration. Refraction diagrams constructed with wave period and direction increments of 1 s and 10 degrees respectively, revealed four types of storm processes: convergent or focus; divergent; variable and without refraction. All of them demonstrated definite stability in relation to changeable wave period and direction of propagation from the open sea. The classification itself is made in the form of charts. As a result, a strong relation was found between the location of wave focus spots and localities with beach erosion. Such evidences are related to Conceição lighthouse area and Hermenegildo beach respectively located in the middle and at the extreme southern littoral of the RS coastline. The areas have extensions of 30 Km to 50 Km and the coastal retreat rate as indicated by five years of beach profile monitoring is 0.5 m/year in Hermenegildo beach and up to 3.6 m/year in Conceição lighthouse. At the same time, no clear relation have been found between divergent and variable patterns and coastal events. Moreover this approach is not able to explain the cause of coastal erosion at scales of 1 Km for Lagamarzinho beach at the central littoral. The role of relatively short waves period (less than 9 s) is also unclear.

Relevo do fundo na costa gaúcha

As causas principais de erosão numa costa aberta similar à costa gaúcha relacionam-se geralmente a mudanças abruptas na orientação da linha de costa, presença de *inlets*, ou influência antrópica, tais como estruturas de engenharia construídas na zona costeira. Entretanto deve-se salientar que em ambas secções erodidas tais razões não são evidentes. Tal fato sugere que os processos erosivos devem estar conectados com a complexa batimetria tridimensional tanto ao longo como transversalmente a linha de costa. Tal batimetria provoca variações no campo de ondas de tempestade que por sua vez produzem campos de ondas e correntes responsáveis pela erosão em locais específicos. Na verdade, na frente de ambas áreas, a plataforma interna e o perfil da antepraia é caracterizada pela presença de bancos lineares, terraços marinhos, afloramentos de *beachrocks* lineares e, também, distribuídos de maneira aleatória.

Modelagem total e os diagramas de refração

Para estudar a influência do fundo e gradientes laterais em altura de ondas, devemos analisar todos os campos de onda possíveis, os quais dependem da variabilidade em altura, período e direção de propagação em águas profundas. A quantidade destes campos é uma função da variação dinâmica, forma e orientação da área estudada, precisão da análise e do algoritmo selecionado para o cálculo. Para esta quantidade nós precisamos avaliar o número de subintervalos de altura de onda (ΔH), direção ($\Delta\alpha$) e período (ΔT). A divisão de toda a variação de energia de onda pode ser baseada na idéia de que cada subintervalo seguinte deve ter dez vezes mais energia que o prévio. Neste caso uma seqüência possível de alturas é representada na forma de quatro termos: 0,3 m, 1 m, 3,3 m, 10 m. O limite superior desta serie foi selecionada de acordo com o *Atlas of oceans, wind and wave climate* (Young & Holland, 1996). O subintervalo mínimo ($\Delta\alpha$) pode ser avaliado em função do espalhamento dos componentes do espectro principal das ondas de tempestade de acordo com as medidas efetuadas por um ondógrafo direcional. De acordo com as oscilações superficiais medidas de um ondógrafo bidimensional (2D) localizado a uma profundidade de 15 m nas proximidades da embocadura da Lagoa dos Patos a escala de variação do espalhamento das ondas

varia entre 7° e 9°. Então, a resolução interna mínima dos campos de onda é da ordem de 10°. Assim, os valores desejáveis para $(\Delta\alpha)$ podem ser de 10°. Já os valores dos subintervalos do período (ΔT) é uma medida da precisão de nossa análise. Estudos prévios (CALLIARI *et al.*, 1998) mostraram que $(\Delta T) = 1s$ é suficiente para resultados confiáveis.

Calculando a quantidade de diagramas de refração (Nr) para as condições acima formuladas e considerando a orientação e configuração da costa gaúcha, podemos aceitar que as direções das ondas de água profunda variam entre $50^\circ \leq \alpha \leq 240^\circ$.

Para $(\Delta\alpha) = 10^\circ$ teremos 20 direções independentes. Desde que as medições obtidas para os períodos variam entre $5 s \leq T \leq 18 s$, o número de subintervalos de período é igual a 14 para $(\Delta T) = 1 s$. Dessa forma a quantidade total de diagramas de refração é: $Nr = 20 \times 14 = 280$. Com a finalidade de manter este número em nosso estudo selecionamos o algoritmo de Munk-Arthur o qual é independente da altura de onda, ao mesmo tempo em que mostra bons resultados para cálculos feitos em condições reais (Horikawa, 1988).

No caso de batimetria complexa, os raios das ondas calculados pelo método de Munk-Arthur podem apresentar caústicas. Entretanto, isso não implica em grandes problemas na análise qualitativa. Assim com a finalidade de considerar toda a variação dinâmica, construímos 280 diagramas para cada secção erodida.

O que indicamos por modelagem total são os cálculos e análises relacionadas a todos os campos dinâmicos os quais são possíveis para uma área dada. Usando este procedimento podemos fazer uma análise sistemática sem o risco de omitir algum evento.

Focos de raios de onda e lentes batimétricas

Sabe-se que a influência de batimetria complexa leva a gradientes laterais no campo de ondas. Este é o conceito do chamado “foco do surf” sugerido por Glushkov em 1935 (Zenkovitch, 1967).

Como resultado de tal efeito, determinadas secções da costa podem sofrer atividade de ondas relativamente altas sendo este efeito de nosso interesse como uma possível causa de erosão localizada. Geralmente, “foco” de ondas de tempestade é relativamente fixo para uma determinada direção de incidência e período de ondas. Neste estudo entretanto, considera-se um caso mais raro no qual o “foco” existe permanentemente dentro de uma escala grande de variações de direção de propagação e período de ondas. Assim, chamamos essa característica localizada de “foco estável” o que significa que o efeito existe quando as variações são maiores que os $(\Delta\alpha)$ e (ΔT) correspondentes.

A fim de estudar o efeito de foco deve-se construir diagramas de refração para toda escala de variação de ondas com o propósito de revelar o efeito de foco e em seguida analisar sua estabilidade. Assim, na análise dos diagramas de refração construídos para a costa Gaúcha, toda a variação de períodos $5 \text{ s} \leq T \leq 18 \text{ s}$ foi dividida em tres grupos da seguinte forma:

- 1) $5 \text{ s} \leq T \leq 7 \text{ s}$ (ondas curtas)
- 2) $9 \text{ s} \leq T \leq 18 \text{ s}$ (ondas longas) e
- 3) $7 \text{ s} \leq T \leq 9 \text{ s}$ (ondas intermediárias)

Esta subdivisão convencional foi feita no escopo deste trabalho. Nas áreas erodidas as ondas curtas não sofrerão refração a profundidades entre $10 \text{ m} \leq D \leq 50 \text{ m}$. Estas ondas se propagam ou de uma forma retilínea ou divergindo levemente e do ponto de vista do estudo de foco, elas não são importantes. Ondas com períodos $7 \text{ s} \leq T \leq 9 \text{ s}$ caracterizadas como intermediárias sofrem refração pronunciada na antepraia da costa Gaúcha. Algumas vezes mostram efeito de foco o qual entretanto desaparece quando os parâmetros de onda variam em valores da ordem de (ΔT) ou $(\Delta \alpha)$. As ondas longas entretanto sofrem acentuada refração nas profundidades acima mencionadas. Adicionalmente sob condições apropriadas a refração de ondas longas leva ao aparecimento de zonas estáveis de convergência e divergência.

A área norte

Diagramas de refração mostraram efeito de foco para ondas longas no seguinte intervalo de direções de ondas de água profunda: $160^\circ \leq \alpha \leq 230^\circ$ (para 170° , 190° e 215°). O tamanho da zona de foco situa-se entre 10 e 20 km e sua posição é nas vizinhanças da isóbata de 10 m. A posição do foco ao longo da costa depende da direção das ondas no mar aberto e migra em direção ao norte de acordo com o aumento do ângulo de incidência (α). A velocidade média do deslocamento do foco (isto é, dependência $\Delta S/\Delta \alpha$, onde ΔS é o deslocamento) é aproximadamente 0,7 km/grau. A posição do foco não depende do período das ondas na variação das ondas longas, significando que o foco na área norte é um efeito estável em relação a mudanças em T e á dentro da escala $9 \text{ s} \leq T \leq 18 \text{ s}$ e $160^\circ \leq \alpha \leq 230^\circ$. Desde que a topografia do fundo revela algumas propriedades de convexidade (lentes positivas) concentrando os raios das ondas, é significativo introduzir o termo “lentes batimétricas”

A área sul

Esta área apresenta uma batimetria muito complexa e as ondas refratam mesmo sob condições de propagação normal em direção a linha de costa. Quando as ondas voltam-se para o sul (iniciando em $\alpha = 150^\circ$) convergência de raios aparece

em frente ao Cabo Polônio. Diagramas de refração demonstram foco contínuo de raios nos intervalos de direções $150^{\circ} \leq \alpha \leq 220^{\circ}$.

Assim o efeito de foco estável situa-se dentro de um setor de 70° . O tamanho da zona de foco de ondas é da ordem de 10 a 20 km e situa-se próximo a isóbata de 10 m, isto é, próximo ao limite da zona de surf durante tempestades severas. Da mesma forma que para a área norte, o foco migra em direção ao norte quando α aumenta, entretanto a velocidade de seu deslocamento é cerca de 2 km/ grau sendo três vezes mais rápido do que na área norte. Ao mesmo tempo, a posição do foco não depende do período das ondas longas e isto significa que as lentes côncavas do sul são similares as do norte no sentido das propriedades do foco.

Assim, algumas partes da antepraia e plataforma interna da costa gaúcha apresentam lentes côncavas que condicionam as seguintes características aos raios de ondas:

- foco estável sob ondas longas
- existência de foco quase em escalas iguais da direção de propagação das ondas
- foco migra com mudanças da direção
- a posição do foco independe do período das ondas longas

Lentes batimétricas e erosão praial

Sabe-se que convergência de raios leva ao crescimento local da energia das ondas de tempestade. Geralmente as características das ondas superficiais mudam à medida que a tempestade se desenvolve. Assim, muito freqüentemente o período de onda aumenta quando ondas de vento se transformam em ondulações (*swell*). A direção das ondas depende do campo de velocidade do vento o qual é controlado por sistemas atmosféricos móveis. Assim, lentes batimétricas existem numa banda relativamente larga de período e direções. Foco estável significa que o foco como uma zona de ondas mais altas pode existir durante varias fases de evolução de um sistema de tempestade o qual pode durar vários dias.

De uma maneira geral, esta duração é maior quando a escala de variação do foco é mais ampla. Quando a direção das ondas muda, a zona de foco se desloca dentro da área específica a qual é orientada ao longo da linha de costa. É significativo que ambas secções que apresentam erosão (norte e sul) coincidem com zonas de foco estável migratório. Levando em consideração que o foco representa uma área de ondas altas posicionada próximo a zona de arrebentação, podemos assumir que lentes batimétricas são responsáveis pela erosão localizada nas praias e então por retração costeira.

convergentes na costa gaúcha são responsáveis pela erosão localizada nas áreas do Farol da Conceição e Hermenegildo (figuras 2 e 3).

Padrões convergentes (foco) foram identificados para ondas relativamente longas (com período ≥ 9 s) provenientes do setor SSE-SW. Investigações mais recentes mostram que ocorrem os três padrões na zona costeira. A porção norte é dominada pelo padrão divergente tornando o clima de ondas de águas rasas mais suave em relação ao mar aberto (figura 1). O mesmo padrão (embora menos evidente) existe para a área do Farol do Albardão (figura 3), ao passo que as outras áreas da zona costeira estão dominadas por padrões variáveis.

Outro conjunto de padrões existe sob a ação de ondas propagando-se do setor NE-E. Tais ondas não mostram padrões convergentes e conseqüentemente não produzem efeito de foco. Da mesma forma que sob a ação das ondas de sul, observa-se na parte norte da costa gaúcha (de Torres a Mostardas) acentuada

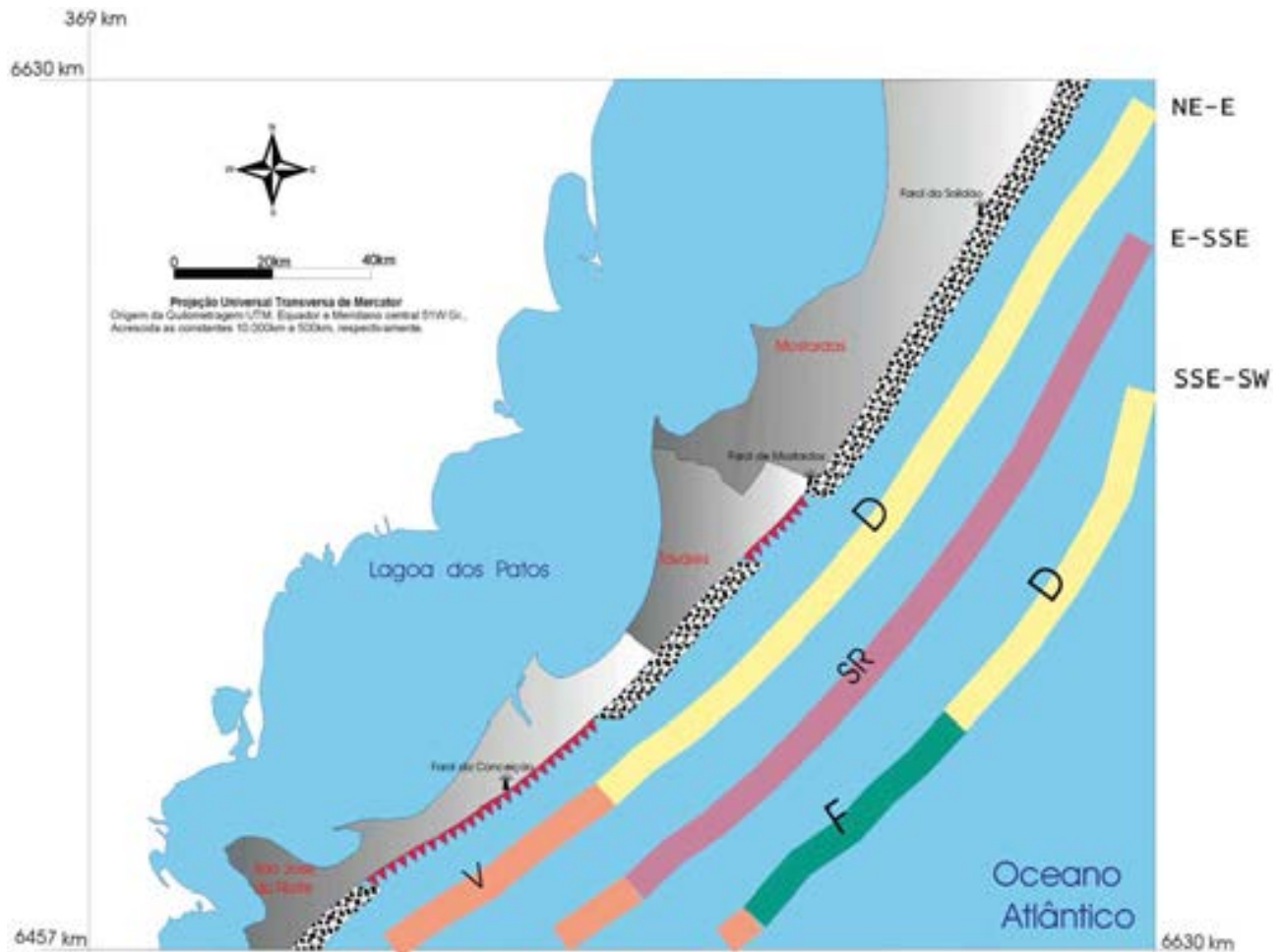
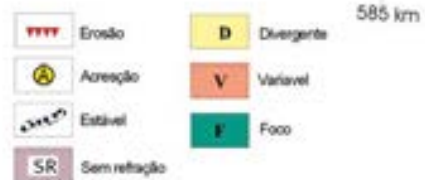


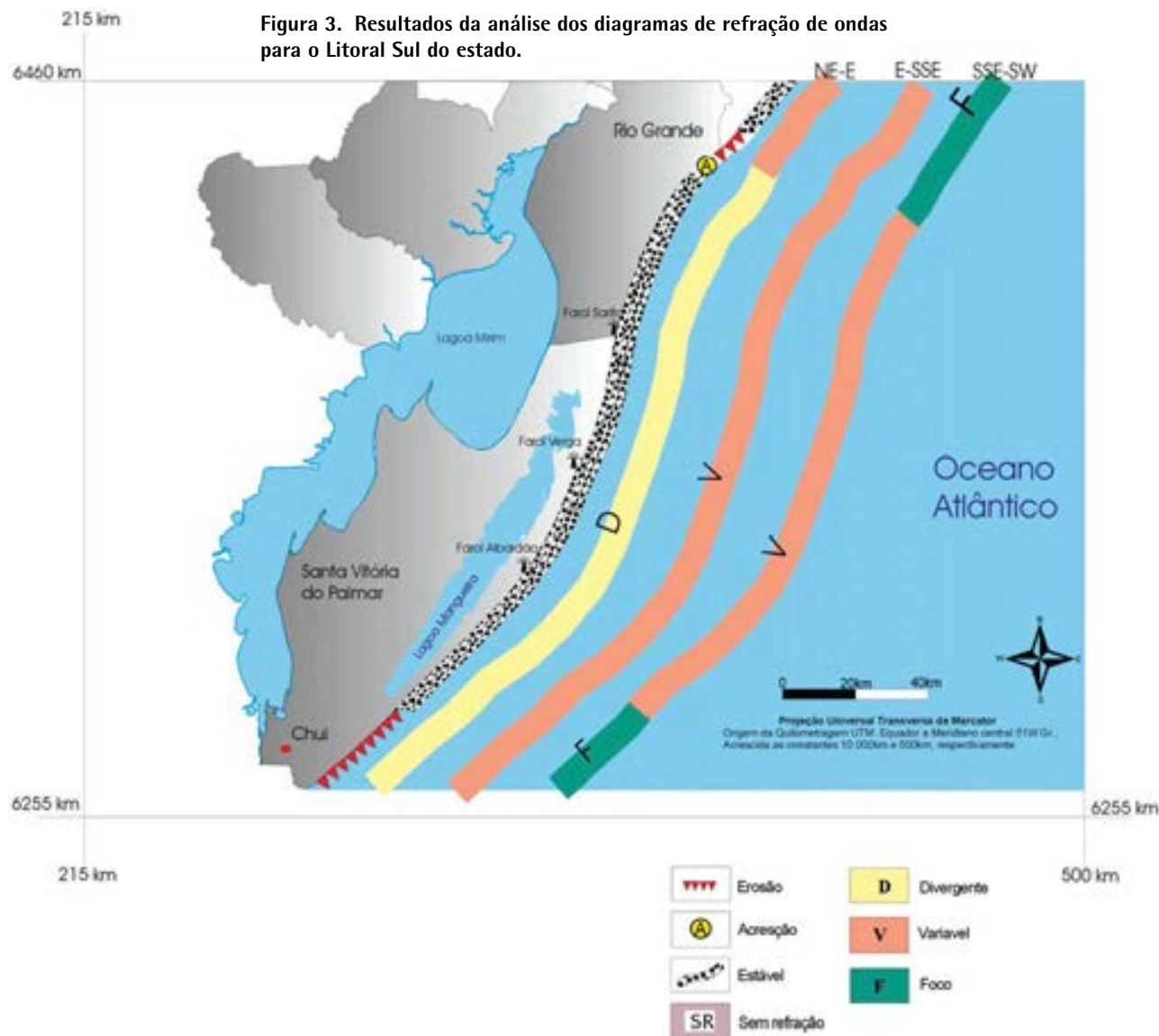
Figura 2. Resultados da análise dos diagramas de refração de ondas para o Litoral Médio do estado.



divergência das ondas (figuras 1 e 2). Paralelamente, na área sul o padrão é caracteristicamente variável (figura 3).

As ondas propagadas do setor leste aproximadamente perpendicular à direção geral da linha de costa (E-SSE) não produzem qualquer convergência na zona costeira. Padrões variáveis dominam totalmente a zona costeira não existindo qualquer singularidade relativamente à existência de convergência/divergência da energia de ondas.

Figura 3. Resultados da análise dos diagramas de refração de ondas para o Litoral Sul do estado.



Conclusões

1. Duas lentes batimétricas côncavas foram encontradas na plataforma interna do RS. Grupos de bancos e *sand ridges* nas profundidades entre 25 e 15 m funcionam como lentes batimétricas.

2. As lentes batimétricas locais são capazes de focar a energia de onda nos períodos compreendidos entre $9 \text{ s} \leq T \leq 18 \text{ s}$ e no mar aberto à direção das ondas varia entre: $150^\circ/160^\circ \leq \alpha \leq 220^\circ/230^\circ$. Dentro destas variações o efeito de foco aparenta ser estável.
3. Em ambas as áreas erodidas, a posição dos focos migratórios coincide com áreas de erosão praial. O mecanismo específico de erosão pode atuar na zona de arrebenção e se ajusta a zona de foco.

A luz dos dados obtidos até o momento o padrão convergente (foco) é o fator responsável pela erosão natural permanente em áreas extensas (dezenas de quilômetros). Evidências geomorfológicas de erosão suportam tais afirmações. Os outros padrões predominantes ao longo da costa juntamente com a ausência de evidências geomorfológicas de erosão indicam que a maior parte da costa do RS apresenta-se estável (centenas de quilômetros). Existem setores erosivos (centenas de metros/ Lagamarzinho) para os quais não encontramos explicação plausível.

A classificação apresentada abrange somente situações relativas a ondas longas (período $\geq 9\text{s}$). Não foram detectados focos estáveis para ondas curtas até o momento. As mesmas parecem sofrer pouca refração criando padrões irregulares. Trabalhos futuros mais detalhados poderão elucidar seu papel na morfodinâmica costeira. de evidências geomorfológicas de erosão indicam que a maior parte da costa do RS apresenta-se estável (centenas de quilômetros). Existem setores erosivos (centenas de metros/ Lagamarzinho) para os quais não encontramos explicação plausível.

A classificação apresentada abrange somente situações relativas a ondas longas (período $\geq 9\text{s}$). Não foram detectados focos estáveis para ondas curtas até o momento. As mesmas parecem sofrer pouca refração criando padrões irregulares. Trabalhos futuros mais detalhados poderão elucidar seu papel na morfodinâmica costeira.

454

Referências bibliográficas

- CALLIARI, L.J., SPERANSKI N.S. & BOUKAREVA, I.I., 1998. Stable focus of wave rays as a reason of local erosion at the Southern Brazilian coast. Proc. Internat. Coastal Symp., Florida, Suppl.vol, 19-23.
- HORIKAWA, K., 1988. *Nearshore dynamics and coastal processes*. University of Tokyo Press, 522.
- SPERANSKI, N.S. & CALLIARI, L.J., 2000. Bathymetric lens and coastal erosion in southern Brazil. International Coastal Symposium 2000. Rotorua, New Zealand. Program and abstracts p.81.
- SPERANSKI, N.S., 1998. Computer-oriented atlas of dynamic processes in coastal zone. Proc. Internat. Coastal Symp., Florida, Suppl.vol, 8-13.
- YOUNG, I.R. & HOLLAND, G.J., 1996. *Atlas of the oceans: wind and wave climate*. Pergamon.
- ZENKOVICH, V.P., 1967. *Processes of coastal development*. Oliver & Boyd, London, 738.

ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS A PARTIR DE DADOS DE ONDAS

Luiz E. S. B. Almeida

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS – IPH

Sávio Freire Lima

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS, IPH

Elirio E. Toldo Jr.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS / CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – CECO

Resumo

O presente trabalho pretende, através da aplicação do Método do Fluxo de Energia (U.S. Army, 1984), estimar quantitativamente o potencial de transporte longitudinal de sedimentos para a costa gaúcha. O cálculo será realizado ao longo de cada trecho de reta que represente a orientação predominante da linha de praia, de modo que as informações obtidas possam servir como base para uma primeira análise de projetos de engenharia na região. Utilizar os dados sedimentológicos e morfológicos de perfis praias existentes para estimar o coeficiente de proporcionalidade entre a energia das ondas e o transporte de sedimentos. Embora o método utilizado apresente uma tendência a superestimar a deriva litorânea, espera-se criar uma primeira estimativa que possibilite futuras calibrações do modelo a partir de medições que venham a ser realizadas no campo.

Abstract

In the present work, the authors intend to estimate the potential of longitudinal transport of sediments to the coast of Rio Grande do Sul, using the Method of Energy Flows (U.S. Army, 1984). The calculation will be done for each segment that represents the predominant orientation of the beach line, in a way that the information may serve as basis to an analysis of engineering projects in the region. Existing sedimentologic and morphologic data of beach sections were used to estimate the proportionality coeficiet between wave energy and sediment transport. Although the method presents a tendency to superestimate the drift, we expect to create the first estimative that allows future calibrations on the model based on field measurements.

Introdução

O estado do Rio Grande do Sul tem uma extensa costa com orientação uniforme NE-SW e uma pequena sinuosidade ao longo dos 630 km (figura 1), que consiste de depósitos Quaternários inconsolidados e que não recebem contribuições de areias modernas, pois toda carga de tração transportada pelos rios é retida nas lagoas e outros ambientes costeiros, como por exemplo a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim, que se estendem por uma área de 13.750 km², aproximadamente um terço da Planície Costeira do estado (Tomazelli e Villwock, 1992, Toldo e Dillenburg, 2002). A Plataforma Continental é larga com 150 a 200 km de extensão, com profundidades máximas variando entre 100 e 140 m e suave declividade da ordem de 0,5 a 1,5 m/km. A antepraia é extensa e rasa com limite externo entre as profundidades de 10 e 15 m, e constituída por depósitos arenosos.

Os sedimentos praias consistem principalmente de areias finas bem selecionadas (tamanho médio de 0.2 mm), (Nicolodi *et al.* 2002, Gruber 2002), exceto ao lon-

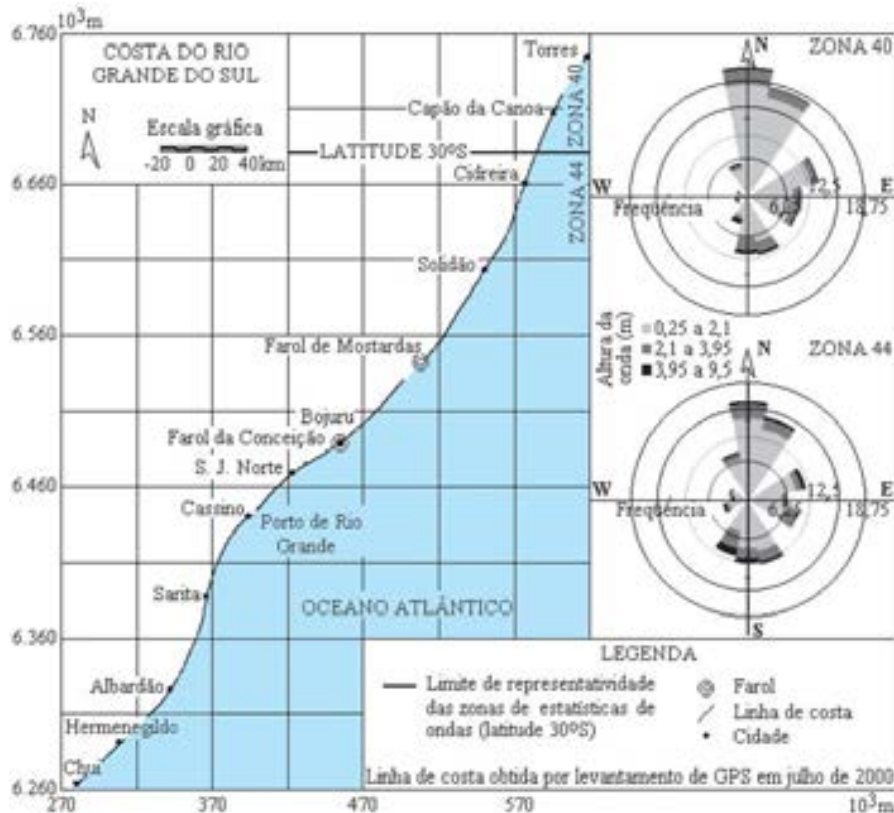


Figura 1. Linha de costa do estado do Rio Grande do Sul tomada como base para a discretização dos sub-trechos e a divisão entre a área de influência de cada estatística de onda, para as zonas 40 e 44.

go de 60 km no Litoral Sul onde ocorrem sedimentos bimodais devido à presença de cascalho biodetrítico (Calliari e Klein 1993). Incidem sobre a costa ondulações geradas no Oceano Atlântico Sul e vagas geradas pelos fortes ventos locais de verão e primavera, provenientes de NE. Exceto pela passagem de frentes frias de S e SE, a agitação marítima é caracterizada por ondas de média a elevada energia, sendo a altura significativa de 1,4 m e período entre 7 e 9 s (Almeida e Toldo, 1997). A maré astronômica é semidiurna, com altura média de 0,30 m, sendo que a maré meteorológica ou ressaca pode alcançar 1,20 m (Almeida *et al.*, 1997). As ressacas tem sido registradas com mais frequência a partir dos meses de Abril e Maio, associadas à passagem de frentes frias (Tozzi, 1997, Barletta, 2000, Nicolodi 2001). A profundidade de fechamento é estimada em 7,5 m, calculada com base em dois conjuntos de dados coletados nos anos de 1963 e 1996 no Litoral Norte do estado (Almeida *et al.*, 1999). Conseqüentemente, o transporte e a deposição dos sedimentos ao longo da costa são primariamente dominados pela ação da onda.

Deriva litorânea

A praia oceânica da planície costeira do Rio Grande do Sul pode ser considerada como uma das mais extensas e contínuas praias arenosas do mundo. Com cerca de 600 km de extensão, desempenha papel fundamental no desenvolvimento dos demais sistemas costeiros da região. Mesmo com sua importância e dimensão ainda são poucos os estudos quantitativos na área de transporte de sedimentos e taxas de erosão ou assoreamento no litoral. Diante da crescente urbanização de zonas costeiras registrada no estado e da necessidade de se estimar possíveis alterações na linha de praia durante a vida útil das obras, faz-se necessário um conhecimento mais aprofundado dos valores da deriva litorânea.

A partir de um conjunto de dados de onda obtidos em mar aberto por observações de navios e organizados por Hogben (1967) – Ocean Waves Statistics (OWS), aplicou-se o Método do Fluxo de Energia (U.S. Army, 1984) sobre diversos alinhamentos da costa gaúcha com o objetivo de estimar o potencial de transporte litorâneo causado pelas ondas (figura 1). A discretização da costa foi feita com base em levantamento da linha de costa realizado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO/ UFRGS no ano de 1999 com o uso de GPS.

O Método do Fluxo de Energia consiste em estimar a capacidade de transporte de sedimentos para cada evento de onda registrado durante um período representativo. Entenda-se como evento cada onda registrada com sua altura e direção de origem. Calculados os respectivos potenciais estes são somados resultando em duas frações, a positiva e a negativa, onde a primeira convencionou-se como sendo o deslocamentos da esquerda para direita, de um observador colocado de

frente para o mar. A metodologia requer um coeficiente de calibração que varia de acordo com a localidade estudada. Devido à falta de dados sobre valores de deriva litorânea na área adotou-se o sugerido por Bruno et. al. apud U.S. Army (1984). As equações utilizadas foram:

$$Q_{\alpha_o, H_o} = 2,03 \cdot 10^6 f H_o^{5/2} F(\alpha)$$

$$F(\alpha_o) = \frac{1}{\Delta\alpha} \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \cos^{1/4}(\alpha_o) \text{sen}(2\alpha_o) d\alpha$$

onde:

Q_{α_o, H_o} – taxa de transporte de sedimentos (m^3/ano);

α_o – ângulo entre a crista da onda e a linha de praia em águas profundas;

– altura da onda ao largo;

f – frequência de ocorrência do evento (onda com altura H_o e direção α_o);

458

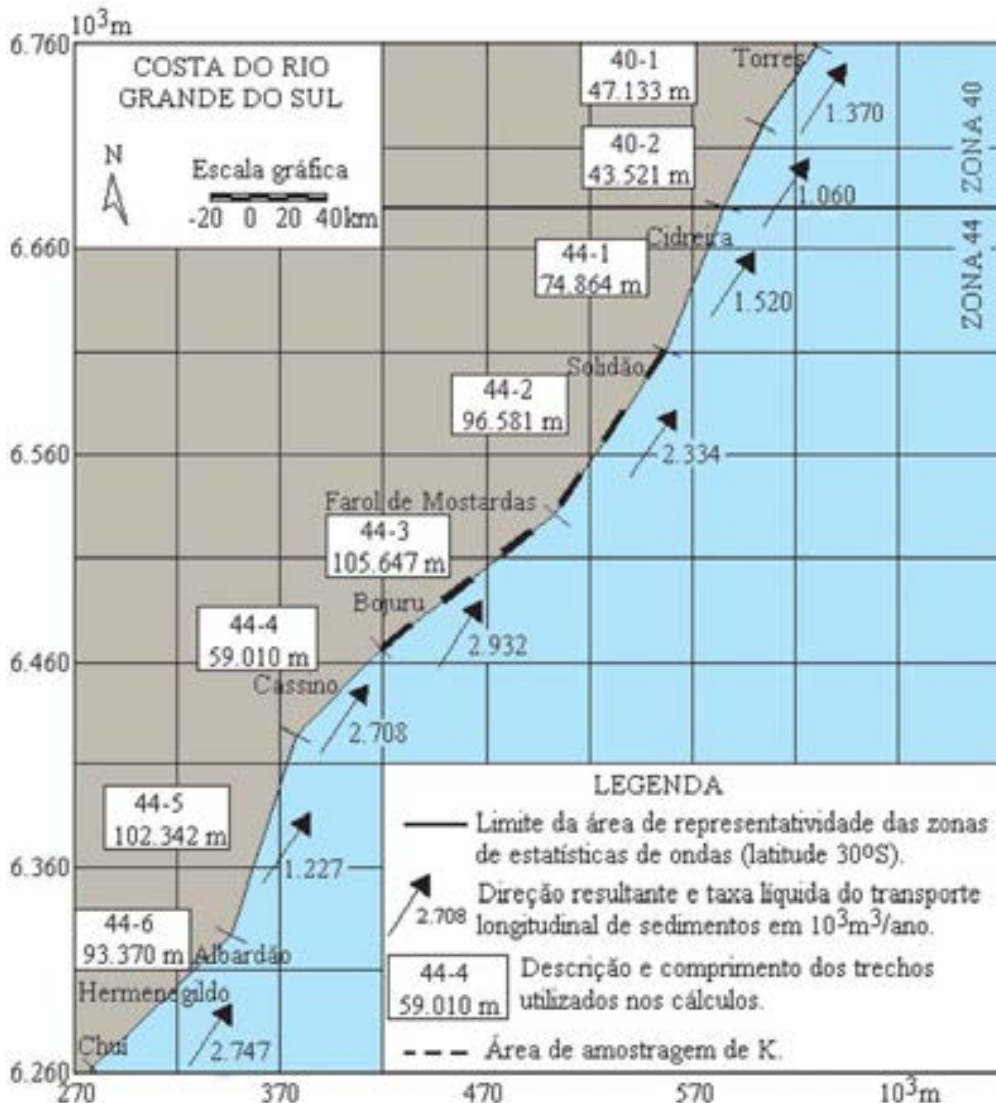


Figura 2. Taxas anuais de deriva litorânea encontradas para a costa do Rio Grande do Sul. Tais valores correspondem ao potencial de transporte das ondas e o coeficiente de proporcionalidade K de 0.64 foi ajustado com base em levantamentos realizados em seis perfis observados por Barletta (2000), na região tracejada indicada.

Os resultados encontrados estão apresentados na figura 2, mostrando-se de acordo com os padrões observados na área. As maiores taxas foram da ordem de -1.800.000 m³/ano nas proximidades da praia do Hermenegildo e de -1.600.000 m³/ano em média no trecho compreendido entre a praia do Cassino e Solidão. Estes trechos coincidem com as maiores taxas de erosão observadas (Toldo *et al.*, 1999), o que vem a corroborar as tendências salientadas pela aplicação do método. Estas áreas de maior transporte compreendem aproximada 60 % de todo o litoral, enquanto que o restante apresenta taxas com valores médios de -700.000 m³/ano.

O artigo com descrição detalhada do cálculo da deriva litorânea para o litoral do estado encontra-se em Lima *et al.*, (2001).

Referências bibliográficas

- ALMEIDA, L.E.S.B.; ROSAURO, N.M.L.; e TOLDO Jr., E.E., 1997. Análise Preliminar das Marés na Barra do Rio Tramandaí, RS. XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vitória, ES, Resumos, p. 560-566.
- ALMEIDA, L.E.S.B., TOLDO Jr. E.E., 1997. Relatório Técnico – Projeto Estudos Ambientais em Áreas Costeiras e Oceânicas na Região Sul do País – Região de Osório, RS. IPH, UFRGS, Porto Alegre. 110 p.
- BARLETTA, R. C. 2000. Efeitos da interação oceano-atmosfera sobre a morfodinâmica das praias do litoral central do Rio Grande do Sul, Brasil. Rio Grande, 160 p. Dissertação de Mestrado. Fundação Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande.
- CALLIARI, L.J. e KLEIN, A.H.F., 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. Pesquisas 20(1), 48-56. UFRGS, Porto Alegre, Brasil.
- GRUBER, N.L.S. 2002. A antepraia na região de Tramandaí, RS. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFRGS. 221 p.
- HOGBEN, N., LUMB, F. E. 1967. Ocean Waves Statistics. London. Her Majesty's Stationery Office, 197 p.
- LIMA, S.F.; ALMEIDA, L.E.S.B. e TOLDO JR., E.E. 2001. Estimate of longshore sediments transport from waves data to the Rio Grande do Sul coast. Pesquisas, 28 (2): 99-107.
- NICOLODI, J. L.; TOLDO JR., E. E. e GRUBER, N. L. S. 2001. Frequência e Sazonalidade das Marés Meteorológicas no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2001, Imbé, RS. Anais do VIII Congresso da ABEQUA. Porto Alegre, RS. v.1. p.212 – 214
- NICOLODI, J.L.; SIEGLE, E.; RECHDEN FO., R. e CORRÊA, I.C.S. 2002. Análise sedimentológica do pós-praia no Rio Grande do Sul. In: Martins, L.R., Toldo Jr., E.E., Dillenburg, S.R (eds). Erosão Costeira: Causas, análise de risco e sua relação com a gênese de depósitos minerais Porto Alegre.
- TOLDO JR, E.E., ALMEIDA, L.E.S., BARROS, C., MARTINS, L.R. 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil. In: Martins, L.R. and Santana, C.I. (eds.). Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin. Porto Alegre, Brazil: Editora da UFRGS, p.62-68.
- TOLDO JR, E. E. e DILLENBURG, S. R. 2002. Swash bar migration at the inlet of the Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. Journal of Coastal Research. West Palm Beach, FL, USA. ICS. 489-492.
- TOMAZELLI, L. J. e VILLWOCK, J. A. 1992. Considerações sobre o ambiente praias e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas, 19: 3-12. UFRGS, Porto Alegre.
- TOZZI, H.A.M. e CALLIARI, L.J., 1997. Influências das Tempestades Extratropicais sobre o estoque de Sedimentos das Praias entre Rio Grande e Chuí, RS. Resumos, p. 85-87, Anais da Semana Nacional de Oceanografia, UNIVALI, Itajaí, SC, Brasil.
- U.S. Army Coastal Engineering Research Center/ CERC. 1984. Shore Protection Manual. 4ed., Vol (1). Waterways Experiment Station, Corps of Engineers. USA. 208p.

VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL

Luciana Slomp Esteves

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURGCIAS

Resumo

Este trabalho descreve os padrões de variação da linha de costa observados no Rio Grande do Sul (RS) através de mapeamentos realizados por DGPS cinemático entre os anos de 1997 e 2002. O uso do DGPS cinemático no monitoramento dos 618 km da linha de costa no RS possibilitou comparar a dinâmica sazonal e interanual das flutuações da linha de costa em diferentes trechos do litoral gaúcho em escala espacial e detalhamento inéditos. Os resultados mostraram diferenças regionais na magnitude e no padrão sazonal dos deslocamentos e no intervalo de tempo em que a linha de costa retorna a sua configuração e posição antecedentes. No litoral sul, a linha de costa responde de maneira distinta ao sul e ao norte do farol do Albardão, onde ocorre uma mudança significativa na orientação da linha de costa. Ao norte do Albardão, os deslocamentos anuais da linha de costa mostram sempre acreção apresentando deslocamentos máximos na ordem de 100 m, enquanto ao sul eles mostram acreção em um ano e erosão no ano seguinte e deslocamentos máximos menores que 40 m. No litoral médio ocorrem as maiores magnitudes das flutuações da linha de costa no Rio Grande do Sul, apresentando deslocamentos de 150 m. As variações anuais da linha de costa no litoral médio apresentam um padrão ondulatório, no qual áreas em erosão ocorrem adjacentes a áreas em acreção e apresentam movimentos opostos em anos consecutivos. Os deslocamentos anuais no litoral norte também apresentam um comportamento ondulatório e antagônico semelhante ao do litoral médio com magnitudes muito variáveis. No entanto, no litoral norte, não há alternância entre áreas em erosão e acreção ao longo da costa, de forma que acreção praial domina em um ano e erosão domina no ano seguinte.

460

Abstract

Patterns of shoreline change in the state of Rio Grande do Sul (RS) are described using kinematic DGPS surveys obtained from 1997 and 2002. The application of kinematic DGPS to map the 618 km of the RS coastline allowed the identification of seasonal and annual patterns of shoreline change at an unprecedented spatial and scale. The results show regional differences in the magnitude and in the pattern of seasonal and annual shoreline displacements, and also indicate that the shoreline returns to a previous position in different time scales in the three major sectors of the RS coast. Along the southern sector, the shoreline responds differently south and north of Albardão lighthouse, an area of a significant change in the coastline orientation. North of Albardão, the annual displacements of the shoreline indicate accretion with maximum magnitudes around 100 m. South of Albardão, the shoreline moves seaward in one year and northward in the following year with displacements not reaching 40 m. Along the central sector, changes in the shoreline position are the greatest in the state with magnitudes around 150 m. The annual shoreline changes along the central sector show an rhythmic pattern where accreting and eroding areas are intercalated and move to opposite directions in consecutive years. Along the northern sector, shoreline movements also show an opposite and rhythmic pattern and magnitudes of changes are variable alongshore. However, in this sector movements are dominantly seaward in one year and landward in the following year.

O crescimento demográfico acelerado nas cidades litorâneas e o aumento progressivo da urbanização costeira são fenômenos observados no Brasil e no mundo. O turismo, a recreação, o comércio e outras atividades relacionadas às praias e a outros ambientes costeiros são o suporte econômico de um número crescente de comunidades. Assim, a demanda acelerada pelos recursos naturais costeiros torna imprescindível a compreensão dos processos dinâmicos ali atuantes em diversas escalas de tempo e espaço (Esteves, 2004). Conhecer as mudanças da linha de costa no presente e no passado, bem como fazer projeções para o futuro, é essencial para a maioria dos projetos de engenharia e planejamento na zona costeira (Galgano & Leatherman, 1991; Morton, 1997; Douglas et al., 1998; Pajak & Leatherman, 2002). Entre as aplicações práticas dos estudos das oscilações da linha de costa estão: a identificação de áreas de risco, a quantificação da perda de terrenos, a determinação de linhas de recuo para construções costeiras e a delimitação de zonas suscetíveis à inundação (NRC, 1990).

Embora as variações da linha de costa sejam processos tridimensionais (Parson et al., 1999), a posição e o deslocamento horizontal da linha de costa são as variáveis que comumente servem como indicadores de erosão e acresção (Stockdon et al., 2002). A rapidez com que as alterações nos sistemas costeiros estão acontecendo torna necessária a obtenção de dados precisos, em grandes áreas, de forma rápida e que permita atualização constante. Recentemente, o enfoque principal dos estudos costeiros tem sido as variações de larga escala (quilômetros de extensão na ordem de anos) na batimetria adjacente à costa e na topografia da praia; pois é nesta escala que as decisões de gerenciamento são tomadas e que uma melhor compreensão científica é necessária (Stockdon et al., 2002). O desenvolvimento de tecnologias como o DGPS cinemático vem contribuindo para o mapeamento de grandes extensões costeiras em um relativo curto intervalo de tempo e com um custo baixo. Isto possibilita o estudo regional, em que o comportamento de longos setores costeiros pode ser comparado sob condições oceanográficas e meteorológicas semelhantes.

Métodos

Desde 1997, a linha de costa do RS vem sendo monitorada através do método de DGPS cinemático conforme descrito em Toldo *et al.* (1999), Almeida & Toldo (2002) e Esteves (2004). Os 618 km da costa gaúcha são percorridos com o GPS instalado em um veículo que se desloca com velocidade de 50 km/h obtendo as

posições da linha de costa em intervalos de tempo regulares. Em 1997, foram utilizados dois aparelhos *Garmin GPS 100 Personal Surveyor*, um deles instalado em um veículo em movimento registrando posições a cada 5 s e o outro, operando no modo estático, foi posicionado a cada 100 km, com o objetivo de aumentar a precisão das leituras para 3 m (Toldo *et al.*, 1999). Nos anos seguintes, o pós-processamento dos dados foi feito pela antena de Porto Alegre, e não mais pelo GPS em modo estático. A partir de 2000, passou-se a utilizar o equipamento *Trimble GPS 4600*, com precisão de 1 m no modo de navegação, registrando as leituras a cada 3 s (Almeida & Toldo, 2002), ou seja, obtendo posições da linha de costa aproximadamente a cada 40 m.

Os mapeamentos da linha de costa foram realizados em 26-28/11/1997, 17-19/11/1998, 10-11 e 19/11/1999, 26-28/06/2000 e 15-17/04/2002. A linha d'água foi utilizada como feição indicadora nos quatro primeiros levantamentos, enquanto a linha de máximo espraiamento da onda foi mapeada em 2002. Sendo assim, para permitir comparação com as demais linhas de costa, foi necessário corrigir a posição da linha mapeada em 2002, deslocando-a em direção ao mar. O fator de correção foi determinado medindo-se a distância entre a linha de máximo espraiamento e a linha d'água em fotografias aéreas de 1974, 1989 e 2000 disponíveis para a costa do RS. As medidas foram realizadas aproximadamente a cada 500 m ao longo da costa e os valores médios obtidos para trechos de praia de características semelhantes foram utilizados como fator de correção. Assim, a linha de costa de 2002 foi dividida em onze segmentos, cada um deslocado em direção ao mar pelo fator de correção correspondente, que variou de 10 m a 20 m. Importante ressaltar que estas feições foram escolhidas como indicadoras da linha de costa por serem as únicas contínuas ao longo de toda a área de estudo, além de serem as únicas que permitem mapeamento utilizando-se o DGPS instalado em um veículo.

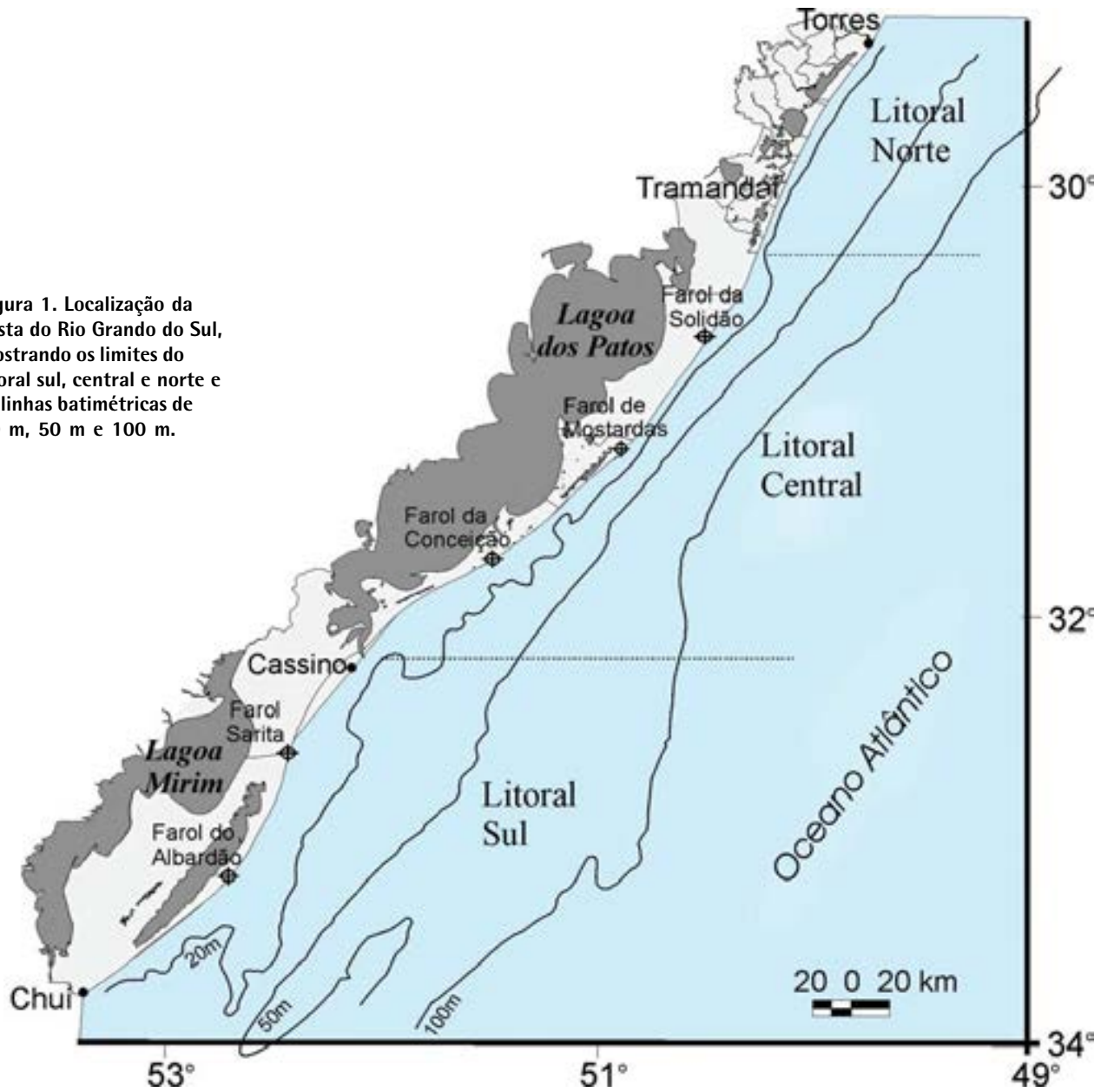
462

O processamento dos dados foi realizado no programa ArcView GIS 3.2. Os deslocamentos da linha de costa e as taxas de erosão foram estimados a cada 250 m ao longo da costa utilizando-se a extensão *Digital Shoreline Analysis System 2.0* desenvolvida pelo *U.S. Geological Survey* (Thieler *et al.*, 2003). Detalhes sobre os levantamentos e as estimativas dos erros, são encontradas em Esteves (1994).

Padrões de variação da linha de costa

Os padrões de variação da linha de costa foram determinados através da análise de gráficos mostrando o deslocamento horizontal da linha d'água *vs.* a distância ao longo da costa. Padrões interanuais foram observados comparando-se os deslocamentos da linha de costa registrados sob condições astronômicas (maré) e meteorológicas semelhantes em novembro de 1997, 1998 e 1999. Os padrões sazonais refletem as variações observadas entre as posições da linha de costa

Figura 1. Localização da costa do Rio Grande do Sul, mostrando os limites do litoral sul, central e norte e as linhas batimétricas de 20 m, 50 m e 100 m.



463

obtidas em novembro (primavera), junho de 2000 (início do inverno) e abril de 2002 (início do outono). As principais características dos padrões de deslocamento da linha de costa são resumidas a seguir.

Padrões anuais

No litoral sul, a linha de costa responde de maneira distinta ao sul e ao norte do Albardão, onde ocorre uma mudança significativa na orientação da linha de costa (figura 1). Ao norte do Albardão, os deslocamentos anuais mostram sempre acresção, enquanto ao sul eles mostram acresção entre 1997 e 1998 e erosão entre 1998 e 1999 (figura 2a). No litoral central, as flutuações anuais da linha de costa apresentam um padrão ondulatório, no qual áreas em erosão ocorrem adja-

centes a áreas em acreção e apresentam movimentos opostos em anos consecutivos. Interessante notar que os picos de deslocamentos positivos e negativos são espacialmente coincidentes em intervalos regulares a cada 35 km ao longo da costa. Os deslocamentos anuais no litoral norte apresentam um comportamento ondulatório e antagônico semelhante ao do litoral médio. No entanto, no litoral norte, não há alternância entre áreas em erosão e acreção, de forma que acreção praial domina entre 1997 e 1998 e erosão domina entre 1998 e 1999, similarmente ao que ocorre no extremo sul do litoral sul.

O comportamento antagônico dos deslocamentos anuais da linha de costa coincide com os eventos de El Niño e La Niña que ocorreram em 1997/1998 e 1999, respectivamente. Os efeitos do El Niño na dinâmica costeira provavelmente foram os responsáveis pela retração da linha de costa registrada em novembro de 1997. O período pós-El Niño caracterizado pela redução na energia dos ventos e ondas possibilitou a recuperação da praia, resultando na acreção observada entre novembro de 1997 e novembro de 1998. Já o aumento da ciclogênese durante o evento La Niña de 1999 resultou na retração da linha de costa observada entre novembro de 1998 e novembro de 1999.

Esta variabilidade temporal dos deslocamentos anuais no litoral médio e norte faz com que estimativas de taxas de variação da linha de costa possam apresentar valores muito distintos e até opostos dependendo do intervalo de tempo analisado (Esteves *et al.*, 2003). Taxas estimadas com base na comparação de posições da linha de costa obtidas em apenas duas datas são particularmente sensíveis e devem ser consideradas apenas quando as condições (oceanográficas e meteorológicas) que os dados representam forem conhecidas. Esta grande variabilidade temporal e espacial nos deslocamentos da linha de costa é responsável pela diferença nos resultados obtidos por estudos que analisam mudanças na morfologia costeira em diferentes escalas de tempo.

464

Padrões sazonais

A figura 2b representa variações sazonais já que compara os deslocamentos da linha de costa entre 11/1999 e 06/2000 (evidenciando a erosão no inverno quando comparado à primavera) e entre 06/2000 e 04/2002 (mostrando acreção logo após o final do verão quando comparado ao inverno). Os resultados apresentados aqui corroboram com estudos anteriores que mostram variações sazonais no perfil praial, que tende a erodir nos meses de outono e inverno, decorrente da maior energia de ondas e maior frequência das tempestades, e a engordar durante os meses de primavera e verão (*e.g.* Barletta, 2000; Weschenfelder *et al.*, 1997; Calliari & Klein, 1993).

Um dos resultados mais intrigantes deste estudo refere-se ao retorno da linha de costa a uma posição anterior, formando uma imagem especular nos gráficos de deslocamento da linha de costa (figura 3). Este processo foi verificado em um

Figura 2. Deslocamentos (a) anuais e (b) sazonais da linha de costa no Rio Grande do Sul. Os gráficos apresentam os dados originais obtidos a cada 250 m ao longo da costa e resultados de média móvel a cada quatro pontos para melhor visualização. Valores positivos são atribuídos aos deslocamentos em direção ao mar (acresção) e valores negativos são atribuídos aos deslocamentos em direção ao continente (retração).

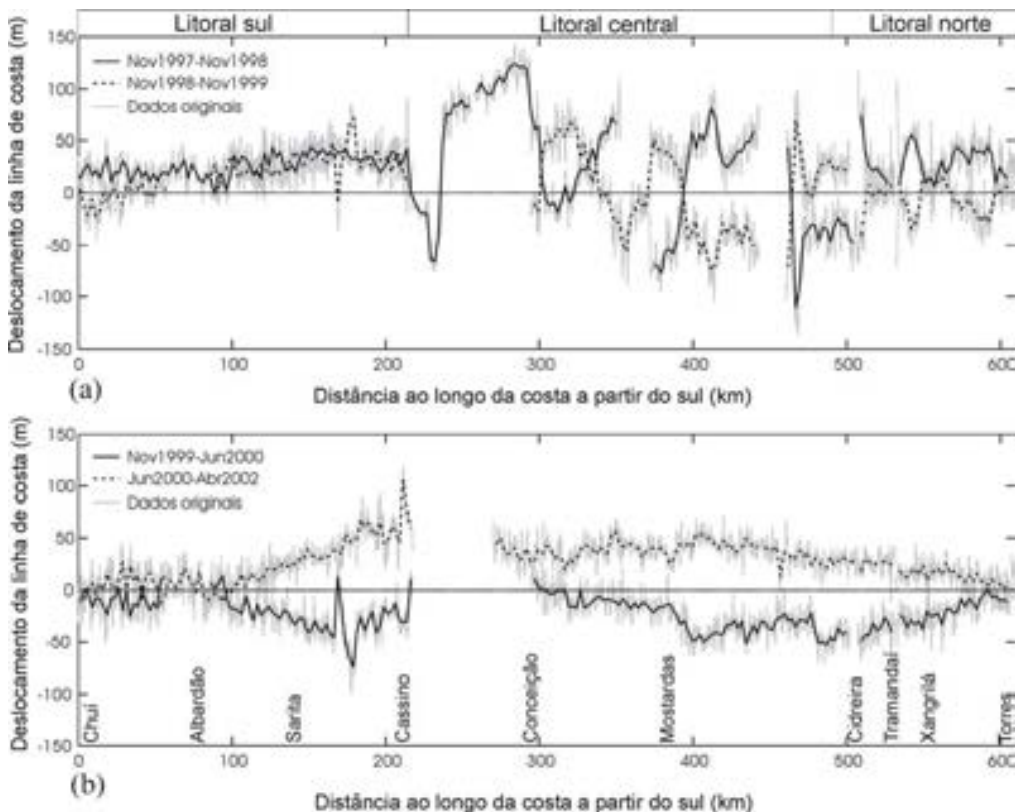
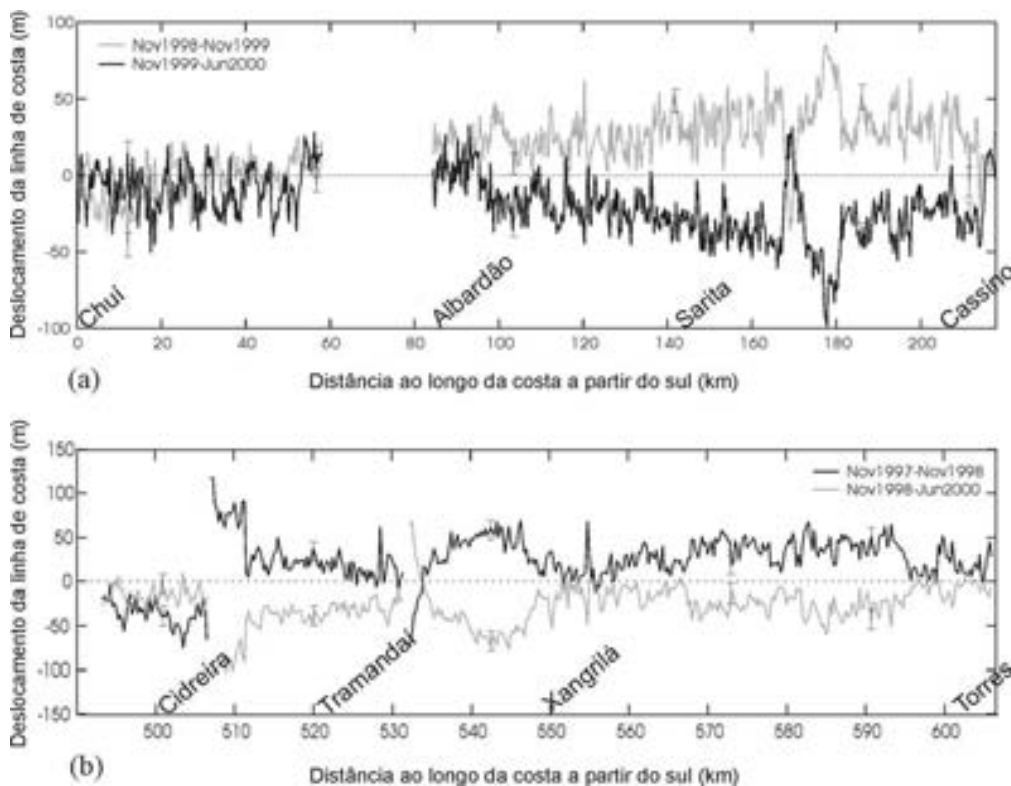


Figura 3. Variações sazonais nos deslocamentos da linha de costa no (a) litoral sul e no (b) litoral norte mostrando o equilíbrio entre acresção e erosão, ou seja, o retorno da linha de costa a uma posição anterior em diferentes intervalos de tempo.



intervalo de sete meses entre Albardão e Cassino no litoral sul (figura 3a), um ano no litoral central (figura 2a) e dezenove meses no litoral norte (figura 3b). A linha média dos deslocamentos registrados entre 11/1998 e 11/1999 e entre 11/1999 e 06/2000 para a área entre o Albardão e o Cassino oscila em torno do zero, sugerindo que há um balanço entre erosão no outono-inverno e acreção na primavera-verão. Situação semelhante ocorre no litoral norte, mas para um intervalo de tempo maior (19 meses), embora ali os picos nem sempre apresentem a mesma magnitude, resultando numa média com valores negativos ao sul de Xangrilá, e positivos ao norte. Esta imagem especular também foi observada na costa leste dos EUA comparando-se deslocamentos da linha de costa num período de duas semanas, antes e depois de uma tempestade (List & Farris, 1999). Como esta feição foi observada em praias distintas e diversas escalas de tempo, provavelmente o retorno da linha de costa a sua forma e posição anteriores é uma questão de tempo. De forma que somente monitoramentos sistemáticos realizados por um longo período poderão mostrar se esta forma e posição anteriores são dominantes no tempo ou apenas momentos transitórios entre estados altamente dinâmicos (Esteves, 2004)

Mobilidade praial e estado morfodinâmico

A mobilidade é uma função do estado morfodinâmico da praia, sendo que as praias intermediárias tendem a apresentar mobilidade moderada a alta e as praias refletivas, mobilidade baixa. De uma forma geral, as praias do litoral norte do RS foram classificadas como intermediárias a dissipativas (Weschenfelder *et al.*, 1997), no litoral central como intermediárias (Barletta, 2000) e no litoral sul, dissipativas entre a praia do Cassino e o Farol Sarita, refletivas na área dos Concheiros do Albardão e intermediárias nas demais (Calliari & Klein, 1993). Observando-se as variações máximas na posição da linha de costa registradas pelos levantamentos de DGPS, pode-se verificar uma relação com os estados morfodinâmicos dominantes.

Em escala regional, pode-se dizer que as praias intermediárias do litoral central apresentam maior mobilidade, i.e. deslocamentos da linha de costa numa faixa de 140 m. As praias refletivas são menos móveis, apresentando variações máximas na posição da linha de costa de 40 m. Setores do litoral norte dominados por praias intermediárias apresentaram mobilidade semelhante às praias refletivas no período estudado, com variações entre 20 m e 40 m. As praias dissipativas do litoral sul mostraram mobilidade semelhante à das praias intermediárias do litoral central, com variações máximas de 120 m. Assim, além do estado morfodinâmico, outros fatores parecem ser importantes na determinação da mobilidade praial no RS. A influência da orientação da linha de costa (i.e. definindo o ângulo de aproximação das ondas) é evidente, já que os locais de maiores variações coincidem com a parte central de embaixamentos e as menores variações ocorrem nas projeções costeiras (Esteves, 2004).

Conclusões

O mapeamento da linha de costa através do DGPS cinemático possibilitou a identificação de padrões de comportamento das variações da linha de costa em diferentes trechos do litoral gaúcho. Por falta de estudos de escala regional e pela similaridade de sua paisagem, por muito tempo a costa do RS foi descrita como retilínea e homogênea. Mapeamentos contínuos ao longo de todo litoral em um intervalo de tempo de cinco anos mostraram diferenças regionais no comportamento das variações da linha de costa. As diferenças ocorrem na magnitude das flutuações, no padrão dos deslocamentos e seus efeitos sazonais. De uma forma geral, a mobilidade praial em diferentes setores da costa parece ser influenciada tanto pelo estado morfodinâmico das praias quanto pela orientação da linha de costa.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA, L.E.S.B. & TOLDO, JR. E.E. (2002). Levantamentos da linha de praia com emprego de DGPS no litoral do Rio Grande do Sul. Material Inédito. IPH/UFRGS, CECOFRGS.
- BARLETTA, R.C. (2000). Efeitos da Interação Oceano-Atmosfera Sobre a Morfodinâmica das Praias do Litoral Central do Rio Grande do Sul, Brasil. Fundação Universidade Federal do Rio Grande (Rio Grande, RS), *Dissertação de Mestrado*, 160p.
- CALLIARI, L.J., & KLEIN, A.H.F. (1993). Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas*, 20(1): 48-56.
- DOUGLAS, B.C.; CROWELL, M. & LEATHERMAN, S.P. 1998. Considerations for shoreline position prediction. *Journal of Coastal Research*, 14(3), 1025-1033
- ESTEVES, L.S. (2004). Variabilidade espaço-temporal dos deslocamentos da linha de costa no Rio Grande do Sul. UFRS, Instituto de Geociências (Porto Alegre, RS), *Tese de Doutorado*, 139p.
- ESTEVES, L.S.; DILLENBURG, S.R. & TOLDO JR., E.E. (2003). Regional alongshore variability of shoreline movements in southern Brazil. *Coastal Sediments'03*, 11p., (CD of Proceedings, Regional alongshore variability of shoreline movements.pdf).
- GALGANO, F.A. & LEATHERMAN, S.P. 1991. Shoreline change analysis: a case study. *Coastal Sediments '91*, 1, 1043-1053.
- LIST, J.H. & FARRIS, A.S. (1999). Large-scale shoreline response to storms and fair weather. *Coastal Sediments '99*, 1324-1338.
- MORTON, R.A. 1997. Gulf shoreline movement between Sabine Pass and the Brazos River, Texas: 1974 to 1996. University of Texas at Austin, *Geological Circular* 97-3, 27p.
- NRC (National Research Council). 1990. *Managing Coastal Erosion*. Washington, D.C., National Academy Press. 182 p.
- PAJAK, M.J. & LEATHERMAN, S. 2002. The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research*, 18(2), 329-337.
- PARSON, L.E.; LILLYCROP, W.J. & MCCLUNG, J.K., 1999. Regional sediment management using high density LIDAR data. *Coastal Sediments '99*, 3, 2445-2456.
- STOCKDON, H.J.; SALLENGER, A.H.,JR.; LIST, J.H. & HOLMAN, R.A. 2002. Estimation of shoreline position and change using airborne topographic lidar data. *Journal of Coastal Research*, 18(3), 502-513.
- THIELER, E. R., MARTIN, D. & ERGUL, A. (2003). The Digital Shoreline Analysis System, version 2.0: Shoreline change measurement software extension for ArcView. USGS Open-File Report 03-076.
- TOLDO, JR. E.E.; ALMEIDA, L.E.S.B.; BARROS, C.E.; BAITELLI, R.; MARTINS, L.R. & NICOLODI, J.L. (1999). Retreat of the Rio Grande do Sul coastal zone, Brazil. In: Martins, L.R. e Santana, C.I. (eds.), *Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin*, IOC-UNESCO, Porto Alegre, Brasil, 62-68.
- WESCHENFELDER, J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ZOMER, S.L.C. & SOUTO, R.P. 1997. Caracterização Morfológica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS. *Notas Técnicas*, 10, 35-48.

EROSÃO E ACRESÇÃO DA ZONA COSTEIRA

Elírio E. Toldo Jr.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/ CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – CECO

Luiz E. S. B. Almeida

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS – IPH

João L. Nicolodi

PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – IG/ UFRGS

Luiz R. Martins

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/ CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA – CECO

Resumo

A retração e progradação de zonas costeiras arenosas submetidas ao regime de micromarés resultam principalmente da dinâmica entre a quantidade e o tipo de suprimento sedimentar, energia física das ondas e mudanças relativas do nível do mar. Apresentamos como resultados a quantificação dos processos de retração e progradação, obtidos da análise temporal da série de dados coletados em 1975, e ao levantamento da linha de praia efetuado com posicionador GPS em Novembro de 1997. O Rio Grande do Sul é constituído por 630 km de costa oceânica aberta de depósitos Quaternários inconsolidados que não recebem suprimentos de sedimentos arenosos da área continental. Os resultados da análise temporal entre 1975 e 1997, mostram que a linha de praia é caracterizada por estados erosivos e deposicionais, com 442 km de praias em retração, 173 km sob progradação e 6 km constituem-se de praias sem variações significativas. A presença destes estados, alternados ao longo da costa, é um exemplo de complexidade das interações físicas relacionadas a evolução histórica da linha de praia ao longo desta costa.

468

Abstract

Retreat and progradation of microtidal sandy beaches, are mainly related with the dynamic among the available amount and type of the sedimentary supply, wave energy and relative changes of the sea-level. Results of a study based in a temporal analysis (1975-1997) along coastline (630 km) of the Rio Grande do Sul state (southern Brazil) identified 442 km of beach in state retreat, while, 173 km are in progradation and 6 km without significant modification. The presence of these three expressions, exemplifies the complexity of the physical interactions related with the evolution of the coastline in the area.

Introdução

A erosão de zonas costeiras arenosas resulta principalmente da dinâmica dos seguintes fatores físicos sobre a praia:

- ▶ quantidade e tipo de suprimento de sedimentos,
- ▶ energia física induzida por ondas,
- ▶ variações relativas do nível do mar.

Neste trabalho discutimos a relação destas variáveis para compreender as modificações da linha de praia do Estado do Rio Grande do Sul. Apresentamos como resultados a quantificação dos processos de retração e progradação, obtidos da análise temporal da série de dados coletados em 1975, e ao levantamento da linha de praia efetuado com posicionador GPS em Novembro de 1997.

O presente trabalho foi desenvolvido com recursos dos projetos (1) OEA – Convênio CECO/ IG/ UFRGS, (2) Atlas de Erosão – Convênio Ministério do Meio Ambiente e (3) CNPq.

Método

Foram realizadas medidas de posição da linha de praia oceânica do Estado do Rio Grande do Sul, no período de 26 e 28 de Novembro de 1997, entre os Municípios de Torres e Chuí, utilizando dois DGPS GARMIN modelo 100, com precisão de 10 m para o modo de navegação e 3 m para o modo estático. O trabalho de campo foi conduzido com um GPS instalado em um veículo que se deslocava a 20 m de distância da linha de praia e a uma velocidade média de 50 km/h (figura 1). O outro GPS, no modo estático, foi posicionado em lugares da costa previamente estabelecidos, de modo a cobrir as leituras do primeiro GPS, com a finalidade de melhorar a precisão dos dados obtidos pelo GPS móvel (Toldo *et al.* 1999, Toldo e Almeida 2003). Este levantamento foi comparado com a linha de praia reproduzida a partir da coleção de cartas do Exército de 1978, escala 1:50.000, as quais correspondem à restituição de fotografias aéreas efetuadas em 1975. A análise comparativa temporal foi realizada através do programa de computador IDRISI.

Figura 1. Linha d'água adotada nos levantamentos de campo realizados nos meses de novembro de 1997, 1998, 1999, 2000, e abril de 2002, a qual corresponde à linha de espraiamento da onda.



Resultados e discussões

O litoral do Rio Grande do Sul é representado por 630 km de costa aberta e caracterizado por depósitos quaternários inconsolidados (Villwock e Tomazelli, 1995), sobre os quais não ocorrem suprimentos atuais de sedimentos continentais, pois a descarga de areia produzida pela bacia de drenagem de sudeste do Estado é retida nos sistemas lagunares e estuarinos (Toldo *et al.*, 1996).

Os resultados da análise temporal de 22 anos apresentados neste trabalho (figuras 1, 2 e 3), mostram que dos 630 km de costa, 442 km exibem feições de caráter erosivo, 173 km representam praias prográdantes e 6 km constituem-se de praias sem variações. Neste trabalho não foram consideradas as extensões entre os promontórios da praia de Torres e destes até o rio Mampituba.

EDGAR E LIANA TIMM



TOLDO E ALMEIDA



TOLDO E ALMEIDA



Fotografia 2. Farol da Conceição;
(a) vista para o norte em 1988,
(b) vista para o sul do farol tombado e da nova estrutura do farol à direita, em 1997 e
(c) 1999, o qual se encontra localizado ao longo de extenso segmento erosivo do Litoral Médio do estado (figura 5).

A maior parte da costa gaúcha está submetida a processos erosivos com taxas que excedem a 100 m em 22 anos (figura 5). Estas áreas estendem-se por aproximadamente 378 km, enquanto que as áreas sob condições deposicionais (figura 3), não excedem a taxas de 40 m para este período. As zonas costeiras ao sul do molhe da barra da Lagoa dos Patos e ao norte do arroio Chuí apresentam um balanço entre as taxas de suprimento e de remoção de sedimentos para o período de 22 anos, com variações da linha de praia inferiores a 20 m. Registros dos processos erosivos sobre a zona costeira do Rio Grande do Sul, tanto de curto, como de longo período, têm sido documentados por Alvarez *et al.* (1981), Barletta e Calliari (1997), Calliari e Klein (1993), Calliari *et al.* (1996), Siegle (1996), Tomazelli e Villwock (1989, 1992), Tomazelli *et al.* (1996), Tozzi e Calliari (1997), Calliari *et al.* (1998), (Toldo *et al.*, 1999), Dillenburg *et al.* (2000), Esteves *et al.* (2002).



TOLDO E ALMEIDA

Figura 3. Visada para norte da praia de Dunas Altas, localizada no segmento do litoral médio do estado em progradação.

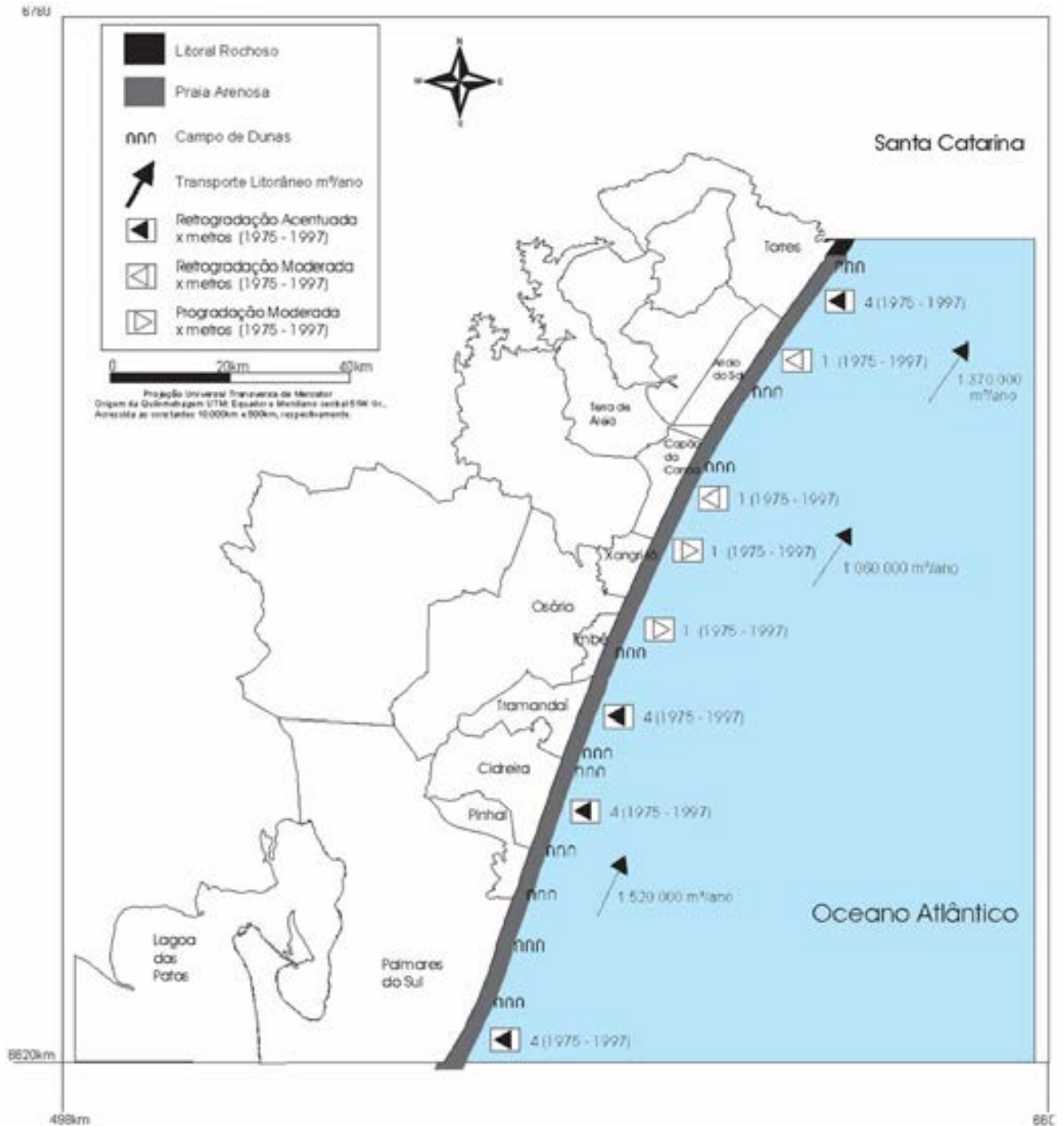
471

As tendências de evolução da linha de costa, estabelecidas pelos extremos erosivos e deposicionais, resultam da complexa interação entre as taxas de variações relativas do nível do mar, as taxas de suprimento sedimentar, a dinâmica das ondas e os impactos produzidos por ondas de tempestades. Estudos sobre as taxas de variações do nível do mar para esta região indicam elevações da ordem de +0,62 mm/ano, como estabelecido a partir dos dados do marégrafo de Punta del Este - República do Uruguai, entre os anos de 1901 e 1992 (Laborde, *In*: Isla, 1997). Toldo (1989), em trabalhos sobre a dinâmica dos esporões da Lagoa dos Patos também inferiu uma taxa de elevação recente do nível médio das águas da laguna, com valores de +1,00 m para os últimos 300 anos, utilizando as taxas de crescimento dos esporões emersos sobre seus correspondentes submersos.

Incluimos nestas interações os resultados obtidos por Siegle (1996) e Calliari *et al.* (1998), os quais observaram a ocorrência de concentração de energia de ondas por refração nos locais de elevadas taxas de erosão (> 100 m), na região do farol

da Conceição e ao norte da praia do Chui. Ainda, os efeitos das tempestades catastróficas geradas durante a passagem de frentes frias, que elevam o nível médio do mar em até 1,5 m (Almeida *et al.*, 1997), segundo Calliari *et al.* (1996), Tozzi e Calliari (1997), tem relações diretas com os ciclos erosivos e deposicionais no estoque dos sedimentos praias. Os resultados apresentados por Lima *et al.* (2001), relativos ao cálculo das taxas deriva litorânea de curto período, mostram também uma relação direta com distribuição do estoque dos sedimentos praias, mapeados neste levantamento. Toldo *et al.* (2004), apresentam um modelo para o

Figura 4. Resultados da análise temporal de 22 anos (1975-1999) das tendências de mobilidade da linha de praia para o Litoral Norte do estado.



balanço de sedimentos ao longo do litoral médio do estado, associando a retração com os segmentos que apresentam elevadas taxas de deriva litorânea, e a progradação com os locais onde registra-se a mudança de alinhamento dos segmentos praias. Nestes locais ocorre o engarrafamento da deriva litorânea, que produz deposição dos sedimentos arenosos e conseqüente alargamento do sistema praias ou, desde o campo de dunas costeiras até a antepraia junto a isóbata de 10 m. A progradação das praias de Mostardas e Dunas Altas exemplificam estes processo.

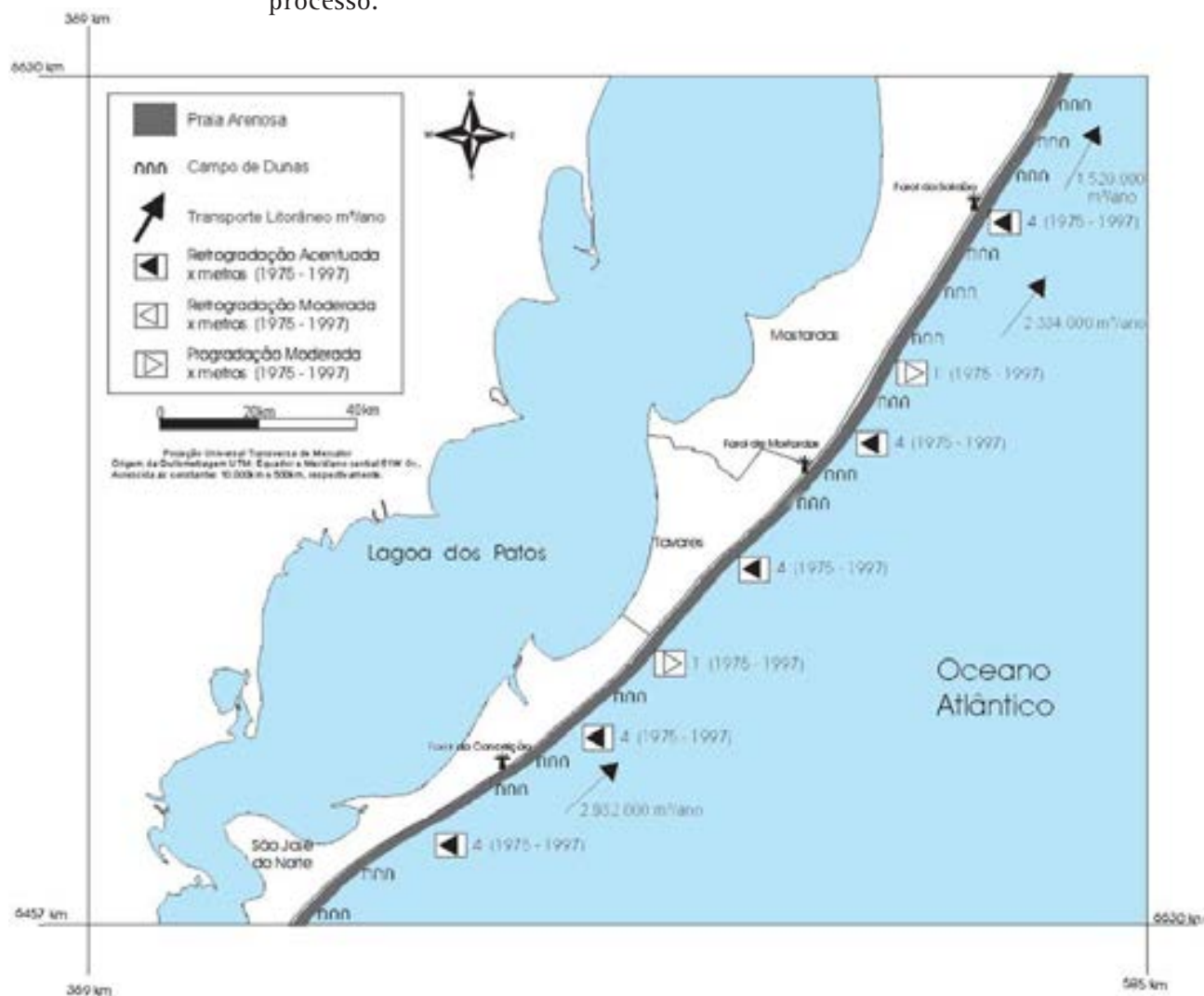


Figura 5. Resultados da análise temporal de 22 anos (1975-1999) das tendências de mobilidade da linha de praia para o Litoral Médio do estado.

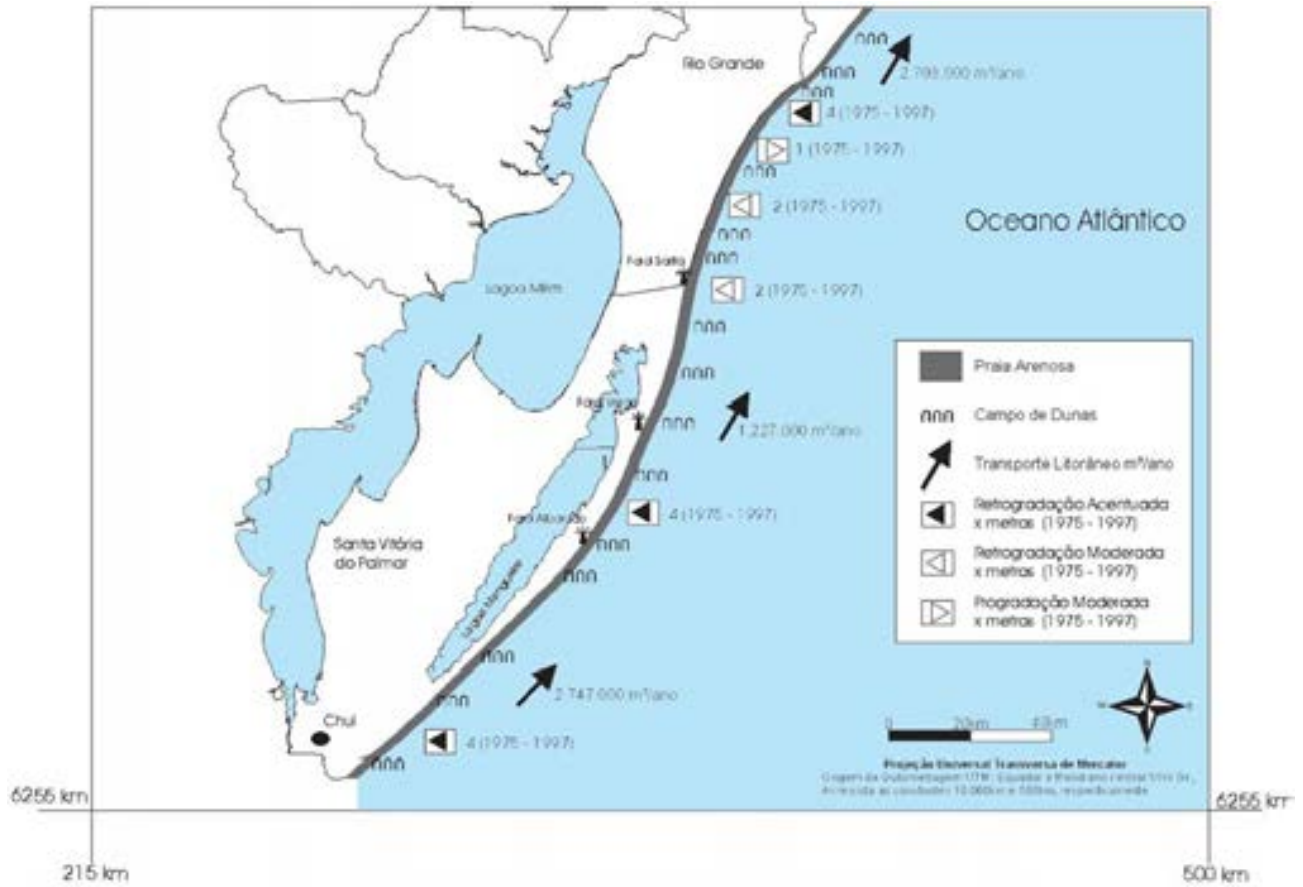


Figura 6. Resultados da análise temporal de 22 anos (1975-1997) das tendências de mobilidade da linha de praia para o Litoral Sul do estado.

474

Por último, é importante observar que neste mapeamento foram registradas áreas deposicionais, para um litoral sem suprimento de sedimentos continentais arenosos, o que demonstra a complexidade das interações entre estes processos, para compreender a dinâmica da erosão costeira ou mesmo para hierarquizar os fatores físicos responsáveis pela erosão costeira.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA, L.E.S.B., ROSAURO, N.M.L., TOLDO Jr., E.E. 1997. Análise Preliminar das Marés na Barra do Rio Tramandaí, RS. XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vitória, ES, *Resumos*, p: 560-566.
- LIMA, S. F., ALMEIDA, L. E. S. B., TOLDO Jr., E. E. 2001. Estimativa da Capacidade de Transporte de Sedimentos a Partir dos Dados de Ondas para a Costa do Rio Grande do Sul. In: Anais do VIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2001, Imbé, RS. *Pesquisas* V.1(2). P:99-108.
- ALVAREZ, J.A; GRÉ, J.C.R; TOLDO Jr., E.E. 1981. Estudos da Praia a Nordeste do Molhe de Rio Grande, *Pesquisas*, 14: 131-147.
- BARLETTA, R.C., CALLIARI, L.J. 1997. Caracterização Morfodinâmica de Praias Compreendidas entre o Farol da Conceição e São José do Norte, RS. *Resumos*, p:24-26, Anais da Semana Nacional de Oceanografia, UNIVALI, Itajaí, SC, Brasil.
- CALLIARI, L.J., KLEIN, A.H.F. 1993. Características Morfodinâmicas e Sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas* 20(1), 48-56, UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.
- CALLIARI, L.J.; TOZZI, H.A.M.; KLEIN, A.H.F. 1996. Erosão associada a marés meteorológicas na costa sulriograndense (COMEMIR/OSNLR), *Anais*, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. SBG. 4:682-684.
- CALLIARI, L.J.; SPERANSKI, N., BOUKAREVA, I. 1998. Stable focus of wave rays as a reason of local erosion at the southern Brazilian coast. *Journal of Coastal Research*, 26(2), 19-23.
- 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.
- ESTEVES, L. S., TOLDO Jr., E. E., DILLENBURG, S. R., TOMAZELLI, L. J. 2002. Long and Short Term Coastal Erosion in Southern Brazil. In: International Coastal Symposium 2002, International Coastal Symposium. , V.1. p:273-282.
- ISLA, F.I. 1997. Boletim Informativo Regional n12. OSNLR Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina.
- SIEGLE, E. 1996. Distribuição dos Sedimentos Litorâneos entre o Farol da Conceição e Farol do Chuí, RS, e Fatores Condicionantes Curso de Graduação em Oceanologia, Fundação Universidade do Rio Grande. Trabalho de Graduação, 91p.
- TOLDO Jr., E.E. 1989. Os Efeitos do Transporte Sedimentar sobre a Distribuição dos Tamanhos de Grão e Morfodinâmica Lagunar. Porto Alegre. 143 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- TOLDO JR, E.E; ALMEIDA, L.E.S.B; CORRÊA, I.C.S. 1996. Produção de sedimentos no sistema lagunar da Lagoa dos Patos, RS. In: II Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Rio de Janeiro RJ, ABRH, p:261-268.
- TOLDO JR., E. E., ALMEIDA, L. E. S. B., BARROS, C. E., BAITELLI, R., MARTINS, L. R. S., NICOLODI, J. L. 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul Coastal Zone, Brazil. In: Martins, L.R. and Santana, C.I. (eds.). Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin. Porto Alegre, Brazil: Editora UFRGS: p:62-68.
- TOLDO JR., E. E., ALMEIDA, L. E. S. B. 2003. A Linha de Água como Indicadora da Posição da Linha de Praia. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Recife, PE. CD.
- TOLDO JR., E. E., NICOLODI, J. L., ALMEIDA, L. E. S. B., CORRÊA, I. C. S. 2004. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. *Journal of Coastal Research* Itajaí, SC: , Special Issue 39, submetido.
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A. 1989. Processos Erosivos na Costa do Rio Grande do Sul, Brasil: Evidências de uma Provável Tendência Contemporânea de Elevação do Nível Relativo do Mar. *Resumos*, 2 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Rio de Janeiro, ABEQUA, p. 16.
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A. 1992. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a deriva litorânea de sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 19(1): 3-12.
- TOMAZELLI, L.J., VILLWOCK, J.A., DILLENBURG, S.R., BACHI, F.A., DEHNHARDT, B.A., 1996. Erosão Costeira no Rio Grande do Sul, *Anais*, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. SBG. 4:685-687.
- TOZZI, H.A.M., CALLIARI, L.J., 1997. Influências das Tempestades Extratropicais sobre o estoque de Sedimentos das Praias entre Rio Grande e Chuí, RS. *Resumos*, p:85-87, Anais da Semana Nacional de Oceanografia, UNIVALI, Itajaí, SC, Brasil.
- VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas, CECO-UFRGS, 8:1-45.

