

PANORAMA DA EROSÃO COSTEIRA NO BRASIL

REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL

Presidente
MICHEL TEMER

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE

Ministro
EDSON DUARTE

SECRETARIA EXECUTIVA

Secretário-Executivo
ROMEU MENDES DO CARMO

SECRETARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E QUALIDADE AMBIENTAL

Secretário
JAIR VIEIRA TANNÚS JUNIOR

DEPARTAMENTO DE GESTÃO AMBIENTAL TERRITORIAL

Diretor
RAIMUNDO NONATO C. CORDEIRO FILHO

COORDENAÇÃO-GERAL DE GERENCIAMENTO COSTEIRO

Coordenador-Geral
RÉGIS PINTO DE LIMA

Ministério do Meio Ambiente
Secretaria de Recursos Hídricos e Qualidade Ambiental
Departamento de Gestão Ambiental Territorial

PANORAMA DA EROSÃO COSTEIRA NO BRASIL

Brasília, DF
MMA
2018

© 2018 Ministério do Meio Ambiente – MMA
Permitida a reprodução sem fins lucrativos, parcial ou total, por qualquer meio, se citados a fonte do Ministério do Meio Ambiente ou sítio da Internet no qual pode ser encontrado o original em: http://www.mma.gov.br/publicacoes-mma

Organização
Dieter Muehe

Elaboração do Projeto
Dieter Muehe

Coordenação-Geral de Gerenciamento Costeiro
Régis Pinto de Lima
Angelita de Sousa Coelho
Salomar Mafaldo de Amorim
Diego Pereira de Oliveira

Capa e entrada dos capítulos
Francine Sakata, sobre “Ocean Waves” de Hokusai (1760-1849)

Projeto gráfico e diagramação
Mayra Mello

Dados Internacionais para Catalogação na Publicação - CIP

B823p Brasil. Ministério do Meio Ambiente
Panorama da erosão costeira no Brasil [recurso eletrônico] / Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos e Qualidade Ambiental, Departamento de Gestão Ambiental Territorial; Organização Dieter Muehe. – Brasília, DF: MMA, 2018.

759 p. : il. (algumas color.).

ISBN: 978-85-7738-394-8 *(on line)*
Modo de acesso: World Wide Web: http://www.mma.gov.br/gestao-territorial/gerenciamento-costeiro/procosta2

1.Erosão costeira – Brasil. 2.Programa Nacional de Conservação da Linha de Costa - Procosta. 3.Estados – gerenciamento costeiro. 4.Costa brasileira - conservação. 5. Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM. I.Secretaria de Recursos Hídricos e Qualidade Ambiental. II.Departamento de Gestão Ambiental Territorial. III.Muehe, Dieter (Org.). IV.Título.

CDU: 551.435(210.5:81)

Biblioteca do Ministério do Meio Ambiente
Maria Ivana CRB1/1556

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO 6

PREFÁCIO 11

INTRODUÇÃO 15

AMAPÁ 19
Admilson Moreira Torres | Maâmar El-Robrini | Wagner José Pinheiro Costa

PARÁ 65
Maâmar El-Robrini | Leilanhe Almeida Ranieiri | Paulo Victor Magno Silva | Juliana Sá Guerreiro | Marcelo Augusto Moreno da Silva Alves | Rodrigo Rafael Souza de Oliveira | Melissa do Socorro Fonseca da Silva | Piera Brenda Coelho Amora | Maria Helena Santos El Robrini | Norberto Fenzl | Daniel Ramôa Farias

MARANHÃO 167
Maâmar El-Robrini | Jorge Hamilton Souza dos Santos | Leonardo Gonçalves De Lima | André Luís Silva dos Santos | Marcio Costa Fernandes Vaz dos Santos | Ulisses Denache Vieira Souza

PIAUÍ 241
Jorge Eduardo de Abreu Paula | Jáder Onofre de Morais | Lidriana de Souza Pinheiro | Maria Luzineide Gomes

CEARÁ 261
Jáder Onofre de Morais | Lidriana de Souza Pinheiro | Paulo Roberto Silva Pessoa | George Satander Sá Freire | Alexandre Medeiros de Carvalho | Renan Gonçalves Pinheiro Guerra | Eduardo Lacerda Barros | Francisco José Maciel de Moura

RIO GRANDE DO NORTE 289
Helenice Vital | Iracema Miranda da Silveira | Zuleide Maria Carvalho Lima | Werner Farkatt Tabosa | André Giskard Aquino da Silva | Flavo Elano Soares de Souza | Marcelo dos Santos Chaves I Moab Praxedes Gomes

PARAÍBA 327
José Maria Landim Dominguez | Silvana Moreira Neves | Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt | Júnia Kacenelenbogen Guimarães

PERNAMBUCO 345
Valdir do Amaral Vaz Manso | Paulo da Nóbrega Coutinho | Fábio José Pedrosa | Rene Jota de Macedo | Alex Costa da Silva | Luis Augusto de Gois | Roberto Lima Barcellos | Sharliane Dornelle d'Almeida Arruda | Carlos Fernando de Andrade Soares Junior | José Diniz Madruga Filho | Geoprocessamento: Miguel Maia Chaves Arrais | Marcelo Menezes Diniz Madruga

ALAGOAS, SERGIPE E BAHIA 381
José Maria Landim Dominguez | Junia Kacenelenbogen Guimarães | Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt

ESPÍRITO SANTO 433
Jacqueline Albino | Andre Luiz Nascentes Coelho | Gisele Girardi | Kleverson Alencastre do Nascimento

RIO DE JANEIRO 478
Dieter Muehe | Flavia Moraes Lins-de-Barros | Eduardo Manuel Rosa Bulhões | Leonardo Klumb-Oliveira | Nara Pinto | Marcelo Sperle

SÃO PAULO 546
Michel Michaelovitch de Mahiques | Javier Alcántara-Carrió | Samara Cazzoli y Goya | Rui Taborda | Moysés Gonsalez Tessler

PARANÁ 586
Rodolfo José Angulo | Maria Cristina de Souza | Marcelo Eduardo José Müller | Mauricio Almeida Noernberg | Luiz Henrique Sielski de Oliveira | Carlos Roberto Soares | Carlos Alberto Borzone | Eduardo Marone | Clécio José Lopes de Quadros

SANTA CATARINA 641
Norberto Olmiro Horn Filho | Andreoara Deschamps Schmidt | José Gustavo Natorf de Abreu | Cristian Nunes Estevam | Rafael Sangoi Araujo

RIO GRANDE DO SUL 690
João L. Nicolodi | Lauro J. Calliari | Elírio E. Toldo Jr | Salette Figueiredo | Valério Costa Machado Jr. | Ana F. Silva | Lucas M. da Motta | Priscila Teixeira

APRESENTAÇÃO DO MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA)

A zona costeira do Brasil com mais de 8.000km de linha de costa, é um desafio para qualquer tipo de estudo em escala nacional, tanto pela gigantesca área como pela sua diversidade ecossistêmica e climática. A elaboração deste livro em escala nacional é fruto da existência do Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM, da competência e compromisso dos pesquisadores e colaboradores envolvidos.

Esta obra relaciona-se com importantes políticas públicas, como o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC,1988), o Plano Nacional de Adaptação (PNA, 2016), o Plano Nacional de Recursos Hídricos (PNRH, 2016).O MMA através da Portaria Nº 76, de 26 de março de 2018, criou o Programa Nacional de Conservação da Linha de Costa, o Procosta, que representa Compromisso Voluntário assumido pelo Brasil na ONU durante a Conferência dos Oceanos em junho de 2017.

Dentre os quatro projetos do Procosta, o projeto "Projeção de linhas de costa futuras e identificação de perigos costeiros" trata das alterações previstas para a linha de costa brasileira. Sem dúvida nenhuma este livro é uma grande contribuição para obtenção dos objetivos deste projeto, permitindo que a gestão da atual linha de costa possa estar baseada em informações aqui contidas, atentando para os desafiantes 40% desta em processos erosivos. Gestores na escala estadual e municipal poderão utilizá-lo de forma integrada para confecção de seus respectivos planos de perigos e riscos costeiros.

O MMA entende também que os 60% da linha de costa ainda em processos de equilíbrio ou em progradação, são um ativo territorial e biodiverso importante e devem estrategicamente serreconhecidos como Áreas de Segurança Costeira, onde o monitoramento das informações aqui produzidas será a base para uma gestão compromissada com a conservação da costa brasileira em um planejamento territorial de longo prazo.

Dr. Régis Pinto de Lima
Coordenador-Geral de Gerenciamento Costeiro
Secretaria de Recursos Hídricos e Qualidade Ambiental/Departamento de Gestão Ambiental Territorial

APRESENTAÇÃO DO PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA (PGGM)

A história da Geologia Marinha no Brasil teve seu início e evolução impulsionada pela concretização de grandes cruzeiros oceanográficos, associados à disponibilidade de navios nacionais e internacionais, à criação de laboratórios de pesquisa, e às demandas de projetos nacionais no fim da década de 1960.

A primeira expedição que deu início ao levantamento sistemático da plataforma continental brasileira foi a Operação GEOMAR I, realizada em 1969. Esta expedição, organizada pela Marinha do Brasil, a bordo do Navio Oceanográfico Almirante Saldanha (H10/Marinha do Brasil), tinha como objetivo principal estudar o fundo submarino na região do Rio Amazonas, na qual participaram representantes da PETROBRAS, do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), além de várias universidades e pesquisadores brasileiros.

Após a GEOMAR I, foram criados dois importantes centros de pesquisa de referência que perduram até os dias atuais, sendo eles: o Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) – vinculado a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e o Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), posteriormente transferido para a Universidade Federal Fluminense (UFF).

Devido ao sucesso alcançado pela GEOMAR I, em 1971, ocorreu o 10 Encontro de Diretores de Instituições de Pesquisa no Mar; com o intuito de discutir diretrizes para a pesquisa oceanográfica no Brasil. Este evento foi organizado pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN/Marinha do Brasil), pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e contou ainda com a presença de diversas instituições acadêmicas e de pesquisa. Durante o evento foram formados grupos de trabalho nas grandes áreas da Oceanografia e, entre eles, um grupo de professores/pesquisadores na área de Geologia e Geofísica Marinha. Este grupo de trabalho, tomando como exemplo o sucesso da Operação GEOMAR I, delineou os primeiros passos para a implantação do que foi denominado de Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM). Assim, surgiu em 1971 a primeira "rede de pesquisa oceanográfica brasileira" no âmbito do PGGM. Para isto foi estabelecida uma coordenação da DHN com o PGGM, que propôs a criação de um Programa Plurianual de Pesquisas do Mar, onde foi possível se estabelecer, em grandes linhas, um programa nacional trienal (1970 - 1972); o que permitiu ao Brasil se integrar a uma série de projetos internacionais, resguardando os interesses nacionais no Atlântico Sul.

Os esforços iniciais dessa rede de pesquisadores do PGGM objetivaram principalmente: o avanço da Geologia e Geofísica Marinha no Brasil e no exterior, a proposição de soluções para a carência de recursos naturais e a investigação científica da costa e plataforma continental brasileira. Em pauta estavam discussões sobre a filosofia do PGGM, a necessidade de meios de execução (navios), a formação de recursos humanos e a aquisição/desenvolvimento da instrumentação básica necessária às pesquisas. Para tanto, o PGGM tinha como objetivo geral "fazer o reconhecimento da costa e da margem continental brasileira e promover o desenvolvimento da infra-estrutura de equipamentos e pessoal necessários para a Geologia e a Geofísica Marinha". Neste contexto, até o ano de 1986, foram realizadas, com grande sucesso, um total de 24 Operações GEOMAR, coordenadas pelo PGGM, nas quais foram empregados os navios oceanográficos NOc "Almirante Saldanha" e NOc. "Almirante Câmara" da DHN/Marinha do Brasil. Neste período foram também realizadas diversas operações em áreas costeiras marinhas (Operações GEOCOSTA), com bastante êxito, pelas instituições participantes do PGGM.

As iniciativas e esforço do PGGM foram o embrião para a concretização do Projeto de "Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira" (Projeto REMAC); sem dúvida um dos maiores levantamentos sistemáticos da margem continental brasileira, realizado nas décadas de 1970 a 1980. Neste projeto foram incorporados novos parceiros ao PGGM, como a PETROBRAS, o extinto Departamento de Produção Mineral (DNPM - atualmente Agência Nacional de Mineração (ANM) – a Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (CPRM) – atualmente Serviço Geológico do Brasil – a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM); além da DHN e do CNPq que já integravam o PGGM. Além dessas instituições, colaboraram várias instituições estrangeiras como a Woods Hole Oceanographic Institution (MIT), o Lamont-Doherty Earth Observatory (Columbia University) e o Centre National pour I'Exploitation des Océans (IFREMER).

Atualmente o PGGM integra uma rede que engloba 27 instituições, desde o Rio Grande do Sul até o Amapá (Quadros I e II), dividido entre instituições efetivas (universidades, institutos e centros de pesquisa) e instuições colaboradoras (órgãos e empresas públicas). Desta integração resultaram publicações científicas nacionais e internacionais, livros, manuais metodológicos e guias de diretrizes, além do intercâmbio interinstitucional.

Portanto, ao longo dos últimos 47 anos, o PGGM vem contribuindo ativamente para a elaboração e execução de políticas públicas visando ampliar o conhecimento da margem continental brasileira e do Atlântico Sul, em seus vários aspectos: científicos, acadêmicos, estratégicos, de soberania nacional, de gestão ambiental, de divulgação e de formação de recursos humanos.

Quadro 1 - Instituições efetivas que integram o PGGM

Instituições efetivas	Sigla
Universidade Federal do Rio Grande	FURG
Universidade Federal do Rio Grande do Sul	UFRGS
Universidade Federal de Santa Catarina	UFSC
Universidade do Vale do Itajaí	UNIVALI
Universidade Federal do Paraná	UFPR
Universidade de São Paulo	USP
Universidade do Estado do Rio de Janeiro	UERJ
Universidade Federal Fluminense	UFF
Universidade Federal do Rio de Janeiro	UFRJ
Universidade Federal do Espírito Santo	UFES
Universidade Federal da Bahia	UFBA
Universidade Federal de Pernambuco	UFPE
Universidade Federal do Rio Grande do Norte	UFRN
Universidade Estadual do Ceará	UECE
Universidade Federal do Ceará	UFC
Universidade Federal do Maranhão	UFMA
Universidade Federal do Pará	UFPA
Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira	IEAPM
Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Amapá	IEPA

Fonte: http://pggmbrasil.org/instituições

Quadro 2 - Instituições colaboradoras que integram o PGGM

Instituições colaboradoras	Sigla
Comissão Interministerial para os Recursos do Mar	CIRM
Diretoria de Hidrografia e Navegação	DHN
Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico	CNPq
Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovações e Comunicações	MCTIC
Ministério do Meio Ambiente	MMA
Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)	CPRM
Departamento Nacional de Produção Mineral (Agência Nacional de Mineração)	DNPM/ANM
Petróleo Brasileiro SA	PETROBRAS

Dentre os principais projetos de âmbito nacional e internacional realizados com a participação PGGM – alguns ainda em execução – se destacam:

- o Projeto de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC; 1970-1985);
- o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC, 1988-2013);
- o Levantamento da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (Projeto LEPLAC/Amazônia Azul,1990-2010);
- a Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (Projeto ReviZEE, 1994-1998);
- a Avaliação do Potencial Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (Projeto REMPLAC, 1997 - atual),
- o de Prospecção e Exploração de Recursos Minerais da Área Internacional do Atlântico Sul e Equatorial (Projeto PROAREA, 2012 - atual),
- o Programa "International Ocean Discovery Program" (Programa CAPES/ IODP-Brasil, 2015 - atual) e
- o Programa Nacional para Conservação da Linha de Costa (PROCOSTA/ MMA, 2018 - atual).

O livro "Panorama da Erosão Costeira no Brasil" reflete, ao longo de seus 15 capítulos, a importância da filosofia do trabalho pioneiro do PGGM, em "rede de pesquisa" no Brasil, através da colaboração de mais de 80 pesquisadores vinculados às suas instituições.

Marcelo Sperle Dias
Coordenador do PGGM
Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro

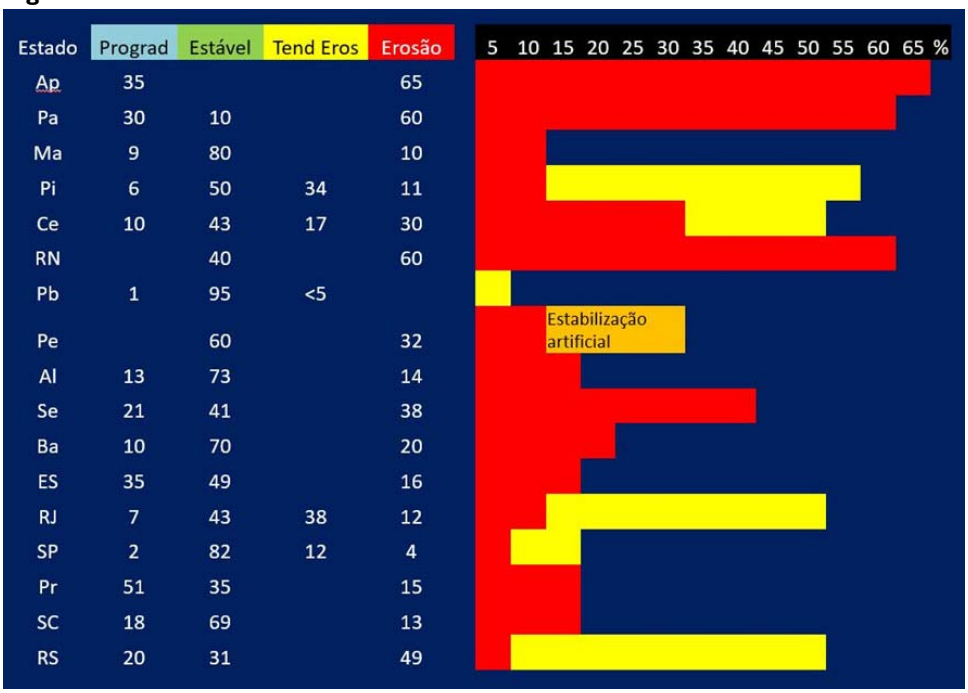
PREFÁCIO

Passada uma década, desde o lançamento do livro *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro* pelo Programa de Geologia e Geofísica Marinha e editado pelo Ministério do Meio Ambiente, porque então apresentar um novo diagnóstico em tão curto espaço de tempo? São duas as razões que justificam essa decisão. A primeira é a própria demanda de componentes dos grupos de pesquisa que realizaram o primeiro diagnóstico em vista do avanço dos estudos com incorporação de novos dados resultado da continuidade dos monitoramentos e do emprego mais amplo de novas técnicas de mapeamento e de novos e mais aperfeiçoados equipamentos de levantamento de campo em um ambiente extremante dinâmico tanto sob o aspecto físico quanto sob o aspecto da ocupação. A segunda, é o estado de transição climática em que nos encontramos, com mudança, entre outras variáveis, da taxa exponencial de elevação do nível do mar dos atuais 3cm/década para 6 a 12 cm/década, chegando a um aumento absoluto previsto de 50 a 100 cm até o final do século. Em algum momento a resiliência da capacidade de absorção das praias, ao aumento da intensidade dos processos costeiros, será rompida de forma mais generalizada e, quanto mais cedo pudermos comprovar essas mudanças, maior será a capacidade de convencimento de tomadores de decisão para a implementação de estratégias de adaptação.

Mas será que já não estamos sentindo os primeiros efeitos? Conversando com o Doutor Norberto Olmiro Horn Filho, geólogo e professor da Universidade Federal de Santa Catarina, e que estuda as praias de Florianópolis na ilha de Santa Catarina há várias décadas, ele se mostrou intrigado com os processos erosivos que ocorreram durante o ano de 2017 em várias praias da ilha, sem que essa erosão estivesse preferencialmente associada à entrada de frentes frias como normalmente ocorre. "O mar está diferente" ele conta.Também no Rio de Janeiro ocorreu, no mesmo ano, uma intensificação de processos erosivos conforme observado pela Dra. Flavia Lins-de-Barros do Laboratório de Geografia Marinha, Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Há, portanto necessidade de continuar com o monitoramento em pontos em que já existem informações com histórico de observações de longo prazo.

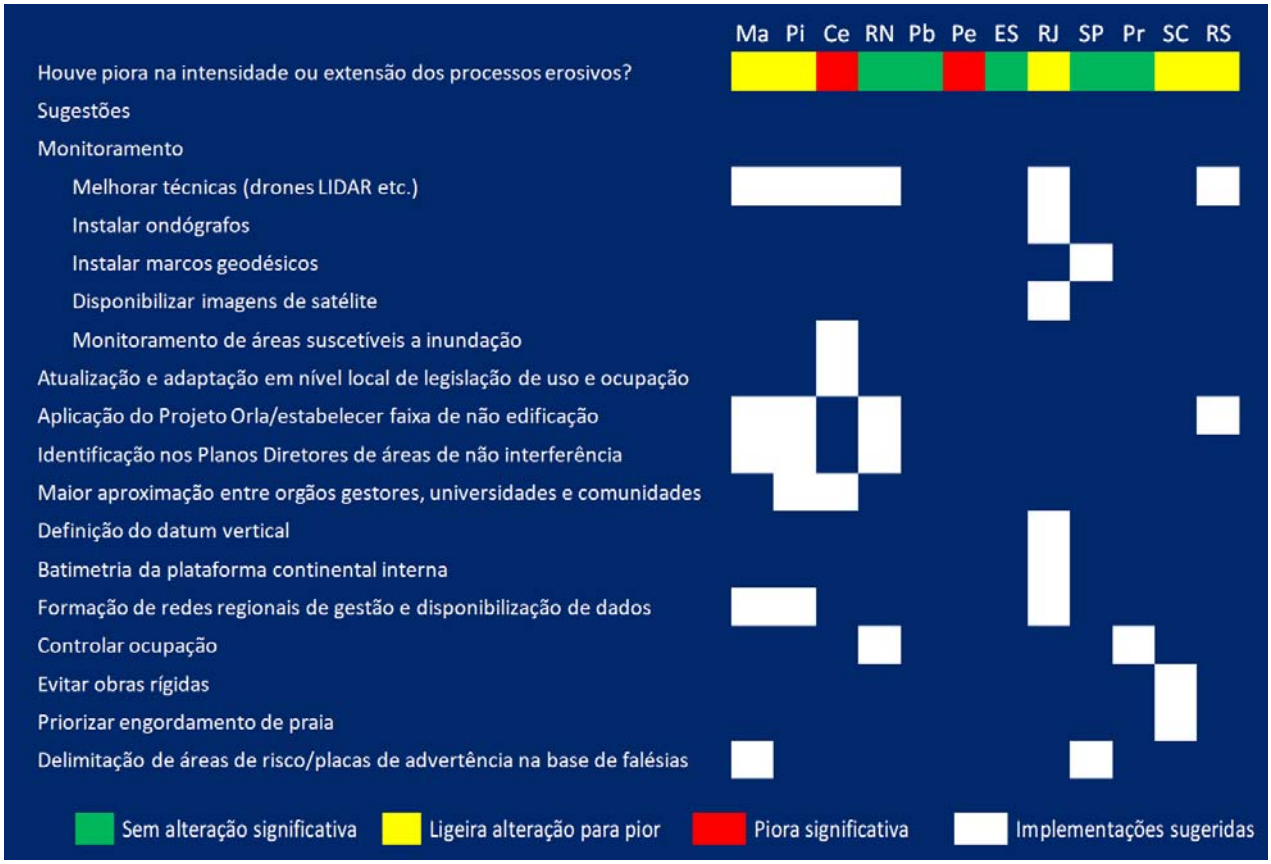
De forma muito generalizada os resultados do levantamento, agora apresentado, mostram que nas regiões Norte e parte do Nordeste do país, cerca de 60 a 65% da linha de costa está sob processo erosivo, ao passo que no Sudeste e Sul esse percentual, com cerca de 15%, é bastante inferior, devendo porém ser ressaltado, no Rio de Janeiro e Rio Grande do Sul, o elevado percentual de trechos com indicação de tendência erosiva, isto é, segmentos que mostram sinais de erosão sem que se afigure um recuo da linha de costa, ou seja um recuo significativo da posição média estatística da interseção da face da praia com o nível médio do mar (Figura 1).

Figura 1



Mobilidade da linha de costa expresso em porcentagem do comprimento total da linha de costa de cada Estado.

Figura 2



Percepção de alterações notáveis em relação ao levantamento anterior e sugestões de gestão e de monitoramento

Essa maior mobilidade da região Norte e parte do Nordeste decorre de uma série de fatores atuando em conjunto ou separadamente, como menor declividade da antepraia, maior amplitude da maré, transporte unidirecional da deriva litorânea e ainda da transferência de sedimentos para campos de dunas. Assim, taxas de recuo anual da linha de costa da ordem de 5 metros e mais, como por exemplo em trechos da orla do Piauí, indicam que a faixa de não edificação, de 50 m, em áreas urbanizadas, como estabelecido no Projeto Orla, precisa ser revista.

Em resumo, há um predomínio da erosão sobre a estabilidade nas regiões Norte e em parte do Nordeste e indicações de que pode ocorrer uma reversão em direção à instabilidade também nas regiões Sudeste e Sul. Indicações que precisam ser consideradas no sentido de maior rigor no estabelecimento de faixas de não edificação em larguras superiores às previstas no Projeto Orla, principalmente nas regiões Norte e Nordeste. Nesse sentido o número crescente de trabalhos acadêmicos, focando na identificação de vulnerabilidades no espaço costeiro, representa uma importante contribuição no estabelecimento regionalizado desses limites.

Uma vez constatada a elevada extensão de segmentos costeiros sob erosão, a pergunta que surge é se a situação piorou em relação ao levantamento anterior. Essa questão é melhor respondida a partir da percepção dos diferentes grupos que realizaram os levantamentos nos diferentes Estados (Figura 2). Para estes não foi constatada, na maioria das regiões, uma mudança sensível em relação ao levantamento anterior, ou seja, as áreas sob significativo processo erosivo continuaram mantendo a tendência já anteriormente detectada, com exceção do Ceará e Pernambuco, onde ocorreu intensificação dos processos erosivos. Neste último o incremento da erosão tem sido estabilizado por obras de intervenção, seja muro ou aterro. Em parte do Sudeste e Sul houve uma ligeira piora, em parte pela inclusão de trechos ainda resilientes mas com sinais de agravamento da erosão por ocasião de ressacas.

Sugestões referentes à melhoria de métodos e de gestão abrangem dois aspectos: o de melhorar a eficiência dos monitoramentos e a disponibilização de dados. Quanto ao monitoramento há a percepção da necessidade de adoção de melhores técnicas ressaltando a necessidade de instalação de ondógrafos, marcos geodésicos e disponibilização de imagens de satélites.

Já em termos de gestão é ressaltada a necessidade de maior integração entre Universidade, órgãos públicas e população local, a aplicação das diretrizes do Projeto Orla, a identificação e inclusão nos Planos Diretores de áreas de não interferência, a formação de redes regionais de gestão de dados, o controle da ocupação, o não emprego de obras rígidas na busca da contenção da erosão costeira e a recuperação de praias por meio de aterro (engordamento) e ainda a sinalização com placas em áreas de risco de deslizamentos defronte a falésias sedimentares.

Da mesma forma que no levantamento anterior, os resultados aqui apresentados resultam de uma convergência significativa de esforços individuais e dos grupos associados ao Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM) que permitiram manter a continuidade e a introdução de inovações metodológicas aos levantamentos sistemáticos e a ampliação dos mesmos para chegar ao resultado agora apresentado.

Agradecimentos são devidos aos diferentes órgãos de fomento que mantiveram o apoio financeiro aos projetos e vem permitindo a realização das reuniões anuais do Programa, fundamental para a manutenção da coesão do grupo e da definição de objetivos comuns.

Agradecimentos são aqui expressos ao apoio dado pelo Ministério do Meio Ambiente para a publicação do presente volume, à Francine Sakata da NKF Arquitetura da Paisagem, responsável, pela segunda vez, pelo excelente trabalho de editoração e ao Dr. João Nicolodi, da FURG, pela intermediação junto ao MMA, para os acertos finais burocráticos-financeiros.

Dieter Muehe

INTRODUÇÃO

O Livro *The Last Beach* (Orrin H. Pilkeyand J. Andrew G. Cooper)[1] e o documentário de Denis Delestrac: *Le Sable, Enquêtesur une Disparition*[2] divulgam o estado da arte do conhecimento sobre a dinâmica das zonas costeiras, consideradas uma das áreas de mais rápidas variações morfológicas naturais do planeta. Muitos exemplos do litoral brasileiro, mostrados nos próximos capítulos, bem como a nível global, mostrados nos trabalhos acima citados, comprovam que além dos processos naturais de erosão costeira, a instalação de construções rígidas, tais como muros (*seawalls*) e molhes, provoca uma aceleração dessa erosão. As praias se estendem abaixo d'água, de modo geral até 15 a 20m de profundidade, na faixa que denominamos antepraia (*shoreface, avant plage*). Nesta área observa-se um movimento de vai e vem das areias, sem cessar. Seguindo um ciclo natural, a morfologia das praias se ajusta às alternâncias de tempo bom e tempestades sazonais. Sob condições de tempo bom são mais espessas e sob a ação de tempestades recuam e se aplainam para melhor absorver a energia das ondas. A praia deve ter espaço suficiente também na retaguarda, mas é nesta área que comumente construímos prédios, calçadas, muros, diques e estradas, que causam reflexão das ondas e transportam a areia da praia para o fundo marinho. Em consequência disso, as praias não podem mais recuar por falta de estoque disponível de areia na área emersa. Os muros (*seawalls*) representam o mais mortal inimigo das praias, impedindo sua migração em direção ao continente e forçando seu desaparecimento. Nos últimos anos tem sido registrado um aumento de ocorrências de eventos extremos (tempestades e ondas de calor) com consequente aumento da ação erosiva das ondas no litoral. Gary Griggs da Universidade Santa Cruz da Califórnia afirma que entre 75% e 90% das praias estão recuando, e a situação vai piorar. Atualmente, 75% das metrópoles e metade da população estão no litoral. Até 2025, 75% da população viverá próximo da costa. Ao impacto populacional será somado aquele causado pelo aumento de eventos extremos que já se constata. As grandes devastações relacionadas às tempestades (furacões e ciclones) que atingem a zona costeira, mostram cada vez mais a vulnerabilidade e inadequação da infraestrutura de cidades construídas nos limites da linha de costa. Segundo os autores, estamos cegos aos alarmes da natureza, pois forçadamente continuamos a reconstruir nos mesmos locais, esperando um resultado diferente, em nome do que chamamos resiliência. Além das construções na linha de costa, há um déficit de sedimentos chegando naturalmente às praias, em função das construções incessantes de barragens, que impedem o fluxo natural de sedimentos das montanhas para os rios e deltas e finalmente para as praias. Nos EU, desde a declaração da independência, em 1776, foi construída uma barragem por dia, e hoje oitenta mil barragens obstruem os cursos d'água. No mundo existem 845 mil barragens. Além disso, em muitos locais já ocorre mineração direta das areias de

1 Orrin H. Pilkey and J. Andrew G. Cooper. "The Last Beach". Duke University Press, 22 de out de 2014 - 256 pg.

2 Denis Delestrac. "Le Sable, Enquête sur une Disparition". Arte France Rappi Production, 2013.

praia, potencializando ainda mais o desaparecimento dessas praias. As tempestades não destroem as praias naturais, estas mudam de forma e migram de local, espalhando as areias para maximizar a absorção da energia das ondas, mas após isso, se recuperam lentamente em dias, meses ou anos. As construções rígidas da urbanização costeira impedem essa adaptação das praias. A linha de costa naturalmente migra ao longo do tempo em direção ao continente, na medida em que o nível do mar sobe. Na costa de Yorkshire, Inglaterra, existem remanescentes de 28 pequenos vilarejos, alguns submersos a mais de 3km da costa atual. Foram abandonados um a um, ao longo dos últimos 2000 anos, desde a invasão Romana. Não acompanharam o recuo das falésias costeiras que foram sendo erodidas e migrando em direção ao continente (retrogradando). Entretanto, as areias provenientes dessa erosão continuaram a manter a existência de praias adjacentes às falésias. As praias além disso, sobreviveram, os 130m de subida do nível de mar, desde o pico da última glaciação há 20.000 anos. O problema é a nossa obsessão de construir e preservar as propriedades próximas da praia. Os processos tentativos para manter as praias no mesmo lugar acabam por destruí-las a médio e longo prazo. Os autores afirmam que mesmo o processo de regeneração artificial de praias, chamadas por alguns de "engordamento" ou *soft solution*, não é a solução, pois não remove o problema, tratando apenas dos sintomas. Se naturalmente não há areia em certos lugares, ou se as areias não permanecem nesses lugares, por que elas ficariam se aportamos por caminhões ou por dragas? (Gary Griggs). Houve um projeto como este na Califórnia, que custou $17 milhões de dólares, e toda a areia desapareceu em menos de 1 ano. Já foram gastos bilhões de dólares nos EU, nesta lucrativa atividade. A praia de Copacabana é considerada uma área de regeneração que deu certo. Apesar de ter havido um recuo no centro e a SE do arco praial, esta praia está mais protegida, devido à sua orientação e à presença das ilhas adjacentes, que minimizam a ação direta das ondas. Porém este não é o caso dos litorais retilíneos, sujeitos ao embate permanente das fortes correntes de deriva litorânea, relacionadas às ondas unidirecionais geradas pelos constantes ventos alísios, conforme observado no Nordeste brasileiro. O impacto de estruturas rígidas instaladas sobre areias móveis, se faz notar muito rapidamente. No cabo de São Tomé (Dias e Silva, 2003) a morfologia do litoral em 1979, mostrava claramente uma largura idêntica do cordão litorâneo, em ambos os lados do canal natural (*inlet*) de barra do Furado. O sistema encontrava-se na época em equilíbrio dinâmico. Em 1981 iniciou-se a construção de dois molhes fixos (guia-correntes), por lançamento de blocos rochosos. Houve progressivamente uma intensa retenção de areias no molhe sul. A falta do estoque arenoso no litoral ao norte do molhe, provocou uma forte erosão deste setor. O processo de assoreamento na praia foi tão intenso que ultrapassou a extremidade do molhe sul em 1987. Em consequência, o interior do canal foi inteiramente assoreado até formar um banco arenoso emerso, no meio do canal, com altura superior à 4m, acima do nível do mar. Outro exemplo didático foi a construção do calçadão da praia de

Piratininga em Niterói. No planejamento desconsiderou-se a curvatura da praia e no traçado retilíneo do calçadão, deixou cimentada o topo da duna frontal, necessária para alimentação da praia, nos ajustes sazonais. Milhões já foram gastos nas tentativas de "fixação definitiva". Muitos outros casos atestam esses impactos causados por construções rígidas sobre as praias. O primeiro impacto de grandes proporções foi verificado após a construção do molhe do Porto de Mucuripe (CE) na década de 40, que desviou o fluxo das areias para mar aberto, provocando forte erosão das praias urbanas de Fortaleza e progressivamente em direção ao litoral Norte. Porém continuamos até hoje, durante mais de 70 anos, a colocar pedras, descaracterizando a beleza estética das praias que tanto nos atraem. É com muita tristeza que vemos desaparecer as belíssimas praias naturais de Boa Viagem (PE) e Ponta Negra (RN), palco de nossos grandes momentos de prazer e contemplação, e hoje estarem tentativamente e artificialmente instaladas na retaguarda de muros de pedra. Nós caímos em nossa própria armadilha, e para proteger as estruturas fixas que construímos no litoral, parece não haver outra saída, de curto prazo, que consiste em "fazer as praias recuarem" injetando areia. Matti Herrera Bower, prefeita de Miami, afirmou: "Agora é tarde demais! Nós jamais autorizaríamos a construção tão perto da costa. Mas temos que encontrar uma forma para que os turistas continuem a vir a Miami Beach. A economia da Flórida depende inteiramente dessas praias. Se não há areia não há praia. Na Flórida, 9 praias em 10 estão em vias de desaparecer. O futuro de todos que dependem desse motor econômico está também ameaçado. Está fora de questão deixar desaparecer as praias. Então as areias ao largo são trazidas por dragas e despejadas nas praias com alto custo".

A questão é saber quando iremos adaptar o nosso desenvolvimento humano aos processos naturais. Estes são os mais fortes. Nós não podemos vencer os processos da natureza. O. Pilkey e colaboradores (2) advogam uma nova visão, na qual as praias tenham mais valor do que as construções sobre estas, colocando o bem estar (*enjoyment*) de muitos, acima do interesse de poucos e propiciando às futuras gerações o mesmo bem estar que nós ainda temos hoje. Segundo esses autores devemos seguir os seguintes princípios:

(i) Acostume-se a viver em ambientes costeiros mutáveis.

(ii) Não lute contra a natureza com uma linha de defesa.

(iii) Considere temporárias todas as estruturas construídas pelo homem na linha de costa.

(iv) Apenas como último recurso considere a construção de estruturas de engenharia para proteção ou preservação costeira, somente em áreas metropolitanas.

(v) Baseie as decisões de construções costeiras no benefício da maioria da população, ao invés de uma minoria proprietária de imóveis na orla costeira.

(vi) Deixe cair o Farol, a cabana de praia, o motel ou a barraca de Hot-dog, quando seu tempo chegar.

Gilberto Tavares de Macedo Dias
Deptamento de Geologia, Lagemar, Universidade Federal Fluminense



Admilson Moreira Torres
NÚCLEO DE PESQUISAS AQUÁTICAS
INSTITUTO DE PESQUISAS CIENTÍFICAS E
TECNOLÓGICAS DO ESTADO DO AMAPÁ - IEPA

Maâmar El-Robrini
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS
& COSTEIROS – GEMC/CNPQ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Wagner José Pinheiro Costa
NÚCLEO DE PESQUISAS AQUÁTICAS
INSTITUTO DE PESQUISAS CIENTÍFICAS E
TECNOLÓGICAS DO ESTADO DO AMAPÁ - IEPA

AMAPÁ

RESUMO

A zona costeira do Estado do Amapá, com 750km de extensão, é considerada a mais preservada e menos densamente povoada do país. Esta zona costeira engloba porções de 11 municípios e é subdividida em dois setores: costeiro estuarino, ou amazônico, e costeiro oceânico ou atlântico. Essa zona costeira é recoberta por sedimentos predominantemente lamosos. Quatro áreas são observadas nessa zona costeira: áreas de erosão, áreas de acumulação (englobando áreas de formação e migração de bancos arenosos e ilhas e áreas de progradação da linha de costa), áreas de acresção lamosa e áreas de deposição efêmera. As mudanças sazonais e anuais na linha de costa, em condições de fortes correntes de meso e macromarés, refletem no equilíbrio dos processos costeiros e fluviais de erosão e sedimentação.

No setor costeiro oceânico a acumulação é predominante (65%) sobre a erosão (35%), entretanto, no setor costeiro estuarino, a erosão atinge 55% e a acumulação 45%.

ABSTRACT

The Amapá Coastal Zone, 750km lenght, is considered the most preserved and lesser habitated of Brazil. This coastal zone comprises portions of eleven muicipalities and is subdivided into two areas: the estuarine or Amazonian coastal sector and the oceanic or Atlantic coastal sector. This coastal zone is characterized by its predominantly muddy sediments. Four areas can be observed in this coastal zone: areas of erosion, areas of accumulation (encompassing areas of formation and migration of sandy banks and islands, and areas of progradation of the shoreline), areas of muddy accretion and areas of ephemeral deposition. Seasonal and annual changes in the coastline, under conditions of strong meso and macro tidal currents, reflect on the balance of coastal and river processes of erosion and sedimentation.

In the coastal oceanic sectors accumulation is predominant (65%) on erosion (35%);however, in the estuarine coastal sector, erosion reaches 55% and accumulation 45%.

1. INTRODUÇÃO

A zona costeira do estado do Amapá (ZCEP) foi instituída através da lei nº 0188/1994 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro (Governo do Estado do Amapá, 1994) e posteriormente regulamentada pelo decreto nº 4.112/1996 (Governo do Estado do Amapá, 1996; Takiyama e Silva, 2009). Para fins, Assim, a ZCEA passou a apresentar dois compartimentos ou setores: costeiro amazônico, ou estuarino, e costeiro atlântico, ou oceânico (Figura 1). Esses setores correspondem, em parte, à proposta de compartimentação de Lima *et al.* (2000) para a zona costeira amazônica: Estuário do rio Amazonas e Planície Litorânea Amapaense.



Figura 1
Setorização da zona costeira do estado do Amapá (ZCEA).

A ZCEA situa-se na posição predominantemente equatorial, estendendo-se por 750km entre as desembocaduras dos rios Jari e Oiapoque. O limite entre os dois setores é a foz do rio Araguari, que atualmente se encontra totalmente assoreada. 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 do Araguari e Jari (limite com o Pará) é o setor costeiro estuarino, ou amazônico, abrangendo parte dos municípios de Cutias, Itaubal, Macapá, Santana, Mazagão e Vitória do Jari.

Na ZCEA , 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 e Karmer, 1994; Watts e Peirce, 2004). Ainda, o sistema de dispersão do rio Amazonas é responsável pelo caráter lamoso da ZCEA.

A plataforma continental interna do Amazonas 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 continental alarga-se, progressivamente, do Cabo Orange ao Cabo Norte, passando a isóbata de 50m, por exemplo, de 28 para 140km da linha de costa. Nota-se que, enquanto a isóbata de 50m mantém uma orientação quase constante de noroeste para sudeste, as isóbatas de 20, 10 e 5m reproduzem, de forma nítida, os contornos do Cabo Norte, marcando, assim, paleolinhas da costa (El-Robrini *et al*., 1992a e b; El-Robrini, 1994 e 1996).

2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA

Geomorfologia

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

I. Planaltos Residuais do Amapá - estas unidades de relevo são formadas por maciços residuais, constituídos por rochas pré-cambrianas. Esses maciços caracterizam-se por 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 Iratapuru, do Ipitinga, do Tumucumaque e do Navio, com altitudes variáveis entre 400 e 550m;

II. Planalto Rebaixado da Amazônia - apresenta altitude média de 100m, sendo constituído por sedimentos do Grupo Barreiras; localiza-se na parte oriental da região, com caimento suave para o rio Amazonas. Possui densidade elevada da rede de drenagem;

III. Colinas do Amapá - correspondem à unidade de maior expressão espacial da região, com altitudes variando entre 150 a 200m, e declividade regional na direção leste. Na faixa costeira, apresentam cotas inferiores a 100m. Os

principais rios que drenam a área de Colinas do Amapá são o Oiapoque, Araguari, Jari e Ipitinga;

IV. 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;

V. Planície Flúvio-Marinha Macapá/Oiapoque - esta unidade de relevo corresponde à área ocupada pela ZCEA no trecho Macapá - foz do rio Oiapoque; constitui-se de sedimentos arenosos, siltosos, argilosos e vasas. Segundo Faria Jr. *et al.* (1990), o litoral 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 e Narita, 1974).

O **setor costeiro oceânico** do Amapá (Figura 1), de direção NW-SE, localiza-se entre a foz dos rios Oiapoque e Araguari, perfazendo uma extensão aproximada de 400km. Caracteriza-se por apresentar uma costa baixa, com largura que varia de 10 a 120km, mais ou menos retilínea, com poucas reentrâncias, sendo o resultado de acresção, pela sedimentação fina do rio Amazonas. Nesta área, os manguezais representam 76% (7.700km) 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 100m de altitude, no entanto a planície costeira se concentra entre -5m e 5m.

Em alguns trechos costeiros, ocorrem cordões litorâneos arenosos do tipo *chenier*, o que sugere a ação eventual de tempestades que erodem e retrabalham a 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 NW.

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 e Kuehl (1995) e Nittrouer *et al.* (1995a; 1995b) reconheceram uma zona de acumulação, entre os cabos Orange e Cassiporé, que durante os últimos 1.000 anos foi submetida a um processo de rápida acresção 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 sequência 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 Norte do rio Amazonas (Boaventura e Narita, 1974). Costa (1997) encontrou no lago Novo uma sequência basicamente areno-siltosa à siltosa, composta principalmente por caulinita e subordinadamente por esmectita e ilita, indicando uma proveniência do Grupo Barreiras e de rochas do embasamento.

O **setor costeiro estuarino** do Amapá estende-se na direção NE-SW entre as margens direita da foz do rio Araguari e esquerda do rio Jari (Figura 1). Neste setor, com 350km de extensão, a costa caracteriza-se por ser plana, muito baixa e instável. Está submetida a processos fluviais (canal 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 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:

i. O alto setor costeiro estuarino corresponde ao trecho da baía de Macapá, onde a planície é frequentemente 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 e Oliveira, 2004). Destacam-se as ressacas do Curiaú, do Sá Comprido, Lagoa dos Índios, do Chico Dias e do Beirol. A planície costeira estreita-se em direção ao sul, onde os sedimentos do Grupo Barreiras estão mais próximos da linha de costa, onde há pequenas praias retilíneas e arenosas. A presença do manguezal, principalmente siriúba (Aviccenia germinans), em partes da baía de Macapá, é um reflexo de uma costa com influência de marés.

ii. 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 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.

iii. 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; 2011), 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 rio Amazonas (outubro-dezembro), consequentemente favorecendo a ocorrência de pequenas faixas de mangues, ricas em siriúba (Avicennia schaueriana), tolerantes a uma salinidade intersticial mais alta que as dos 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 Norte, onde predominam a força e o volume das águas do rio Amazonas. Na zona de intermaré e ao longo das margens lamacentas, próximo à desembocadura de alguns tributários do canal Norte do rio Amazonas, e frequente a presença de aninga (Montrichardia arborescens) e de buriti (Mauritia flexuosa).

Geologia

O contexto geológico do Estado do Amapá pode ser simplificado em duas unidades geotectônicas: a crosta antiga, sustentada por terrenos metamórficos de médio a alto grau (Arqueano), e terrenos tipo *greenstone* (proterozoico) e coberturas plataformais, compostas por sedimentos paleozoicos e sedimentos meso-cenozoicos (fanerozoico) (Figura 2).

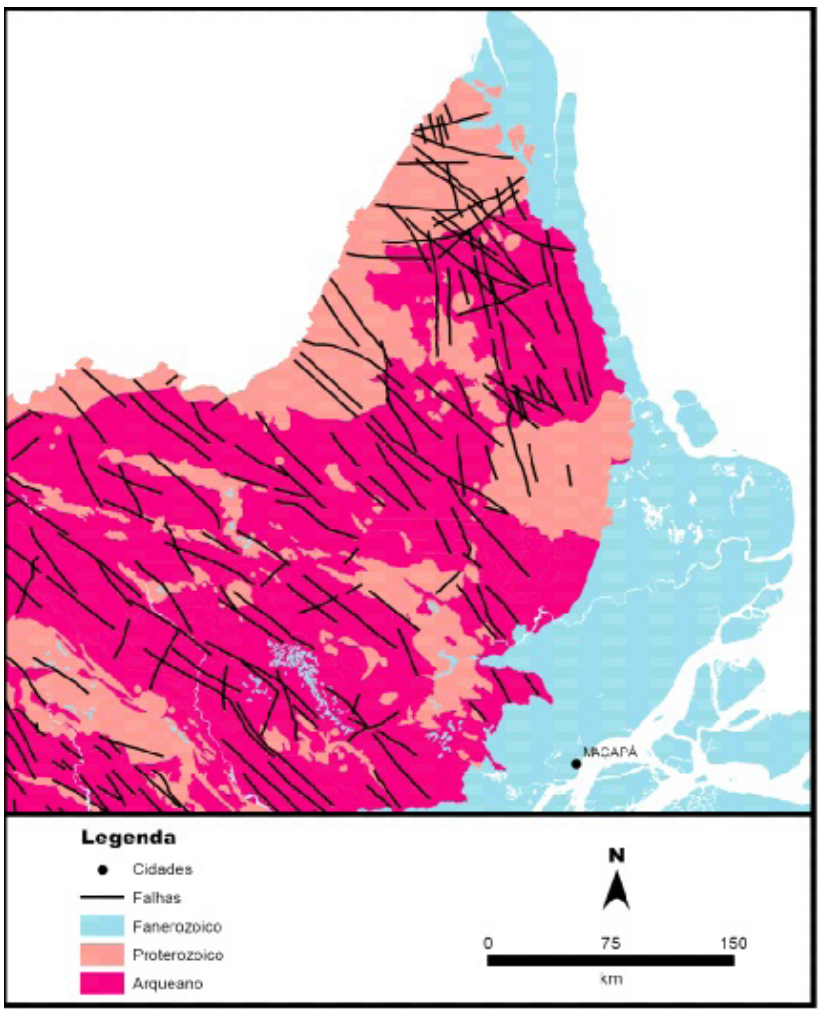


Figura 2
Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá (CPRM, 2002).

Na ZCEP, 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, 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 vão se afastando da linha de costa até encontrarem o rio Araguari, no município de Cutias. Por fim, seguem em direção ao Oiapoque.

Santos *et al.* (2004) identificaram cinco depósitos sedimentares quaternários ao longo da zona costeira estuarina:

- **Depósitos de Planícies Fluviais Antigas.** Ocorrem nas zonas mais baixas e alagadiças das porções internas da planície 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-Estuarinas 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 síltico-arenosos.
- **Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarinas 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 síltico-argilosos.
- **Depósitos de Planícies Flúvio-Estuarino-Marinhas.** São constituídos de sedimentos argilosos a sílticos 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.

De acordo com Martins *et al.* (2014), os principais depósitos sedimentares quaternários que compõem a zona costeira oceânica são:

- **Depósitos de Planícies de *Cheniers*.** Os *cheniers* são depósitos arenosos, constituídos por areia fina, alongados em um trend preferencial NW-SE, formados a partir da interrupção da progradação lamosa. Silveira (1998) denominou o sistema encontrado na região de Planície de *Cheniers* Cunani-Cassiporé.
- **Depósitos Flúvio-lacustres.** Na região do lago Duas Bocas, os sedimentos são predominantemente areno-argilosos. Nas paleofeições da região do lago Piratuba predominam sedimentos argilosos a argilo-arenosos. É registrada, ainda, grande concentração de material turfoso com espessura aproximada de 30cm.
- **Depósitos Flúvio-estuarinos.** Podem ser diferenciados dois depósitos de acordo com as formas de ocorrência. No primeiro predominam sedimentos pelíticos de coloração cinza amarelada, influenciados sazonalmente pelas águas pluviais e/ou eventualmente pelas marés, distribuídos ao longo dos campos inundáveis. O segundo tipo é composto por sedimentos pelíticos a síltico-arenosos, de coloração cinza na base e amarelada no topo, ocorre

em áreas de várzea, formando os diques marginais, sendo influenciado diariamente total ou parcialmente pelas marés.

- **Depósitos Flúvio-marinhos.** São constituídos por sedimentos argilosos a sílticos contendo restos e marcas de raízes. Formam extensos cabos lamosos alongados, onde podem ser identificadas diversas linhas de acreção. Os sedimentos tornam-se mais arenosos, próximo às desembocaduras e nas porções mais internas dos rios. A cobertura vegetal é composta principalmente por Rhizophora mangle e Avicennia germinans.

3. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

A ZCEA 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 50mm/mês) e (ii) a estação chuvosa de fevereiro a maio, com precipitações maiores que 250mm. A precipitação pluviométrica anual varia de 2.750 a 3.500mm anuais (INMET, 2017). Segundo Martins e Da Luz (2004), a precipitação na ZCEA é determinada pela influência de vários sistemas atmosféricos que variam desde a escala convectiva à escala sinótica: Linhas de Instabilidade; Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); Ondas de Leste; Sistemas de Brisas (marítima e terrestre, com atuação contínua durante 24h 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 ainda por fenômenos episódicos, tais como El Niño e La Niña, causando, dessa 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°C e 26°C. As temperaturas médias anuais variam entre 26°C e 27°C (INMET, 2017), as temperaturas mais elevadas ocorrem entre os meses de setembro e novembro e as menores entre janeiro e março.

Medições de ventos, feitas na plataforma continental adjacente, mostram grande variabilidade, porém razoável (1dyn/cm²) (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 9m/s, e de SE, com velocidades de 3m/s.

Os ventos predominantes na foz do rio Amazonas são os alísios. Esses ventos alísios atingem velocidade máxima entre dezembro e maio, período que correspon-

de aos alísios de nordeste que atuam quase perpendicularmente à costa e podem atingir médias de 18m/s em fevereiro. De junho a novembro estes ventos mudam de posição, sopram de sudeste e atingem sua menor intensidade, abaixo de 12m/s (Nittrouer e DeMaster, 1996).

A ZCIT tem grande variabilidade sazonal, regulada pelos centros de pressão atmosférica sobre o continente sul-americano, e está situada mais ao sul (-2° S) em março-abril e, ao norte (-10° S), em setembro.

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, alta taxa de umidade na região.

4. FORÇANTES CONTINENTAIS E OCEÂNICAS

A plataforma continental adjacente à costa do Amapá é limitada ao norte pela isóbata de 40m 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 20m 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 alta taxa de sedimentação (até 10 cm/ano), que diminui em direção ao mar (Nittrouer e DeMaster, 1996).

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 ZCEA.

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).

As principais forçantes que influenciam a circulação de água ao largo da foz do rio Amazonas e região oceânica adjacente são as marés e o aporte de água doce do rio no oceano Atlântico, além da Corrente Norte do Brasil e dos ventos alísios, entre outras influentes forçantes no estuário do rio Amazonas.

Descarga hídrica do rio Amazonas

A descarga média do rio Amazonas no oceano Atlântico é de 180.000m3/s, o que corresponde a 18% do total de água doce continental lançada nos oceanos (Oltman, 1968; Muller-Karger *et al.*, 1988). Já Molinier *et al.* (1994) mostram uma vazão média anual de 209.000m3/s. A quantidade de água do rio Amazonas que chega ao oceano Atlântico varia sazonalmente. De acordo com Nittrouer *et al.* (1995a), a quantidade de água alcança um máximo em maio e um mínimo em novembro. O período de baixa descarga ocorre em outubro/novembro; período de enchente, de dezembro a abril; período de cheia, em maio/junho; e período de vazante, de julho a setembro (Figura 3).

A descarga hídrica máxima e a mínima alcançam, respectivamente, 220.000m^3/s em maio e 100.000m^3/s em novembro (Richey *et al.*, 1986; Geyer *et al.*, 1996). O rio Amazonas deságua ao nível do Equador através de dois canais com menos de 15m de profundidade, Norte e Sul. Segundo Geyer *et al.* (1996), 65% do fluxo passam através do canal Norte, cuja descarga máxima pode alcançar 160.000m^3/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. A vazão sólida em suspensão é maior em fevereiro-março e menor em outubro-novembro (Figura 3). O suprimento de material em suspensão do rio Amazonas para a plataforma continental é avaliado em 1,2 x 109ton/ano (Meade *et al.*, 1985), entretanto o fluxo de material dissolvido está avaliado em 2-3 x 108ton/ano (Gibbs, 1972). O rio Amazonas contribui com uma carga de sedimentos entre 7% e 9% para os oceanos.

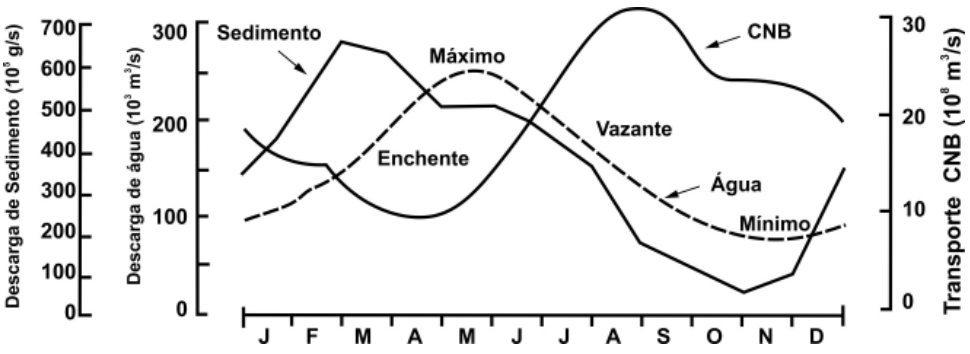


Figura 3
Variação sazonal da descarga líquida (linha tracejada) e sólida (linha sólida) do rio Amazonas e da intensidade da Corrente Norte do Brasil (CNB). Essas forçantes influenciam os processos oceânicos na plataforma continental e no estuário do rio Amazonas (Adaptado de Nittrouer e DeMaster, 1996).

Em associação com os sedimentos há 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. Essa situação produz condições de circulação estuarina

na Plataforma Continental do Amazonas (Nittrouer e Demaster, 1996). Segundo Kuehl *et al.* (1986), cerca de 50% (6,1 a 6,5 x 108ton/ano) da carga de sedimentos é depositada junto à foz do rio Amazonas, onde a plataforma continental apresenta larguras de cerca de 350km. Uma quantidade significante de sedimentos finos em suspensão (1,5 x 108ton/ano) é transportada para noroeste pela Corrente Norte do Brasil (Muller-Karger *et al.*, 1988), com velocidades entre 0,5-1,0m/s (Richardson *et al.*, 1994). Este material fino é depositado na plataforma continental interna, formando o delta subaquoso e ao longo das costas da ZCEP, das Guianas e Suriname, entretanto, uma pequena parte (1%) alcança 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 (1.600km), entre as desembocaduras dos rios Amazonas e Orinoco. Entre 85% e 95% do material despejado pelo Amazonas são lamosos (silte e argila), sendo a maior parte transportada em suspensão (Gibbs 1967; Meade, 1985).

Segundo Torres (1997), a concentração média de sedimentos em suspensão em águas de superfície da foz do Amazonas, durante períodos de alta e baixa descarga hídrica, é de 168mg/l e 67mg/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) registrou a maior concentração de sedimentos em suspensão no canal do Gurijuba (arquipélago do Bailique), que recebe grande aporte de sedimentos do canal Norte do rio Amazonas (Torres *et al.*, 2001). Costa e Torres (2000) notaram concentração de sedimentos em suspensão de 6,7g/l em um trecho pouco profundo na foz do rio Araguari, após a passagem de uma onda da pororoca.

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 de baixa salinidade do rio Amazonas.

A extensão 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 e Limeburner (1995), a pluma possui tipicamente 3-10m de espessura e em maio, agosto e novembro estende-se 150 a 200km em direção ao mar, próximo à foz do rio Amazonas. Esta pluma pode se estender entre 100-500km no sentido oceano afora (Lentz, 1995a).

Segundo Gibbs (1970) e Limeburner *et al.* (1995), a pluma do rio Amazonas penetra mais de 1.000km em direção noroeste.

Esta pluma superficial 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). Segundo Pereira (1999) e El-Robrini (2001), a concentração de material particulado varia horizontalmente de 2.300mg/l até o mínimo de 10mg/l. Gibbs (1967) relata que, nas maiores descargas, a média da pluma em suspensão próxima ao rio atinge 125mg/l, enquanto, nas menores, fica em torno de 22mg/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.

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

Marés

No estuário do rio Amazonas a maré é a principal forçante. Ao longo do setor costeiro estuarino o regime de maré é semidiurno, com M2 e S2 como principais componentes (Gallo e Vinzon, 2005).

A M2 é a componente harmónica que representa a maior parte da energia das marés nessa região, sendo aproximadamente 70% da variação total de níveis d'água na plataforma continental (Beardsley *et al.*, 1995). Essa componente M2 geralmente se propaga em direção ao continente, cruzando a plataforma continental e entrando no rio Amazonas. A partir do cabo Norte até o rio Cassiporé, no entanto, existe grande diferença na estrutura M2 de maré, que chega quase de forma retilínea e orientada, segundo a topografia local (Geyer *et al.*, 1996).

A maré na foz do rio Amazonas exibe valores de macromarés (4m), com trechos submetidos a mesomarés. No estuário do rio Flexal, o setor costeiro oceânico do Amapá, a variação de maré é de aproximadamente 6m (Torres *et al.*, 2013; Figura 4). No canal do Inferno (Ilha Maracá) a altura de maré na sizígia varia em torno de 9m (hipermaré), mas pode chegar a 12m. A partir dessa região a amplitude de maré diminui em direção à foz do rio Oiapoque e em direção ao interior do es-

tuário do Amazonas (DHN, 2017; Figura 5). A diminuição de amplitude, na Barra Norte do Amazonas (Bailique), em direção à montante da foz (Macapá), se deve ao atrito e à influência da descarga do rio que provoca maior amortecimento nas épocas de cheia (Gallo e Vinzon, 2005).

No estuário do rio Amazonas, a presença do harmônico M4 é a principal causa de assimetria da onda de maré, fazendo com que os tempos de subida sejam menores que os de descida (assimetria positiva), em quase 2h (Gallo e Vinzon, 2015).



Figura 4A
Observar a maré baixa no ancoradouro do estuário do rio Flexal, município de Amapá. Foto: Admilson Torres.

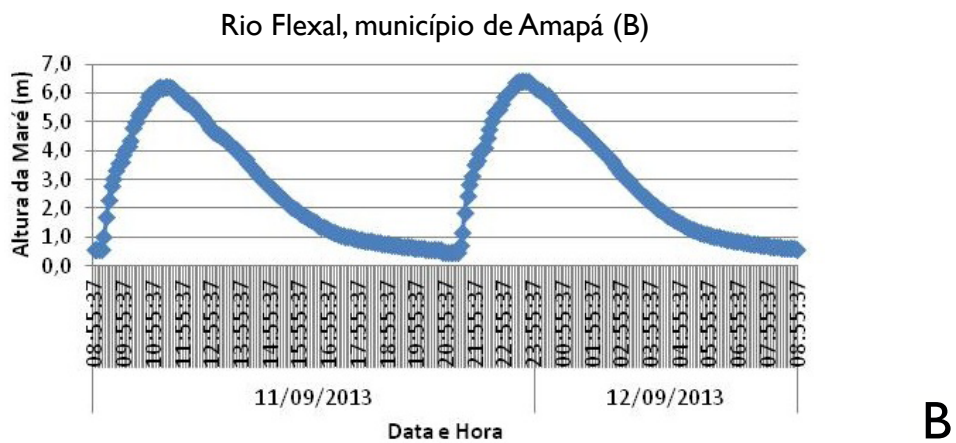


Figura 4B
Notar o comportamento assimétrico e amplitude de maré de quase 6m. (Torres *et al.,* 2013).



Figura 5
Variação da amplitude de maré ao longo do setor costeiro estuarino e oceânico do Amapá. a=(DHN 2010); b=(Torres *et al.*, 2013); c=(Torres comunicação verbal); d=(DHN 2017a); e=(DHN 2017b).

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 semi-diurnas mostram variação pronunciada de sizígia e quadratura, com velocidade máxima na plataforma continental interna alcançando 2m/s durante a maré de sizígia e 0,7m/s durante a maré de quadratura (Geyer *et al.*, 1991). O fluxo de submaré sofre intenso cisalhamento com as fortes correntes superficiais em direção a noroeste que alcançam velocidade de 1,5m/s. Ao contrário, o fluxo de submaré de fundo é fraco, com velocidade de 0-0,2m/s (Geyer *et al.*, 1991).

Próximo à 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 100cm/s (Curtin, 1983). No entanto, ao norte da ZCEA, correntes de maré semidiurnas, superiores a 35cm/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 às 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, propagando-se em direção à foz; ao norte se propagam como ondas estacionárias, apresentando uma amplitude de 5m, durante a enchente, e decrescem para noroeste, ao longo da costa.

As correntes excedem a velocidade de 50cm/s e têm 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 200cm/s, podendo exceder a esse intervalo. A influência das marés diminui com a profundidade, a concentração e a dispersão do material suspenso (Beardsley *et al.*, 1995). Segundo Nittrouer e Demaster (1996), as correntes de maré semidiurna alcançam a velocidade de 200cm/s na parte interna (20m de profundidade) da Plataforma Continental do Amazonas, no sentido perpendicular às isóbatas (Beardsley *et al.*, 1995; Geyer e Kineke, 1995). Estas correntes são também responsáveis pela ressuspensão dos sedimentos pelíticos.

Na ZCEA, as marés conseguem alcançar a distância de 100km nos estuários. Para Santos *et al.* (2003), as marés são os principais processos responsáveis pela erosão e agradação. Os efeitos da maré no estuário do rio Amazonas se estendem por mais de 800km à montante da foz (além de Óbidos) onde são observadas perturbações na linha d'água pela maré (Kosuth *et al.*, 1999). No canal Norte do rio Amazonas, especificamente no porto de Santana, as correntes de maré alcançam velocidade de 1,55m/s durante a maré de sizígia e de 0,8m/s durante a maré de quadratura (CDSA, 2010).

No interior do estuário do Amazonas observa-se que de janeiro a junho, época de enchente e cheia do rio, a corrente de enchente é mais forte do que a de vazante, pelos ventos de nordeste. Já de julho a dezembro, quando os ventos predominantes são de sudeste, as correntes de enchente são mais fracas do que as de vazante (CDSA, 2010). Para Gallo e Vinzon (2005), o canal Norte do rio Amazonas apresenta dominância de vazante nas correntes pela influência da vazão fluvial.

Fenômeno da pororoca

O encontro das águas oceânicas e fluviais, por efeito das marés, gera o fenômeno da pororoca notadamente durante os equinócios. 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 pelo fato de que, nesses meses, este rio tem a sua descarga aumentada em consequência das abundantes chuvas na sua bacia (Soares 1977).

Elevando-se consideravelmente na época das marés de sizígias, 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, à 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; Silveira *et al.*, 1999). Esse avanço provoca erosão rápida dos terraços fluviais e das margens, modificando a paisagem natural.

Quando a onda de maré passa sobre os bancos de areia dos estuários, a massa de água se fragmenta em vagalhões de aproximadamente 4m ou mais de altura. Superando sempre a massa fluvial, a onda de maré vai se propagando rio acima com uma velocidade de 10 a 20km/h (Soares 1977). Santos (2006) constatou que a pororoca adentra mais de 45km no rio Araguari a uma velocidade que varia de 2,8 a 5m/s (10 a 18km/h).

Segundo Costa e Torres (2000), a pororoca ocorre nas zonas costeiras estuarina e oceânica amapaenses de forma especialmente grandiosa nas desembocaduras dos rios Amazonas, Gurijuba, Araguari, Amapá Grande, Calçoene, Cunani e Cassiporé. Há registros de ocorrência também na região do arquipélago do Bailique (canais do Gurijuba, Livramento e Igarapé Grande), no rio Flechal e no canal do Inferno da ilha de Maracá. Atualmente, a foz do rio Araguari se encontra totalmente assoreada, impedindo a entrada de maré e, consequentemente, a ocorrência de pororoca.

Torres e Costa (1999) calcularam aproximadamente 450mg/l de sedimentos em suspensão na foz do rio Araguari durante o período chuvoso. Amostras das águas da pororoca mostraram concentração de sedimentos em suspensão 15 vezes maior do que aquela encontrada na foz do rio Araguari. No estuário desse rio, a onda da pororoca alcança até 5m de altura e contribui fortemente, com as marés, nas transformações sedimentares na planície costeira do Amapá (Santos *et al.*, 2003).

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 ZCEA, o regime de ondas superficiais é intensamente ativo na foz do rio Amazonas, bem como na plataforma continental interna adjacente. Essas ondas são geradas pelos ventos alísios de nordeste sobre as águas superficiais (Nittrouer *et al.*, 1986). São moderadas, tendo amplitude média entre 1 e 2m, porém podem alcançar em fevereiro amplitudes de 3m e velocidades próximas a 30m/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 à Guiana Francesa.

Corrente Norte do Brasil

A Corrente Norte do Brasil (CNB) atravessa o Equador e transporta águas da região tropical do hemisfério Sul para o hemisfério Norte. Sua velocidade é superior a 1m/s (Nittrouer *et al.*, 1991), podendo haver velocidades instantâneas maiores, dependentes dos ventos. A partir de junho, a CNB perde a intensidade e transporta menor quantidade de material em suspensão. A velocidade média combinada da CNB e da Corrente das Guianas é de 110cm/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 100-200km de largura e 500m de profundidade (Flagg *et al.*, 1986). Este fluxo varia sazonalmente (Figura 3) e a taxa de transporte fica na ordem de 10-30Sv (10-30 x 106m3/s) (Philander e Pacanowski, 1986) a 50Sv (Flagg *et al.*, 1986). Segundo Geyer *et al.* (1996), este fluxo alcança velocidades superiores a 75cm/s e muitas vezes superiores a 100cm/s na plataforma continental externa. Entretanto, a 4° N, a CNB alcança um transporte máximo de 35Sv em agosto e um mínimo de 10Sv em abril (Hogg e Johns, 1995). De fevereiro a junho a CNB tende a apresentar um fluxo contínuo ao longo da costa norte da América do Sul, no sentido noroeste, junto à quebra da plataforma continental. Já de julho a janeiro a CNB retroflete para leste, alimentando a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), após a sua passagem pelo Equador, entre 5° N e 10° N (Flagg *et al.*, 1986; Field, 2005).

5. CLASSIFICAÇÃO DA COSTA AMAPAENSE

Tipos de Linha de Costa

No **setor costeiro oceânico** desenvolvem-se áreas de acresção lamosa às proximidades dos cabos Cassiporé e Orange, sendo que este último adquiriu 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). Com exceção das áreas de estabilização de manguezais, localizadas na parte mais ao norte, as linhas de costa vizinha ao rio Flechal e à ilha de Maracá são tipicamente erosionais e, portanto, apresentam configuração irregular. 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 Norte.

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

No **setor costeiro estuarino** a linha de costa também apresenta configuração retilínea em áreas progradantes e irregulares em trechos da costa retrogradante. Os trechos da linha de costa de maior erosão ocorrem nas seguintes áreas: praia do Aturiá, Ponta do Pau Cavado, fazenda Mamão e Escola Bosque do Bailique.

Nesse setor a linha de costa é mais ou menos contínua, sendo interrompida pela presença de desembocaduras de 12 rios principais (Cajari, Ajuruxi, Maracá, Preto, Mazagão, Vila Nova, Matapi, Curiaú, Pedreira, Ipixuna, Macacoari e Gurijuba). Especialmente, entre a cidade de Macapá e a antiga foz do rio Araguari, são identificadas significantes zonas de erosão e grandes zonas de acumulação ao longo da linha de costa. É importante registrar que a bubalinocultura vem contribuindo também nas modificações morfológicas e hidrológicas na ZCEA (Costa, 2000; Meirelles e Mochiutti, 2000; Santos *et al.*, 2000; Santos e Figueiredo, 2002; Santos *et al.*, 2003; Santos, 2006).

Aspectos dinâmicos

A ZCEA faz parte de um sistema altamente energético, fortemente influenciado pela poderosa descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas, onde as marés alcançam amplitude de 7-8m, podendo atingir 10-11m em alguns trechos (canal do Inferno na 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 e Hubbard (2003), ultrapassam esses valores.

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

6. ÁREAS DE EROSÃO E DE ACUMULAÇÃO NA COSTA DO AMAPÁ

Ao longo do setor costeiro oceânico, os processos de acumulação (65%) predominam sobre os de erosão (35%) . Os segmentos com características de estabilidade não foram estimados. A erosão é acentuada entre o cabo Norte e o sul do cabo Cassiporé. Já a sedimentação concentra-se no trecho do litoral entre os cabos Cassiporé e Orange.

No setor costeiro estuarino, os processos de erosão predominam (55%) sobre os de acumulação (45%). Os segmentos com características de estabilidade não foram estimados. O trecho com erosão acentuada é observado da orla de Macapá até o início do arquipélago do Bailique (predominantemente na parte externa). Por outro lado, no trecho da linha de costa (protegido pelo arquipélago do Bailique) entre a foz dos rios Gurijuba e Sucuriju (cabo Norte) ocorre a maior retenção de sedimentos.

Áreas de erosão

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

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

Batista *et al.* (2009) quantificaram os processos de acumulação e erosão ao longo dos cabos Orange e Cassiporé (Figura 6) em médio período (de 1980 a 2003) e mostraram que as maiores taxas de erosão ocorreram junto ao cabo Cassiporé, com recuo médio de 27,5m/ano e erosão de 31,7km² de área de manguezal por ano.

Durante as fases de erosão, os manguezais são destruídos (Fromard *et al.*, 1998), Ao longo das três últimas décadas na costa do cabo Cassiporé o processo erosivo diminuiu a vegetação de mangue em 5,7% (Batista *et al.*, 2009).

No trecho do litoral do cabo Cassiporé, os fenômenos de recuo da linha de costa (retrogradacionais) estão relacionados especialmente com a configuração das correntes de maré e das ondas que atingem a ZCEP, ou seja, os parâmetros hidrodinâmicos controlam o deslocamento da linha de costa para o continente.

Os resultados da erosão costeira, identificados por Batista *et al.* (2009) na zona de intermaré lamosa do cabo Cassiporé, foram:

- linha de costa irregular ("denteada"), em resposta à forma inclinada com que as ondas costeiras chegam à linha de costa;
- remoção/retirada do suprimento sedimentar;
- solapamento das raízes do manguezal;
- queda das árvores;
- diminuição da área do manguezal.

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.

As mudanças recentes no comportamento do rio Araguari, com a colmatação de sua foz e o escoamento de suas águas pelo canal do Urucurituba, têm promovido o aumento da descarga sólida e líquida na região do arquipélago de Bailique,

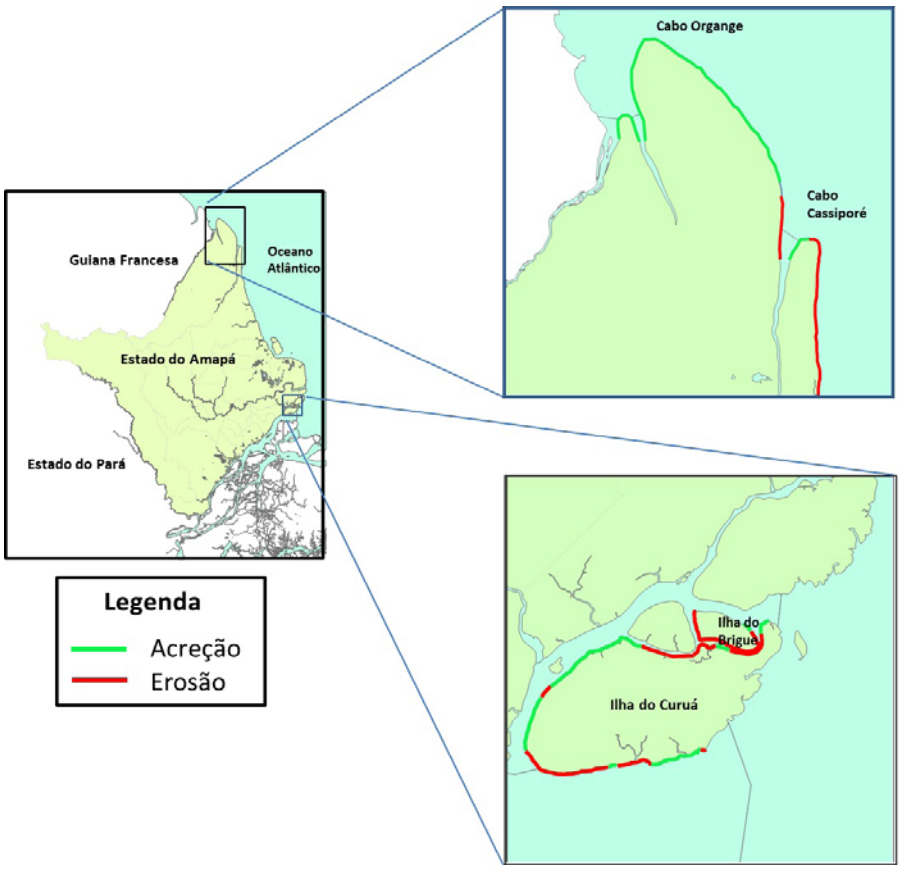


Figura 6
Mapa mostrando modificações geomorfológicas na linha de costa do Amapá. Em (A) no setor costeiro oceânico os cabos Cassiporé e Orange em erosão e acresção, respectivamente (adaptado de Batista *et al.*, 2007). Em (B) no setor costeiro estuarino as ilhas do Curuá e do Brigue, arquipélago do Bailique, com trechos em erosão e acumulação (adaptado de Costa *et al.*, 2017).

interferindo diretamente nos processos costeiros, com a aceleração da erosão e progradação da linha de costa das ilhas locais.

Além dessas mudanças, outros fatores naturais que influenciam na região são a dinâmica das marés (amplitude, velocidade, direção, altura das marés) e os ventos.

O arquipélago do Bailique está sujeito a um regime de macromarés. Em abril de 2016, foi registrada a altura média de 4,7m (sizígia).

Fatores antrópicos, como o desmatamento da mata ciliar, o manejo inadequado de animais de grande porte, a movimentação de embarcações e a construção de estruturas rígidas na linha de costa também influenciam na região e têm amplificado os processos erosivos. Ainda merece investigações a influência de hidrelétricas instaladas no médio rio Araguari, que podem estar interferindo na redução da descarga líquida à jusante.

Costa *et al.* (2017) mostram que nas ilhas mais densamente ocupadas, de Curuá e do Brigue, a erosão afeta no mínimo 48km de linha de costa, sendo 13,35km na ilha do Brigue e 34,58km na ilha do Curuá (Prancha 1).





Prancha 1
Desmoronamento e recuo do terraço na planície de maré holocênica da ilha do Curuá no arquipélago de Bailique (foz do rio Amazonas). (A) Escola Bosque e (B) Vila Progresso. Fotos: Wagner Costa.

Costa *et al.* (2017) registraram ainda no arquipélago de Bailique uma taxa média de retrogradação variando de 0,12m/ano a 3,50m/ano. Por exemplo, na ponta interna da ilha do Franco, adjacente ao canal dos Guimarães, a taxa de retrogradação da linha de costa foi de 1,7m em apenas nove meses (Prancha 2). Para esse ponto, estima-se uma taxa de erosão de 2,18m/ano. Entre as causas dessa retrogradação, estão as correntes de maré e a descarga de vazante proveniente do canal do Urucurituba, que desviou as águas do rio Araguari para o arquipélago de Bailique.

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



Prancha 2
Escola da comunidade Boa Esperança, na ilha do Franco, sob risco de desabamento. Os registros fotográficos foram realizados em abril de 2016 (A) e janeiro de 2017 (B). Notar que durante esse período houve recuo da linha de costa de 1,7m (vide seta). Fotos: Marcos Martins e Wagner Costa.



Torres (1997) coletou amostras entre 17-25cm 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 2.540 ±50, 2.650 ±70, 3.280 ±50 e 3.350 ±50 anos A.P., confirmando a idade holocênica dessa sequência de paleolama.

A comparação dos resultados obtidos por Costa *et al.* (2017) com aqueles de Silva *et al.* (2011) indica que há cerca de nove anos, o processo erosivo no arquipélago de Bailique era bem menor do que o atual.



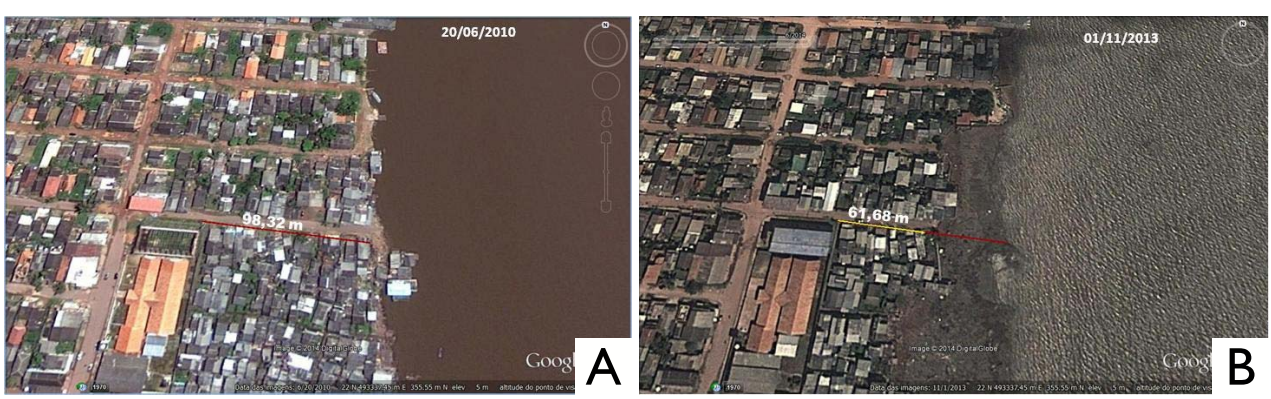
Prancha 3
(A) Evidências de erosão costeira, resultante da ocupação indevida da orla de Macapá na praia do Aturiá. (B) Notar o muro de contenção afetado pela maré na praia do Perpétuo Socorro, destruindo calçadão e ameaçando rodovia e residências. Fotos: Admilson Torres.

Prancha 4
(A) Comparação das modificações, em curto período (2010-2013), na linha de costa em trecho da praia do Aturiá (Bairro do Araxá). (B) Observa-se que em três anos a linha de costa recuou 36m e os efeitos da erosão vem ameaçando residências que ocupam inadequadamente a zona costeira. Fotos: Admilson Torres.

O trecho onde a erosão tem se mostrado mais rigorosa é no Farol da Ponta do Pau Cavado, onde houve recuo de terrenos e mudanças no posicionamento do farol (Torres, 2001). Em 1997, o farol esteve ameaçado de ser derrubado pelas correntes (fluvial e de maré), pelo recuo da linha de costa. Diante disso, o farol foi transferido para a parte interna do continente (cerca de 100m). Torres e Archer (2003) avaliaram neste trecho da planície um recuo médio da linha de costa de aproximadamente 8m/ano.

No setor da região urbana de Macapá até a cidade de Santana, ocorrem pequenas falésias, baixas, esculpidas nos sedimentos do Grupo Barreiras, atualmente em retrogradação.

A área urbana de Macapá é recortada por uma linha de costa que se estende por cerca de 7km e é influenciada por mesomaré (amplitude média 2,8m) com regime semidiurno, onde uma extensa planície recente expõe praias lamosas durante a maré baixa. Macapá tem uma população urbana de 369.519 habitantes (IBGE, Censo 2010). Destes, em torno de 66mil habitantes (20%) vivem nos seis bairros que compõem a orla de Macapá. Nesta orla são identificadas alterações (erosão e a sedimentação) da linha de costa, associadas a processos naturais e antrópicos. Ainda, a urbanização crescente e desordenada em Macapá vem causando impac-





Prancha 5
(A) Recuo da linha de costa, observado em rua na área urbana de Macapá, ocupada irregularmente por palafitas. (B) Notar o aterro sobre depósito de lama subconsolidada Fotos: Admilson Torres.

tos negativos nessa orla, colocando em risco a população residente. A comunidade do bairro do Araxá, instalado sobre a praia do Aturiá (Prancha 3A), tornou-se vulnerável ao impacto quotidiano das marés, assim como o trecho da orla do bairro do Perpétuo Socorro, onde o muro de contenção e o calçadão estão em colapso (Prancha 3B).

Costa (comunicação pessoal), com base em comparação multitemporal (2010 e 2013) de imagens Google da praia do Aturiá (Prancha 4A e 4B), constatou recuo rápido de 36m da linha de costa provocando perda de áreas residenciais. Entretanto Torres (comunicação pessoal) observou recuo médio da linha de costa menos expressivo, de 4,8m no período de 2012-2013 (2 anos), na praia do Aturiá (Prancha 5A e 5B).

Em alguns trechos da ZCEP, o recuo significativo gera perda de território e conflito entre ocupações e/ou atividades antrópicas, sendo as principais causas: desmatamento da mata ciliar, urbanização e obras de engenharia, induzindo mudanças da dinâmica atual.

Prancha 6
(A) Ao fundo o Trapiche Eliezer Levy e a estátua de são José, que são pontos turísticos na orla de Macapá. (B) Estação de captação de água do rio Amazonas que abastece a cidade de Macapá Foto: Admilson Torres.



Destacam-se algumas consequências da erosão costeira (Souza *et al.*, 2005) em trechos da orla de Macapá:

- recuo da linha de costa em área da planície costeira não urbanizada;
- perda de propriedades e bens públicos e privados ao longo da costa;
- perda do valor imobiliário de habitações;
- aumento na magnitude de inundações costeiras, causadas por eventos de marés de sizígia muito elevados;
- prejuízos nas atividades socioeconômicas da região costeira; e
- gastos astronômicos com a recuperação de praias e reconstrução da orla.

Áreas de acumulação

São englobadas aqui as áreas de assoreamento de corpos d'água, áreas de formação de bancos arenosos e ilhas, áreas de deposição efêmera e áreas de acresção lamosa. As duas primeiras ocorrem tipicamente no setor costeiro estuarino e serão descritas como áreas de acumulação. As outras duas são observadas tipicamente no setor costeiro oceânico e serão descritas posteriormente.

No **setor costeiro estuarino** do Amapá, as áreas de acumulação de sedimentos são atribuídas às fortes correntes fluviais e de maré (Torres, 2001), mas também são influenciadas por intervenções antrópicas.

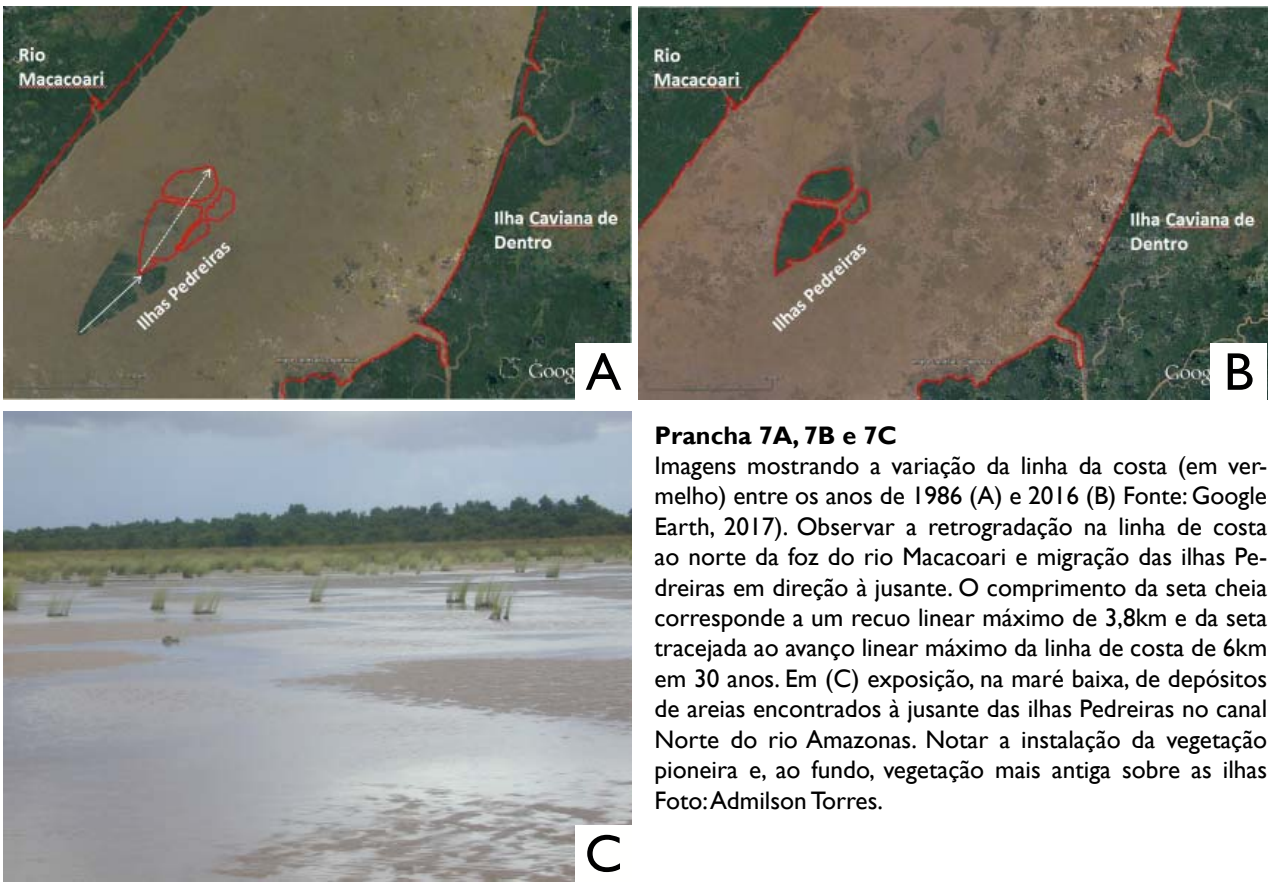
Na orla urbana de Macapá, o processo de assoreamento é acelerado notadamente com a instalação de obras de engenharia na baía de Macapá como, por exemplo, o Trapiche Eliezer Levi (Prancha 6A), o Porto de Santa Inês e a Estação de Captação de Água (Prancha 6B).

Toda essa região, em frente à cidade de Macapá, é muito rasa (5m) em função da extrema acumulação de sedimentos sílticos, alcançando larguras de até 500m e favorecendo o desenvolvimento de praias lamosas, onde é praticado o "futelama".

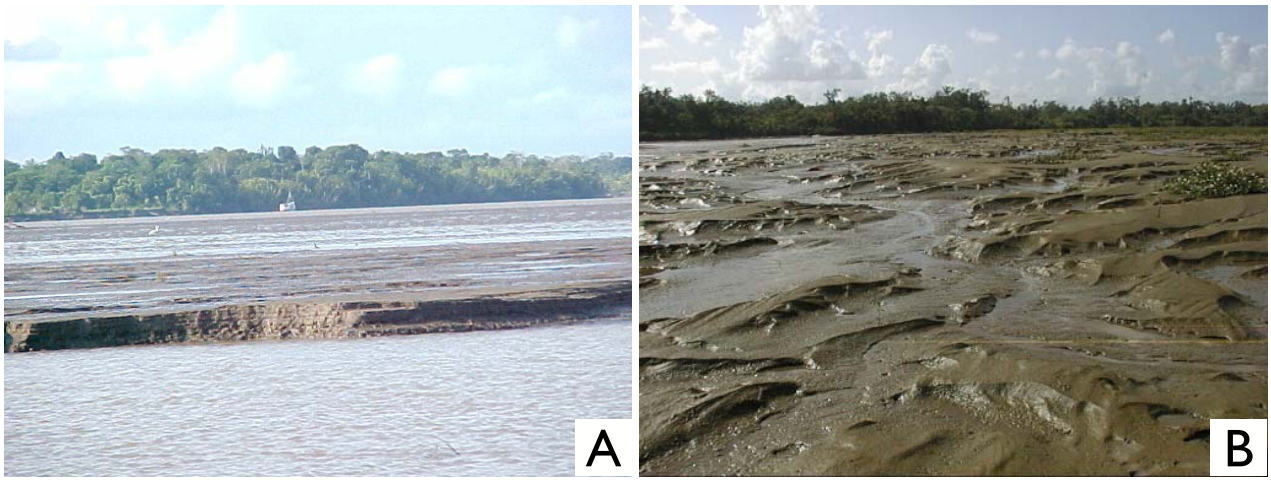
Nessas áreas, troncos de árvores são transportados pelas correntes fluviais e de maré e podem representar obstáculos para atenuar a erosão. O assoreamento também tem como consequências a alteração do canal principal do canal Norte do rio Amazonas e de outros cursos d'água, como o igarapé das Mulheres, na orla de Macapá, que tem sua navegabilidade totalmente prejudicada pelo seu completo assoreamento.

A região das ilhas Pedreiras, localizadas cerca de 60km a norte da cidade de Macapá, em um trecho do canal Norte, tem mostrado que, a partir da comparação de imagens de satélite, entre 1986 e 1999 ocorreu erosão na linha de costa na porção sul e deposição na porção norte, resultando na migração das ilhas Pedreiras e criação de imensos bancos intermarés que progradam a uma taxa média de 200m/ano (Torres 2001; Torres e Archer 2003). Esta taxa também é confirmada na análise comparativa de imagens de satélite de 1986 e 2016 (Prancha 7). Por outro lado, Silva *et al.* (2011) encontraram taxas bem distintas. Estes autores mostraram que no período de 1972 a 2008 a linha de costa da parte norte das ilhas Pedreiras sofreu acresção de 4,3km. Isso corresponde a uma taxa de progradação de apenas 120m/ano, agregando 3,9km² de área de ilha nos últimos 36 anos.

O deslocamento dessas ilhas está associado à forte interação que existe entre a descarga fluvial, erodindo a porção sul da ilha, e a dinâmica de circulação das marés, provocando a acumulação de sedimentos e formação de bancos arenosos na parte norte da ilha. Na altura da foz do rio Macacoari, o deslocamento da linha de costa para o continente, recuando os limites da vegetação com a planície costeira (Prancha 7), tem ainda a influência dos ventos alísios de sudeste que atuam quase perpendicularmente à costa.



Prancha 7A, 7B e 7C
Imagens mostrando a variação da linha da costa (em vermelho) entre os anos de 1986 (A) e 2016 (B) Fonte: Google Earth, 2017). Observar a retrogradação na linha de costa ao norte da foz do rio Macacoari e migração das ilhas Pedreiras em direção à jusante. O comprimento da seta cheia corresponde a um recuo linear máximo de 3,8km e da seta tracejada ao avanço linear máximo da linha de costa de 6km em 30 anos. Em (C) exposição, na maré baixa, de depósitos de areias encontrados à jusante das ilhas Pedreiras no canal Norte do rio Amazonas. Notar a instalação da vegetação pioneira e, ao fundo, vegetação mais antiga sobre as ilhas Foto: Admilson Torres.

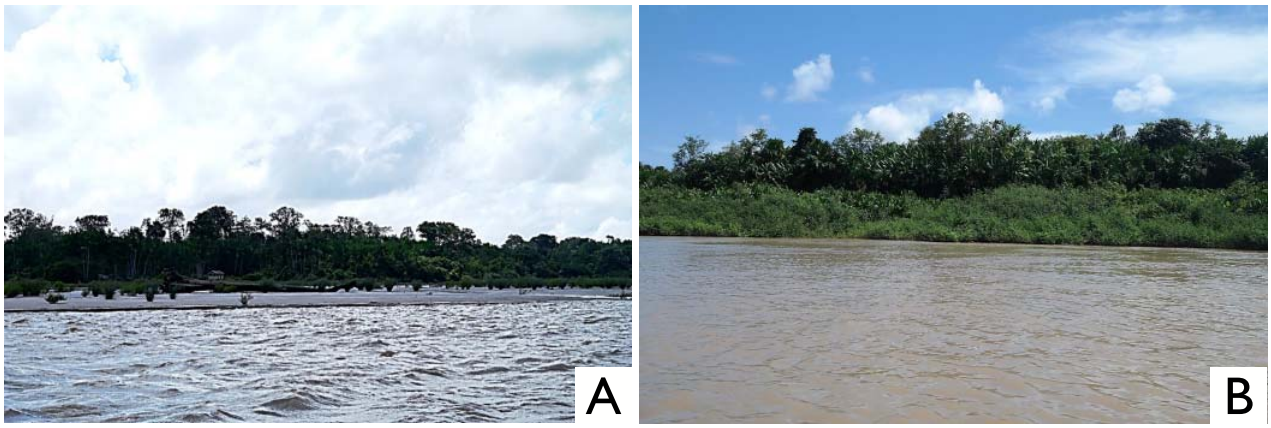


Prancha 8
(A) Banco areno-argiloso, formado por correntes de maré vazante no leito do canal do Gurijuba, arquipélago do Bailique, na foz do rio Amazonas. Notar que o trecho assoreado ocorre em direção à margem direita (ao fundo), enquanto que em direção ao observador encontra-se o canal atual, durante o fluxo de correntes de maré vazante, com profundidade (<2m) insuficiente para a navegação; (B) Macro-ondulações subaquosas sobre o megabanco areno-argiloso, no leito do canal do Gurijuba Fotos: Admilson Torres

Com o assoreamento completo da foz do rio Araguari, nota-se que entre o arquipélago do Bailique e a foz do rio Sucuriju (Cabo Norte) tende-se a formar trechos de acumulação de sedimentos.

Na parte interior do arquipélago do Bailique, na foz do rio Amazonas predomina a deposição de sedimentos trazidos pelo canal Norte (Torres 1997; Torres *et al.*, 2001). Nessa região, é frequente a formação de bancos lamosos (siltosos a argilosos), especialmente no canal do Gurijuba (Prancha 8). Com o tempo, muitos desses bancos tornam-se emersos e podem se transformar em ilhas, resultantes da ação das correntes de maré e da rápida instalação de vegetação aquática (Prancha 9). Nos últimos três anos, vem se intensificando a formação de bancos e ilhas no canal do Gurijuba, em frente à foz do rio Gurijuba, em função de fortes alterações antrópicas na região. Parte da linha de costa das ilhas do Curuá e Brigue, no arquipélago do Bailique, está recebendo aporte de sedimentos, o que tem contribuído para o equilíbrio em relação às perdas de áreas sofridas em outras porções das referidas ilhas. Nas duas ilhas verificaram-se in loco 35,53km de linha de costa com feições deposicionais, dos quais, 33,83km foram registrados na ilha do Curuá (Costa *et al.* 2017).

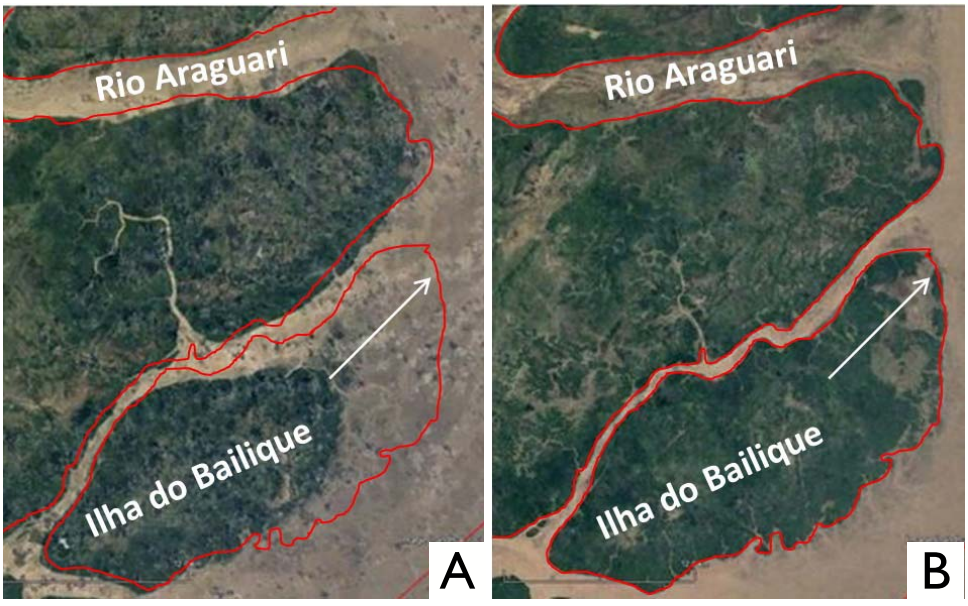
Para a ilha do Bailique, uma análise comparativa de imagens de satélite de 1986 e 2016 mostra progradação máxima de 9,5km, confirmando que esse trecho da ilha exibiu taxa de progradação notável de até 320m/ano (Prancha 10). Silva *et al.* (2011) encontraram valores semelhantes. Esses autores mostraram que no período de 1972 a 2008 a linha de costa da porção nordeste da ilha do Bailique sofreu acreção de 9,8km. Isso corresponde a uma taxa de progradação da ordem de 270m/ano. As causas desse acentuado avanço da linha de costa parecem estar ligadas a processos naturais que ocorreram por mais de 30 anos e continuam atualmente acontecendo. Provavelmente, nessa região as correntes de maré tentam impedir a continuidade do transporte do rio Amazonas e propiciam intenso acúmulo de sedimentos.



Prancha 9
Feições deposicionais, encontradas, respectivamente, nas ilhas do Curuá e do Brigue, arquipélago de Bailique. Em (A) crescimento de bancos lamosos e início do desenvolvimento de vegetação pioneira. Em (B) observar a sucessão vegetacional, instalada sobre os bancos lamosos Foto Wagner Costa.

Segundo Torres (2011), 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 Norte e à antiga foz do rio Araguari. Na linha de costa, notam-se diversos setores do continente 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 (Prancha 10). Esta região é conhecida como Terra Grande justamente em função do aumento no tamanho de partes do continente pela "adição de terrenos" (Torres, 2001). É importante destacar que grande parte da planície costeira na margem esquerda do canal do Gurijuba é guarnecida (pelo arquipélago de Bailique) do ataque direto das correntes do rio Amazonas e de maré.

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



Prancha 10
Imagens mostrando variação da linha da costa (em vermelho) na ilha do Bailique, Arquipélago do Bailique, para os anos de 1986 (A) e 2016 (B). O comprimento da seta corresponde a uma acresção máxima de 9,5km. Note o assoreamento no igarapé Grande e na desembocadura do rio Araguari (Fonte: Google Earth, 2017).



Prancha 11
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 (parte superior direita da foto) da área de vegetação de campo de gramíneas que cresce em direção ao mar (parte inferior esquerda), atingindo mais de 3km de extensão Foto: Admilson Torres.

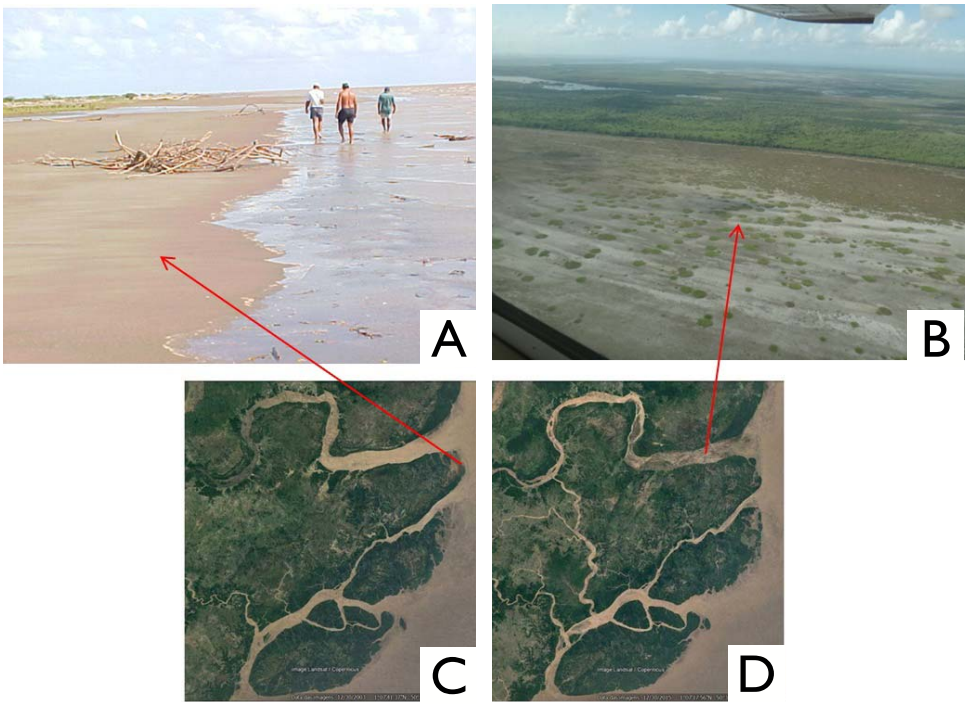
Torres (2011), nos últimos 40 anos, a região da ilha Vitória (porção sul da antiga foz do rio Araguari) apresenta notável taxa anual de progradação da ordem de 75m/ano, a maior na parte continental da zona costeira estuarina do Amapá (Prancha 11).

Há dez anos, na primeira edição deste livro, já tinha sido relatada a tendência natural e antrópica de assoreamento na foz do rio Araguari: "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)". Portanto, a influência antrópica teve contribuição significativa no aceleramento do processo de colmatação da foz desse estuário.

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

No **setor costeiro oceânico** ocorrem as áreas de deposição efêmera e áreas de acresção lamosa. Suas ocorrências estão relacionadas, entre outras, às oscilações de magnitude nas correntes fluvial, de maré, da Corrente Norte do Brasil, de acordo com eventos meteorológicos.

Prancha 12
A) Praia arenosa estendendo-se desde o nível de baixa-mar até a linha de vegetação permanente, ao longo da costa estuarina do Amapá, na ilha Vitória, ao sul da antiga foz do rio Araguari. Foto: Admilson Torres. (B) Leito do rio Araguari totalmente assoreado e com instalação de vegetação pioneira. Foto: Gilmar Palmerim. Imagens da foz do rio Araguari ativa em 2003 (C) e totalmente assoreada em 2015 (D) e abertura de uma nova desembocadura em direção ao arquipélago do Bailique na foz do rio Amazonas. Fonte: Google Earth 2017.



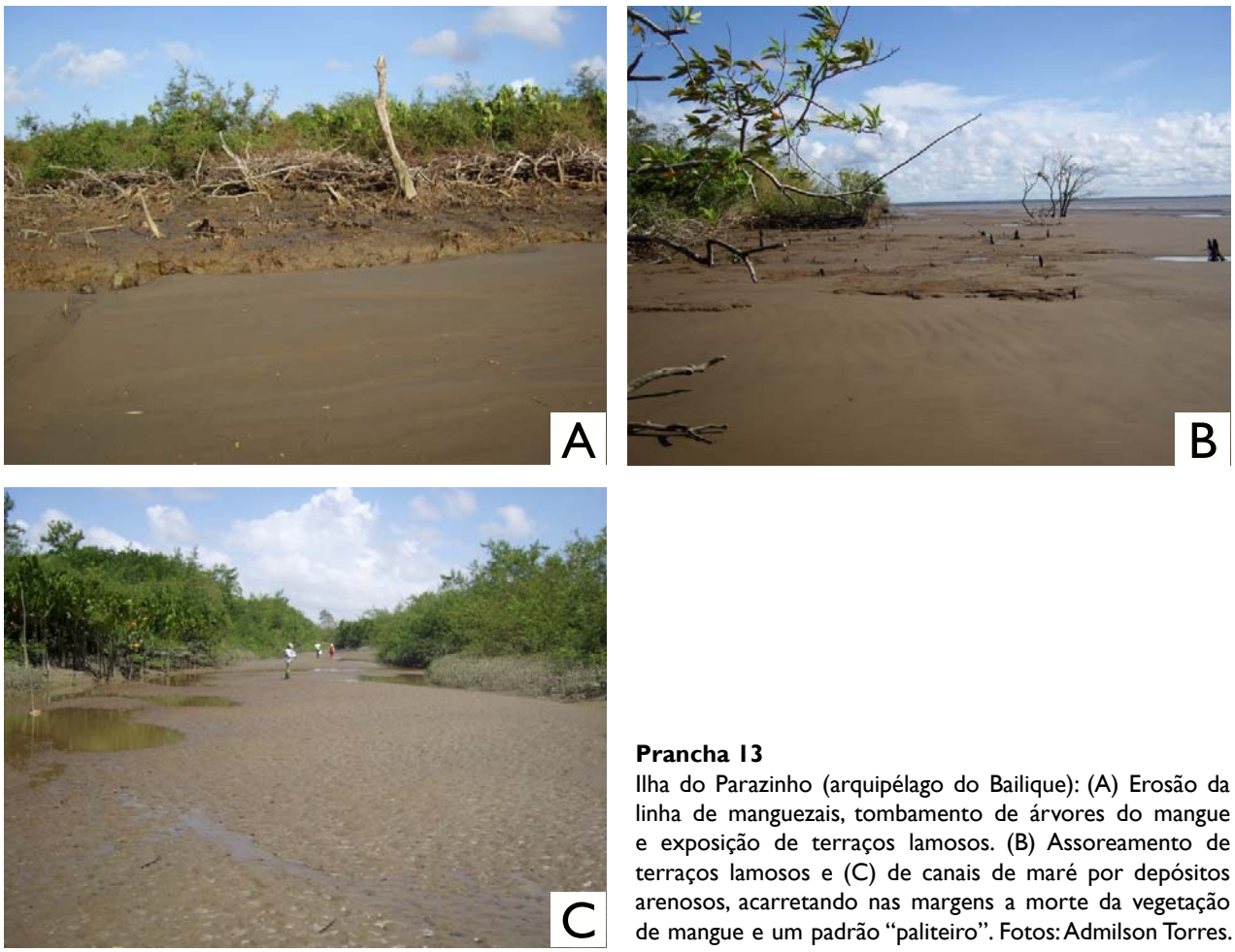
Áreas de deposição efêmera

No setor costeiro oceânico é comum a presença de faixas estreitas de depósitos arenosos, dispostas paralelamente à linha de costa. São compostas de areia fina a muito fina que constituem autênticas praias, definidas por Allison *et al.* (1990) como áreas 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 oceano Atlântico, destacando-se Araguari, Flechal, Calçoene e Cunãni. Por 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 10km, excetuando-se a do rio Araguari com mais de 15km, e largura variável em torno de 1km, durante o inverno, quando o fluxo fluvial é maior, e inferior a 500m durante o verão.

No setor costeiro estuarino, os principais trechos com formação de planícies de maré arenosas (praias arenosas) ocorrem a sul da antiga foz de rio Araguari (Prancha 12), cobrindo abrupta e discordantemente os terraços lamosos, e na ilha do Parazinho (arquipélago do Bailique) (Prancha 13) onde se observa na sua parte externa o recuo da linha de manguezais, seguido pela acumulação de areias

praiais. A erosão da linha de manguezais se dá por ventos, correntes de maré e ondas. Já o assoreamento de mangues e canais de maré dessa região é provocado pela enorme quantidade de sedimentos arenosos que chegam até a foz do rio Amazonas e, provavelmente, são remobilizados em direção à ilha do Parazinho e à porção sul da antiga foz do rio Araguari.



Prancha 13
Ilha do Parazinho (arquipélago do Bailique): (A) Erosão da linha de manguezais, tombamento de árvores do mangue e exposição de terraços lamosos. (B) Assoreamento de terraços lamosos e (C) de canais de maré por depósitos arenosos, acarretando nas margens a morte da vegetação de mangue e um padrão "paliteiro". Fotos: Admilson Torres.

Áreas de acresção lamosa

As áreas de acresção lamosa ocorrem desde o extremo norte do Estado do Amapá (cabo Orange) até 10km ao sul do cabo Cassiporé (Allison *et al.*, 1995[a], Allison, 1993) (Figura 6). Estas áreas são localizadas no Parque Nacional do Cabo Orange. Essa região se estende por 150km e dista de 270km da foz do rio Amazonas. Nesse trecho, os bancos de lama intermarés migram, mar adentro, em direção noroeste sob a influência da CNB, ondulações oceânicas e deriva litorânea (Wells e Coleman, 1981).

Batista *et al.* (2009) quantificaram os processos de acumulação e de erosão ao longo dos cabos Orange e Cassiporé (Figura 6) em médio período (de 1980 a 2003). Segundo esses autores, as maiores taxas de deposição de sedimentos ocorreram no cabo Orange, onde a planície costeira progradou 24,6m/ano, agregando 55,9km² de área de manguezal à linha de costa nos últimos 23 anos. Os autores constataram que na região dos cabos lamosos predominam os processos construtivos (61%) sobre os processos erosivos (39%).

Durante as fases caracterizadas por acúmulo de lama, a área de manguezal aumenta (Fromard *et al.*, 2004, Gardel e Gratiot, 2006, Gratiot *et al.*, 2007, Batista *et al.*, 2009). Nessas áreas, as espécies de manguezal 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 e Silva, 2004).

Ao longo das três últimas décadas, no cabo Orange os mecanismos de progradação determinaram acréscimo de manguezal de 91% (Batista *et al.*, 2009). De acordo com esses autores, os fenômenos de progradação costeira estão relacionados com mecanismos de sedimentação, controlados pelo aporte de sedimentos modernos de lama (silte e argila), lançados pelo rio Amazonas em sua foz no Oceano Atlântico. As feições morfológicas, resultantes do processo de deposição sedimentar no extremo norte do litoral do Amapá, são representadas por extensas planícies de maré lamosa, pelos bancos lamosos de inframaré e pelos cabos lamosos.

As consequências da acresção costeira, identificadas por Batista *et al.* (2009) no cabo Orange, foram:

- formação de bosques jovens de mangue (principalmente de Avicennia sp.) junto à planície lamosa;
- retenção e fixação de sedimentos pelo manguezal que protege os sedimentos contra a remoção pelo ataque das ondas; e
- sucessão vegetacional em forma de arcos (estratos de espécies pioneiras, sucedidos por bosques jovens e adultos).

7. CONCLUSÃO

A ZCEA apresenta uma costa baixa, com larguras variáveis de 10 a 120km, e faz parte de um sistema altamente energético, onde os processos combinados de erosão e acresção ocorrem sob a influência das marés semidiurnas (meso a macromarés), da intensa descarga hídrica e de sedimento em suspensão do canal Norte do rio Amazonas e uma série de fatores hidrodinâmicos e meteorológicos.

As mudanças, principalmente recentes, da linha de costa do Amapá foram apresentadas neste capítulo. A partir de alguns trabalhos de campo e das análises de imagens de satélite, as taxas de erosão e acresção de alguns trechos costeiros foram calculadas durante diferentes períodos mencionados no texto.

Os trechos com significantes reentrâncias são resultantes de processo erosivo e os trechos retilíneos estão ligados a um processo contínuo de acresção por sedimentos provindos da descarga sólida do rio Amazonas.

No setor costeiro oceânico predominam os processos erosionais, entre o cabo Norte e o sul do cabo Cassiporé, sobre os processos de acumulação que se concentram no trecho do litoral entre os cabos Cassiporé e Orange.

No setor costeiro estuarino também predomina o recuo da linha de costa, principalmente entre a orla de Macapá e o arquipélago do Bailique. Já a deposição de sedimentos é mais frequente no segmento da linha de costa entre a foz do rio Gurijuba e a foz do rio Sucuriju (Cabo Norte).

REFERÊNCIAS

ALLISON, M. A. **Mechanisms of coastal progradation and muddy strata formation adjacent to the Amazon river.** New York, State University of New York: [s.n.], 1993. 322 p. Thesis (Doctor Philosophy Dissertation).

ALLISON, M. A. et al. Origin of Amazon banks along the northeastern coast of South America. **Marine Geology**. [S.l.], v. 163, p. 241-256, 2000.

ALLISON, M. A.; NITTROUER, C. A.; FARIA, L. E. C. 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,** [S.l.], v. 125, p. 373-392, 1995a.

ALLISON, M. A.; NITTROUER, C. A.; KINEKE, G. C. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. **Marine Geology**, [S.l.], v. 125, p. 303-328, 1995b.

ALLISON, M. A. et al. 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**, [S.l.], v. 10, p. 48-498, 1994.

ALLISON, M. A.; NITTROUER, C. A.; RINE, J. M. Depocenters of Amazon River sediment along the Amapá coast, Brazil. In: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, FALL MEETING, 1990, San Francisco, USA. [**Trabalhos apresentados**]. San Francisco: [s.n.], 1990.

ARCHER, A. W.; HUBBARD, M. S. Highest tides of the world. In: CHAN, M. A. and ARCHER, A.W. (Ed.) **Extreme Depositional Environments:** Mega end members in Geologic Time. [S.l.]: [s.n.], 2003. Geological Society of America Special Paper v. 370, Chapter 9.

BATISTA, E. M.; SOUZA FILHO, P. W. M.; SILVEIRA, O. F. M. Fusão de dados SRTM com dados LANDSAT TM5 para estudo geomorfológico: região dos Cabos Orange e Cassiporé, Amapá. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2005, Goiânia, Brasil. **Anais XII**. Goiânia: INPE, 16-21 abril 2005. p. 1741-1743.

BATISTA, E. M.; SOUZA FILHO, P. W. M.; SILVEIRA, O. F. M. Monitoramento da linha de costa do Parque Nacional do Cabo Orange através da análise multi-temporal de imagens de sensores remotos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2007, Florianópolis. **Anais XIII**. Florianópolis: INPE, 2007. p. 6621-6628.

BATISTA, E. M.; SOUZA FILHO, P. W. M.; SILVEIRA, O. F. M. Avaliação de áreas deposicionais e erosivas em cabos lamosos da zona costeira Amazônica através da análise multitemporal de imagens de sensores remotos. **Revista Brasileira de Geofísica**, [S.l.], v. 27, n. 5, p. 83-96, 2009.

BEARDSLEY, R. C. et al. The M2 tide on the Amazon Shelf. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 100, p. 283-319, 1995.

BOAVENTURA, F. M. C.; NARITA, C. Geomorfologia da Folha NA/NB. 22 – Macapá. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Folha NA/NB.22 – Macapá**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Projeto RADAM/BRASIL. Rio de Janeiro: Projeto RADAM, 1974. p. IV-I-IV/84 (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

BRAGA, L. F. S. **Flexural response of the Lithosphere and regional subsidence in the Amazon Cone area.** [S.l.]: 1993. B. Geoci. PETROBRAS, 7: p. 157-172. 1993.

CACHIONE, D. A. et al. Measurements in the Bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta. **Marine Geology**, [S.l.], v. 125, p. 235-239, 1995.

COMPANHIA DOCAS DE SANTANA (CDSA). **Atualização do Plano de Desenvolvimento e Zoneamento do Porto Organizado de Macapá**. [S.l.]: Docas de Santana: 2010. 57 p.

COCHRAN, J. R. Gravity and magnetic investigations in the Guiana 1012 Basin, western equatorial Atlantic, **Geol. Soc. Am. Bull.**, [S.l.], v. 84, n. 10, p. 3249-3268, 1973. 1013 doi:10.1130/0016-7606(1973)842.0.CO;2.

COSTA NETO, S.V.; SILVA, M. S. Vegetação. In: SANTOS, V. F.; FIGUEIRA, Z. R. (org.). **Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá.** Macapá: MMA/GEA/IEPA, 2004. p. 84-114. meio-digital CD.

COSTA, L. T. R. S**edimentação holocênica no estuário do rio Araguari-AP. Centro de Geociências.** [S.l.]: Universidade Federal do Pará, 1996. Dissertação de Mestrado, 148 p.

COSTA, W. J. P. Perturbações e interações antrópicas nos Ecossistemas Costeiros Amapaenses, apresentação de Três casos. In: WORKSHOP ECOLAB, 5., 2000. Macapá. **Ecossistemas Costeiros Amazônicos.** Macapá: [s.n.], 2000. p. 53-55.

COSTA, W. J. P. **Sedimentação recente e condições físico-químicas das águas do Lago Novo- Cabo Norte/AP**. Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências, 1997. Dissertação de Mestrado: 74 p.

COSTA, W. J. P. et al. **Caracterização Ambiental de Comunidades Costeiras no Distrito de Bailique.** [S.l.]: IEPA, 2017. 21 p. Relatório Interno.

COSTA, W. J. P.; TORRES, A. M. Características ambientais das águas do rio Araguari durante o fenômeno da pororoca. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC. 52. 2000, Brasília, DF. [**Trabalhos apresentados**]. Brasília: Universidade de Brasília, 2000. p. 14.

CURTIN, T. B. The Amazon Plume Region: Physical observations and dynamics. **EOS** American Geophysical Union Transactions, [S.l.] v. 64, 1983, p. 1026.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Carta Náutica de Cayenne ao Cabo Gurupi**. [S.l.]: [s.n.], 2010. 1mapa. Escala 1: 1.000.000. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav-cartas-raster/de-cayenne-ao-cabo-gurupi>. Acesso em: 7 dez. 2018.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Previsões de Marés**: Barra Norte do rio Amazonas-Ponta do Céu. Estado do Amapá: [s.n.], 2017a. Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/10650Mar2011.htm>. Acesso em: mar. 2011.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. **Previsões de Marés**: Porto de Santana - Cia Docas de Santana. Estado Do Amapá: [s.n.], 2017b. Disponível em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/10615Mar2016.htm>. Acesso em: mar. 2011.

DIAS, G. T. M. et al. **Geomorphologie Côtière de L'Amapá - Brésil.** Considerations Sur La Dynamique Sedimentaire Actuelle. [S.l.]: Collection Colloques et Seminaires (PIGC 274), 1992. p. 151-158.

DRISCOLL, N. W.; KARMER, G. D. Flexural deformation due to Amazon Fan Loading: A feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. **Geology**, [S.l.], v. 22. p. 1015-1018, 1994.

EISMA, D.; AUGUSTINUS, P. G. E. F.; ALEXANDER, C. Recent and subrecent changes in the Dispersal of Amazon mud. **Netherlands Journal of Sea Research**, [S.l.], v. 28. p. 393-399. 1991.

EL-ROBRINI, M. Evidence from the Amazon Shelf Relative to Sea Level Oscillations during the Upper Quaternary. In: **Climates of the Past, Denpasar (Indonesia)**: [s.n.] 25 Ago. - 5 Set. 1994. p. 32.

EL-ROBRINI, M. Evolução Geológica da Plataforma Continental Norte durante o Quaternário (Pleistoceno/Holoceno) / Programa REVIZEE-NO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. [**Trabalhos apresentados**]. Belém: V Simpósio de Geologia da Amazônia, 1996. p. 19-20.

EL-ROBRINI, M. **Estudo do Material em Suspensão**: Avaliação quantitativa e dispersão horizontal e vertical na Plataforma Continental do Amazonas. [S.l.]: [s.n.], 2001. Relatório de Auxílio de pesquisa do CNPq. 48 p.

El-ROBRINI, M. et al. Evidências Batimétricas, Sedimentológicas e Geofísicas dos Níveis Marinhos na Plataforma Continental do Amazonas – Brasil. In: WORKSHOP DO AMASSEDS, 2., Niterói (Brasil). [**Trabalhos apresentados**]. Niterói: [s.n.], 1992a.

EL-ROBRINI, M. et al. Registros das Oscilações do Nível do Mar na Plataforma Continental Norte do Brasil. In: INTERN. SYMP. QUATERN. AMAZON. - PICG 281. 1992b. [S.l.]. [**Trabalhos apresentados**]. [S.l.]: [s.n.], 1992b. p. 83-86.

FARIA JR., L. E. C. et al. Geological evolution of Maracá island, Amapá Coast, and its relation with sea level change in the north of Brazil. In: AGU FALL MEETINGS. San Francisco. Abstracts, 1990. [**Trabalhos apresentados**]. San Francisco: [s.n.], 1990. p. 99.

FFIELD, A. North Brazil Current Rings Viewed by TRMM Microwave Imager SST and the Influence of the Amazon Plume. **Deep-Sea Research**, [S.l.], v. 52, p. 137-160, 2005.

FIGUEIREDO JR. et al. Natureza da sedimentação atual do rio Amazonas - testemunhos e geomorfologia submarina. "Canyon" Amazonas, testemunhos submarinos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972. Belém. **Anais**, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. p. 51-56. v. 2.

FLAGG, C. N.; GORDON, R. L.; MCDOWELL, S. Hydrographic and Current Observations on the Continental Slope and Shelf of the Western Equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, [S.l.], v. 16, p. 1412-1429, 1986.

FROMARD, F. et al. Structure, above-ground biomass and dynamics of mangrove ecosystems: new data from French Guiana. **Oecologia**, [S.l.], v. 115. p. 39-53, 1998.

FROMARD, F.; VEGA, C.; PROISY, C. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. **Marine Geology**, [S.l.], v. 208 (2–4): p. 265-280, 2004.

GALLO, M. N.; VINZON, S. B. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. **Ocean Dynamics**, [S.l.], v. 55 (5-6), p. 441-448, 2005.

GALLO, M. N.; VINZON, S. B. Estudo numérico do escoamento em planícies de marés do canal Norte (estuário do rio Amazonas). **Revista ibero-americana del Agua**, [S.l.], v. 2, p. 38-50, 2015.

GARDEL, A.; GRATIOT, N. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT satellite images. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI 39, p. 1503-1506, 2006.

GEYER, W. R. et al. The physical oceanographic of the Amazon outflow. **Oceanography**, [S.l.], v. 4, n. 1, p. 8-14, 1991.

GEYER, W. R. et. al. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 16(5/6), p. 575-616, 1996.

GEYER, W. R.; KINEKE, G. C. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. **Jour. Geophys. Res.**, [S.l.], v. 100 (c2), p. 2321-2339, 1995.

GIBBS, R. J. 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**, [S.l.], v. 78, p. 1203-1232, 1967.

GIBBS, R. J. Circulation in the Amazon river estuary and adjacent Atlantic ocean. **Journal of Marine Research,** [S.l.], v. 28, p. 113-123, 1970.

GIBBS, R. J. Water chemistry of the Amazon River. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S.l.], v. 25, p. 1061-1066, 1972.

GOVERNO DO ESTADO DO AMAPÁ. Lei Estadual n. 0188, de 19 de dezembro de 1994. Institui o Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - PEGC, e dá outras providências. **Diário Oficial do Estado**, n. 0974, de 20 dez. 1994. Estado do Amapá, Macapá, AP, Brasil. 1994.

GOVERNO DO ESTADO DO AMAPÁ. Decreto Estadual n. 4112 de 17 de outubro de 1996. Aprova o Zoneamento Ecológico Econômico Costeiro - ZEEC do estado do Amapá, e dá outras providências. Estado do Amapá, Macapá, AP, Brasil. 1996.

GRATIOT, N.; GARDEL, A.; ANTHONY, E.J. Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America: input from ERA-40 wave data and field investigations. **Marine Geology**, [S.l.], v. 236 (1-2), p. 15-26, 2007.

HERZ, R. **Manguezais do Brasil**. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico: [s.n.], 1991. 227 p.

HOGG, N. G.; JOHNS, W.E. Western Boundary Currents. U.S. National Report to International Union of the Geodesy and Geophysics 1991-1994, **Supplement to Reviews of Geophysics**, [S.l.], v. 33, p. 1311-1334, 1995.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Censo 2010: Informações sobre os municípios brasileiros. 2010. Disponível em:<http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/home.php>. Acesso em 07 dez. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil.** Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria de Geociências, 2011. 176 p.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. INMET. 2017. www.inmet.gov.br Acesso em: 2017

KINEKE, G. C.; STERNBERG, R.W. Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, [S.l.], v. 125, p. 193-233, 1995.

KINEKE, G. C. et al. Fluid-mud process on the Amazon continental shelf. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 16, p. 667-669, 1996.

KOSUTH, P.; BLITZKOW, D.; CAMPOS, I.O. Altimetric Reference for Amazon Area. In: Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins, 1999, Manaus. **Anais de Manaus' 99** Manaus, Brasil: [s. n.], 1999. CD-ROM.

KUEHL, S. A; NITTROUER, C.A.; DEMASTER, D.J. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, [S.l.], v. 49,p. 279-300, 1982.

KUEHL, S. A; NITTROUER, C.A.; DEMASTER, D.J. Distribution of sedimentary structures in the Amazon subaqueous delta. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 6 (1/2), p. 311-336, 1986.

LENTZ, S. J. The Amazon river plume during AMASSEDS subtidal current variability and the importance of wind forcing. **Journ. of Geophys Res.**, [S.l.], v.100, (C21), p. 2377-2390, 1995a.

LENTZ, S. J. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 100, p. 2377-2400, 1995b.

LENTZ, S. J.; LIMEBURNER, R. The Amazon River plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 100 (C2, p. 2355-2376, 1995.

LIMA, R. R.; TOURINHO, M.M.; COSTA, J.P.C. **Várzeas flúvio-marinhas da Amazônia Brasileira**: características e possibilidades agrícolas. Belém: FCAP. 2000.

LIMEBURNER, R. et al. Lagrangian flow observations of the Amazon river discharge into the North Atlantic. **J. Geophys. Res.**, [S.l.], v. 100, p. 2401-2415. 1995.

LUEDMANN, E. F. Preliminary result of drift-bottle releases and recoveries in the Western Tropical Atalntic. **Bol. Inst. Oceanogr.**, [S.l.], v.16(1). p. 13-22, 1967.

MARTINS, A. C. S.; DA LUZ, M.S.F.C. **Cenário Climático atuante no Litoral Norte da Amazônia Brasileira.** [S.l.]: [s.n.], 2004. Monografia do III Curso de Especialização em Oceanografia/UFPA. 64 p.

MARTINS, M. H. A.et al. **Zoneamento Ecológico-Econômico Costeiro do Setor Atlântico do Estado do Amapá - ZEEC/AP**. Macapá: Relatório Técnico. IEPA, 2014. Texto Explicativo do Mapa de Geologia do Setor Costeiro Atlântico do Estado do Amapá. 31 p.

MEADE, R. H. Suspended Sediments in the Amazon River and its trbutaries in Brazil during 1982-84. **Geological Suvey Open-File Report**, U.S. p. 85-492, 1985.

MEADE, R. H. et al. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science**, [S.l.], v. 228, p. 488-490. 1985.

MEIRELLES, P. R. L.; MOCHIUTTI, S. Impactos Ambientais de Bubalinocultura nos Campos Inundáveis do Amapá. In: WORKSHOP ECOLAB, 5. 2000. Macapá. **Ecossistemas Costeiros Amazônicos.** Macapá: [s.n.], 2000. p. 57-61.

MOLINIER, M. et al. Hidrologia da bacia do rio Amazonas. **A Água em Revista**, [S.l.], v. 3, p. 31-36.1994.

MULLER-KARGER, F. E.; MCCLAIN, C. R.; RICHARDSON, P. L. The dispersal of the Amazon's water. **Nature**, [S.l.], v. 333, p. 56–69. 1988.

NITTROUER, C. A.; DEMASTER D.J. The Amazon Shelf setting: Tropical, energetic and influenced by a large river. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 16, (5/6), p. 553-573. 1996.

NITTROUER, C. A. et al. A multidisciplinary amazon shelf sediment study. **EOS** Transactions - American Geophysical Union, Estados Unidos, v. 71, n. 45: p. 1771-1777. 1990.

NITTROUER, C. A.; KUEHL, S. A. Geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon Continental shelf. **Marine Geology**, [S.l.], v. 125, p. 175-399. 1995.

NITTROUER, C. A. et al. The Geological Record preserved by Amazon Shelf Sedimentation. **Continental Shelf**, [S.l.], v. 6, i. 5-6: p. 817-841. 1996.

NITTROUER, C. A. et al. Sedimentology and Stratigraphy an the Amazon Continental Shelf. **Oceanography**, [S.l.], v. 4, n. 1, p. 33-38. Abril 1991.

NITTROUER C. A; CURTIN, T. B.; DEMASTER, D. J. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 6 (1-2): p. 151-174. 1986.

NITTROUER, C. A. et al. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, [S.l.], v. 125 (3/4), p. 177-192. 1995a.

NITTROUER, C. A. et al. 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, [S.l.], v. 125, p. 167-193. 1995b.

OLTMAN, R. E. Reconnaissance investigation of discharge and water quality of the Amazon River. US. **Geological Survey Circular**, Washigton DC, v. 552, p. 1-16. 1968.

PEREIRA, S. M. **Aspectos geoquímicos do material particulado da Pluma Estuarina do rio Amazonas**: Fatores que controlam as interações com as águas oceânicas. [S.l.]: [s.n.], 1999. Dissertação de Mestrado, CPGG/CG/UFPA. 130 p.

PHILANDER, S. G. H.; PACANOWSKI, R. C. The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, [S.l.], v. 91, p. 14212-14220. 1986.

PICAUT, J. et al. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic Wind Stress and Sea Surface Temperature**: 1954-1879. [S.l.]: Université de Bretagne Occidentale. 1985. 467 p.

RICHARDSON, P. L. et al. North Brazil Current retroflection eddies. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 99, p. 997-1014. 1994.

RICHEY, J. E. et al. Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon River, 1982-1984. **Water Resources Research**, [S.l.], v. 22, p. 756-764. 1986.

SANTOS, V. F. **Ecossistemas Costeiros Amazônicos**: Avaliação de Modificações por Sensoriamento Remoto. [S.l.]: Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências. 2006. Tese de Doutorado: 306 p.

SANTOS, V. F. et al. Modificações naturais e antrópicas na Planicie Costeira do Setor Estuarino do Estado do Amapá. In: WORKSHOP ECOLAB, 5. 2000. Macapá. **Ecossistemas Costeiros Amazônicos.** Macapá: [s.n.], 2000. p. 195-199.

SANTOS, V. F. et al. Geologia. In: V. F dos SANTOS e Z. R. FIGUEIRA (org.). **Diagnóstico sócio-ambiental participativo do setor costeiro estuarino do Estado do Amapá**. Macapá: MMA/GEA/IEPA, 2004. p. 11-34. meio-digital. CD.

SANTOS, V. F.; FIGUEIREDO JR., A. G. Mudanças ambientais na Planicie Costeira do Estado do Amapá, Brasil. In: WORKSHOP ECOLAB, 5. 2000. Macapá. **Ecossistemas Costeiros Amazônicos.** Macapá: [s.n.], 2000.

SANTOS, V. F. et al. Mecanismos de modificações de curto período na Planície Costeira do Amapá. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9; CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DOS PAISES DE LÍNGUAS IBÉRICAS, 2; CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DA ZONA COSTEIRA DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2. Período: 12 out. 2003 a 19 out 2003. Recife, [**Trabalhos apresentados**]. Recife: [s.n.], 2003.

SILVA, A. C. **Campos de temperatura e salinidade na Plataforma Continental do Amazonas, durante a descarga mínima (outubro/1997) do rio Amazonas**: "Uma análise ambiental". [S.l.]: [s.n.], 2000. TCC/CG/UFPA.

SILVA, M. V.; SANTOS, V. F.; SILVEIRA, O. F. M. Análise Multitemporal de Mudanças nas Ilhas Costeiras do Estado do Amapá Aplicando Dados de Sensores Remotos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. CURITIBA, 15, 2011, Curitiba. [**Trabalhos apresentados**]. Curitiba: INPE, 2011. p. 8614-8622.

SILVEIRA, O.F.M. **A Planície Costeira do Amapá: Dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias.** [S.l.]: [s.n.], 1998. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Tese de Doutorado: 168 p.

SILVEIRA, O. F. M. et al. Que barulho é esse? **Ciência Hoje das Crianças**. Rio de Janeiro, v. 88, p. 20-21. 1999.

SOARES, L. C. Hidrografia. In: **Geografia do Brasil**. v. I, [S.l.]: IBGE, 1977. p. 73-119.

SOUZA FILHO, P.W. M., et al. Bibliografia da zona costeira Amazônica. In: **Museu Paraense Emilio Goeldi** Belém: Universidade Federal do Pará Petrobras, 2005. 401p.

SOUZA, C. R. G. et al. Praias Arenosas e Erosão Costeira. In: C. R. de G. SOUZA, K. SUGUIO, A. M. SANTOS; P. E. OLIVEIRA (eds.), **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto, São Paulo, Brasil: Holos Editora. 2005. p. 130-152. (ISBN-10: 8586699470).

TAKIYAMA, L. R.; SILVA, U. R. L. Experiências na Utilização de Metodologias Participativas para a Construção de Instrumentos de Gestão Costeira no Estado do Amapá, Brasil. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, [S.l.], v. 9(2), p. 33-45. 2009.

TORRES, A. M. Sedimentology of the Amazon Mouth: North and South Channels, Brazil. **Berichte Reports,** Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel, v. 82, 159 p. 1997. SIN 0175-9302.

TORRES, A. M. **Dinâmica Fluvial e Evolução Costeira ao longo do Canal do Norte na Foz do Rio Amazonas**. [S.l.]: [s.n.], 2001. Projeto de Pesquisa. Desenvolvimento Científico Regional. Relatório Final Global. 21 p.

TORRES, A. M. **Origem e características dos depósitos de planície de inundação na foz do rio Amazonas**. [S.l.]: CNPq, 2011. Expedição Científica, Relatório Final.

TORRES, A. M.; ARCHER, A. W. Sedimentation and erosion rates of floodplain of the Amazon river mouth, northern Brazil. In: LATIN AMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3, 2003, Belém. [**Trabalhos apresentados**]. Belém: [s.n.], 2003.

TORRES, A. M.; COSTA, W. J. P. Avaliação da Concentração de Sedimentos em Suspensão e dos Parâmetros Ambientais do Rio amazonas no Setor Estuarino do Estado do Amapá sob Influência da "La Niña". In: CONGRESSO DA ABEQUA, 7, 1999, Porto Seguro. **Resumos**, Porto Seguro: [s.n.], 1999.

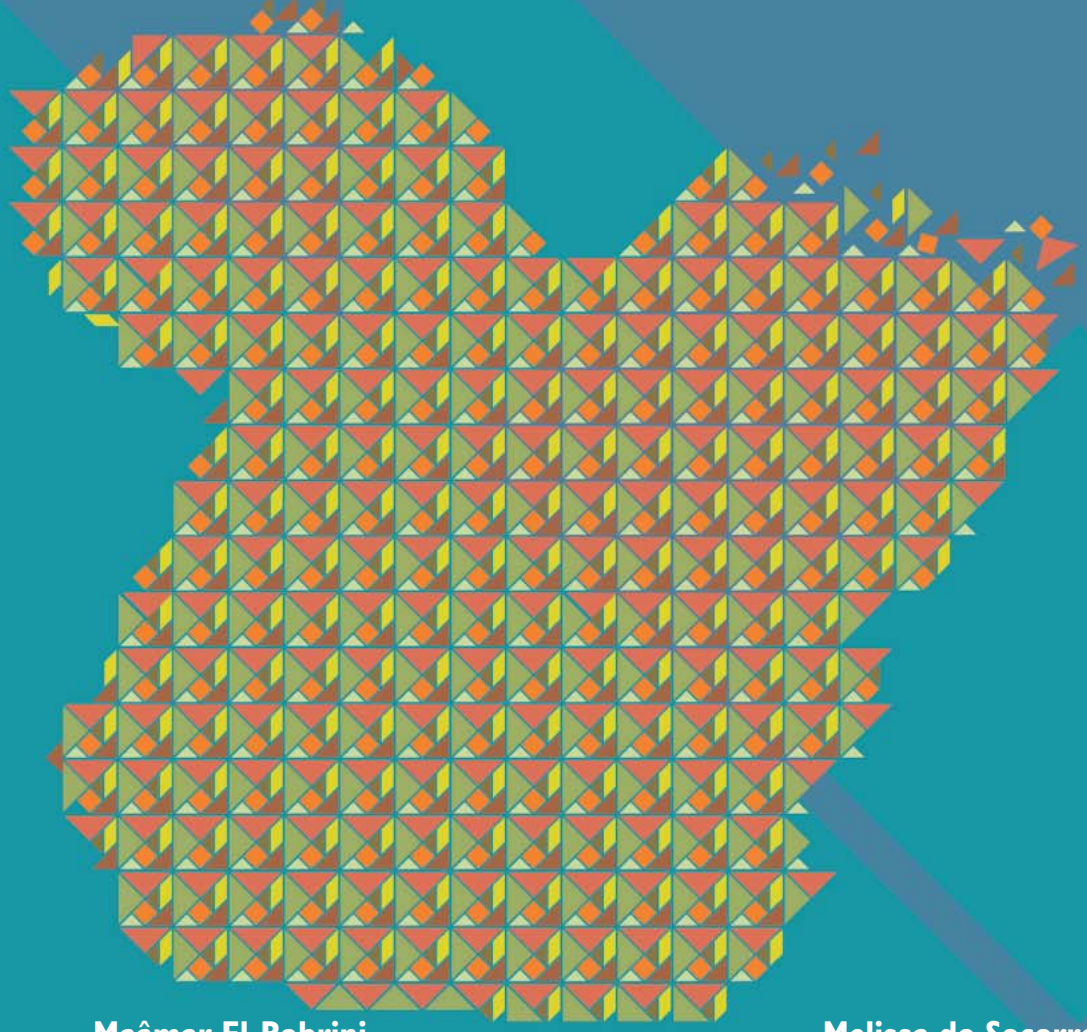
TORRES, A. M.; MARTINS, M. H. A.; COSTA, W. J. P. **Estudos ambientais para suporte à implantação de distritos pesqueiros nos municípios de Amapá e Calçoene.** Macapá: IEPA, 2013. 23 p. Relatório Técnico.

TORRES, A. M.; OLIVEIRA, D. M. 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. SILVA (orgs.). **Diagnóstico de Ressacas do Estado do Amapá**: Bacias do Igarapé da Fortaleza e do Rio Curiaú. Macapá: JM Editora Gráfica, 2004. p. 169-180.

TORRES, A. M.; SILVA, M. S.; MARTINS, M. H. A. Sedimentação quaternária no Arquipélago do Bailique: um exemplo de área do estuário do rio Amazonas. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 8, 2001, Imbé, RS. [**Trabalhos apresentados**]. Imbé, RS: [s.n], 2001. Boletim de Resumos: p. 118-119.

WATTS, A. B.; PEIRCE, C. Amazon Cone seismic experiment - ACE. RRS **Discovery cruise report**. Unpublished: 56 p. 2004.

WELLS, J. T.; COLEMAN, J. M. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. **Geologie en Mijnbouw**, [S.l.], v. 57, p. 353-359. 1981.



Maâmar El-Robrini
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Leilanhe Almeida Ranieiri
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Paulo Victor Magno Silva
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Juliana Sá Guerreiro
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Marcelo Augusto Moreno da Silva Alves
INSTITUTO SOCIOAMBIENTAL E DOS RECURSOS HÍDRICOS
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA DE AMBIENTES AQUÁTICOS
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA

Rodrigo Rafael Souza de Oliveira
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Melissa do Socorro Fonseca da Silva
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Piera Brenda Coelho Amora
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Maria Helena Santos El Robrini
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS - GEMC/CNPQ

Norberto Fenzl
NÚCLEO DE MEIO AMBIENTE
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CIDADE UNIVERSITÁRIA PROF. JOSÉ DA SILVEIRA NETO

Daniel Ramôa Farias
UNIVERSIDADE DA AMAZÔNIA

PARÁ

RESUMO

A Zona Costeira Estuarina Paraense (ZCEP) possui 3 setores: (1) Costa Atlântica do Salgado Paraense; (2) Insular Estuarino e (3) Continental Estuarino. A ZCEP enquadra-se na costa do tipo *Amero Edge Trailing*, configurando-se como um litoral de "falsas rias", com rios afogados, bastante ativos. A plataforma continental interna adjacente é recoberta por campos de depósitos arenosos orientados no sentido das correntes de maré (NE-SW). As marés são semi-diurnas com amplitude de macromaré (5,50m) no setor 1 e mesomaré nos setores 2 (3,80m) e 3 (3,30m). As correntes de maré são fortes, com velocidades de 1,65m/s a 0,1m/s (Setor 1) entre 1,7m/s a 0,27m/s (Setor 2) e entre 1,74m/s a 0,63m/s (Setor 3). As ondas têm altura abaixo de 1,5m (setores 1 e 2) e 1m (setor 3). As praias oceânicas apresentam larguras que podem chegar a mais de 1km em alguns casos, sendo dissipativas e intermediárias. Entretanto, as praias estuarinas têm uma largura menor (120m na praia de São Francisco, Ilha de Mosqueiro) e são reflectivas, intermediárias e dissipativas. A dinâmica da ZCEP se traduz sob a forma tanto de recuo/erosão, principalmente nos setores 2 e 3 estuarinos, como de progradação, moderadamente no setor 1.

ABSTRACT

The Pará Estuarine Coastal Zone (ECPZ) has 3 main sectors: (1) Salgado Atlantic Coast; (2) Insular Estuaries and (3) Inland Estuaries. The ECPZ is localized among the "Amero Edge Trailing" coast and are formed by the drowned river valleys called "false rias". The adjacent continental shelf is covered by sandy deposits oriented towards the tidal currents direction (NE-SW). The entire ECPZ is influenced by the semi-diurnal macrotidal regime (5,50m) in the sector 1 and mesotidal in the 2 (3,80m) and 3 sectors (3,30m). Tidal currents are strong, averaging speed between 1,65m/s to 0.1m/s (sector 1), 1,7m/s to 0,27m/s (sector 2) and 1,74m/s to 0,63m/s (sector 3). The waves height is below 1,5m (sector 1 and 2) and 1m (sector 3). The ocean beaches have widths that can reach more than 1km in some cases, being dissipative and intermediate. However, the estuarine beaches have a smaller width (120m, for example in São Francisco beach, Mosqueiro Island) being reflective, intermediate and dissipative. The dynamics of the ECPZ are reflected by the coastline retreat in the sectors 2 and 3, and coastline advance in sector 1.

1. APRESENTAÇÃO

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

- **Setor 1:** Costa Atlântica do Salgado Paraense (Baía do Marajó – rio Gurupi), profundamente recortado, constituído por reentrâncias ("falsas rias") - Salgado: 264.612 hab. (45,7hab/km²), Bragantina: 401.708 hab. (46,11hab/km²), Guamá: 90.701 hab. (45,7hab/km²) (Est. 2014). Nesse setor, são registrados o crescimento desordenado e especulação imobiliária, aterramento de manguezais, pesca e agricultura predatória e explotação indiscriminada de minerais de classe II.
- **Setor 2:** Insular Estuarino 56.155 hab. (2,62hab./km²) (IBGE, 2010).
- **Setor 3:** Continental Estuarino do rio Pará - 1.813.764 hab. (114,42hab./km²) (IBGE, 2010, 2016; Est. 2013, 2014). Nesses dois setores, são registrados os mesmos efeitos que no Salgado Paraense (MMA, 1996; IBGE, 2016) (Quadro 01).

A Costa Atlântica do Salgado Paraense perfaz uma extensão de 500km (linha reta, 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), que segundo Soares Jr. *et al.* (2008), traduzem os eventos distensivos da evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil. Esta costa é subdividida em duas áreas: (i) a primeira área marcada por uma costa recortada em terrenos altos (São João de Pirabas – Golfão Marajoará), que avançam sobre o Oceano Atlântico (Figura 01), onde os vales estuarinos estreitos estão esculpidos em terrenos do Grupo Barreiras (ii) na segunda área, a costa é baixa e ocupada por extensas planícies de manguezais, que adentram no continente, e recortada por vales afogados, esculpidas na maior parte em depósitos holocênicos/recentes.

É nesse contexto costeiro, que os processos de erosão e de progradação modelam a fisiografia dinâmica da Costa Atlântica do Salgado Paraense e dos Setores Insular e Continental Estuarino, influenciados respectivamente por macromaré, 5,50m (DHN, 2017) e mesomaré: 3,80m e 3,30m (DHN, 2017).

Quadro 1 - Zona Costeira Estuarina Paraense (ZCEP)

Micro Região Paraense	Área (km²)	População	Densidade (hab/km²)	Municípios
Salgado	5.784,561	264.612 (Est. 2014)	45,7	Colares, Curuçá, Magalhães Barata, Maracanã, Marapanim, Salinópolis, São Caetano de Odivelas, São João da Ponta, São João de Pirabas, Terra Alta, Vigia
Bragantina	8.710,774	401.708 (Est. 2014)	46,11	Augusto Corrêa, Bonito, Bragança, Capanema, Igarapé-Açu, Nova Timboteua, Peixe-Boi, Primavera, Quatipuru, Santa Maria do Pará, Santarém Novo, São Francisco do Pará, Tracuateua
Guamá	3.333,35	90.701 (Est. 2014)	11,52	Cachoeira do Piriá, Viseu
Insular Estuarino	21.457,651	56155 (IBGE, 2010)	2,62	Afuá, Chaves
Continental Estuarino	15.850,934	1.813.764	114,42	Belém (Distritos Icoaraci, Mosqueiro, Outeiro), Barcarena, Abaetetuba, Cachoeira do Arari, Ponta de Pedras, Muanã, São Sebastião da Boa Vista

Quadro da Zona Costeira Estuarina Paraense (ZCEP) com os seus 3 setores: (1) Costa Atlântica do Salgado Paraense (Salgado, Bragantina, Guamá); (2) Insular Estuarino e (3) Continental Estuarino (IBGE, 2010, 2016; Est. 2013, 2014).

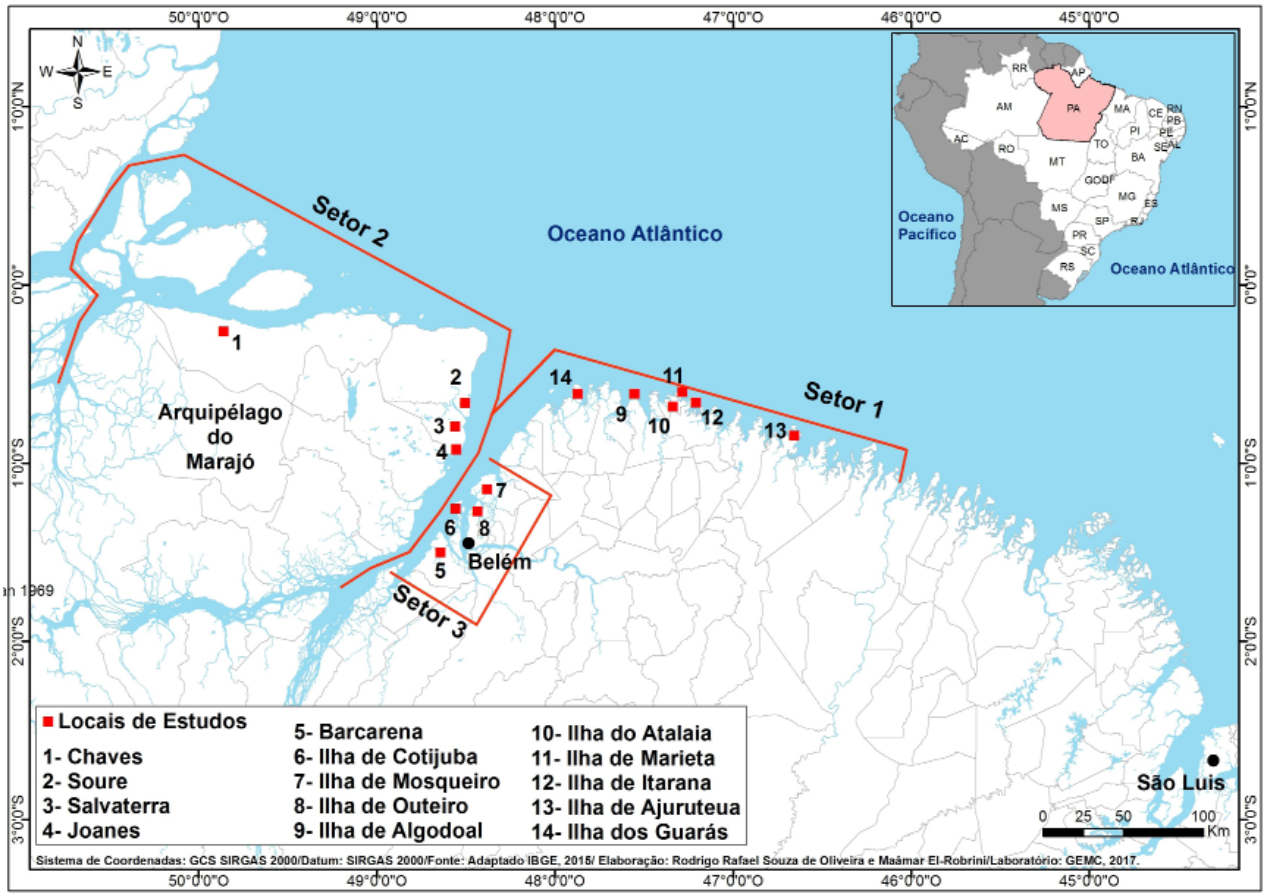


Figura 1
Mapa de localização dos Setores da ZCEP: 1: Costa Atlântica do Salgado Paraense (9, 10, 11, 12, 13, 14); 2: Insular Estuarino (1, 2, 3, 4) e 3: Continental Estuarino (5, 6, 7, 8).

2. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA

A ZCEP será estendida até a plataforma continental interna, em função desta, possuir uma estreita conexão com as planícies 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 do Marajó (El-Robrini, 2012) e Costa Atlântica do Salgado Paraense (El-Robrini *et al.*, 1992, El-Robrini, 2012) e (ii) a zona de ocorrência de processos oceanográficos, responsáveis pelo transporte de sedimentos e movimentos das águas costeiras. A linha de costa recorta os afloramentos da Formação Pirabas (Salinópolis, Maracanã), do Grupo Barreiras e do Holoceno/Recente (inconsolidados). A topografia não alcança 30m, em particular no Setor 1: São João de Pirabas – Golfão Marajoará. Nas regiões estuarinas do Setor 2: Marajó e Setor 3: Mosqueiro, Caratateua/Outeiro, Cotijuba e em Barcarena, a linha d'água recorta os afloramentos do Grupo Barreiras (falésias vivas) e os sedimentos mais recentes (planícies arenosas, manguezais).

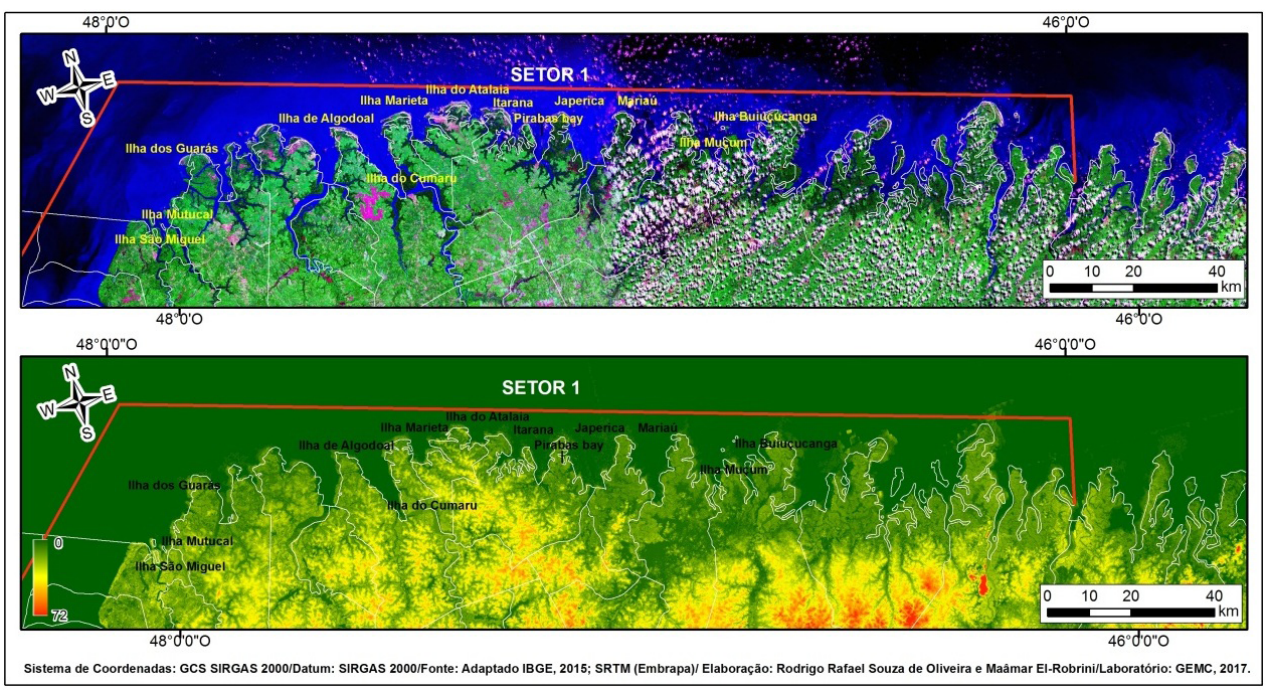
Inúmeros estuários ativos e profundos recortam a Costa Atlântica do Salgado Paraense e liberam materiais finos e nutrientes para a plataforma continental adjacente e recebem de volta materiais arenosos, entretanto, os vários canais de maré nos entornos da Ilha do Marajó, tem conexão com os grandes rios Amazonas e Pará.

2.1 Geomorfologia

A Costa Atlântica do Salgado Paraense está enquadrada no domínio das terras baixas equatoriais da Amazônia (Ab'Saber, 1967, 1969) e as planícies costeiras apresentam amplitude topográfica (m) e declividade (grau), respectivamente entre 2-20m, e 0-5, entretanto, os tabuleiros respectivamente entre 20-50m e 0-3 (CPRM, 2013).

A Planície Costeira paraense (Figura 02) ocorre entre a linha de costa e os tabuleiros costeiros formados por arenitos imaturos ou conglomeráticos (Grupo Barreiras) e calcários (Formação Pirabas), delimitados por paleofalésias. Esta unidade é constituída por sedimentos inconsolidados (Holoceno/Recente).

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, o termo de Planalto Rebaixado da Amazônia é mantido para caracterizar a unidade de relevo de maior amplitude (Planalto Costeiro).



Sistema de Coordenadas: GCS SIRGAS 2000/Datum: SIRGAS 2000/Fonte: Adaptado IBGE, 2015; SRTM (Embrapa)/ Elaboração: Rodrigo Rafael Souza de Oliveira e Maâmar El-Robrini/Laboratório: GEMC, 2017.

Figura 2
Geomorfologia do Setor 1, o planalto costeiro (vermelho/amarelo), atinge a linha de costa no trecho de Ilha de Algodoal até Pirabas e as planícies costeiras (verde) são estreitas. Entretanto, a partir do Pirabas, o planalto costeiro encontra-se em uma posição recuada e as planícies costeiras tornam-se largas, neste trecho.

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 (200m), 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 e Pinto, 1973) e o Baixo Planalto Costeiro, sustentado por conglomerados do Grupo Barreiras e caracterizado por um relevo colinoso de baixa amplitude. A planície costeira baixa é formada por planície lamosa (manguezais), planície arenosa (praias, dunas e paleo-dunas), e planície estuarina (estuários, canais de maré, barras em pontal).

A ZCAP é recortada por estuários profundos: Pará, Curuçá, Marapanim, Maracanã, Caeté, Piriá, Gurupi, entre outros.

O relevo da Ilha do Marajó é constituído por duas unidades: (1) Planalto Rebaixado da Amazônia ou Pediplano Pleistocênico e (2) Planície Amazônica, constituída por sedimentos recentes e marca um relevo plano e baixo que abrange a maior parte da Ilha (Barbosa *et al*., 1974; Bemerguy, 1981). Na borda da ilha, os sedimentos do Grupo Barreiras e Pós-Barreiras constituem o Planalto costeiro, com falésias ativas, em recuo em determinados trechos.

Segundo CPRM (2013), na parte S-SW da Ilha do Marajó, predominam planícies aluviais, onde se destacam terrenos baixos e inundáveis (Lago do Arari - Centro-Oriental da ilha). Na parte centro-ocidental da ilha, ocorrem baixos tabuleiros (de terra firme da Amazônia, Ab'Saber, 1967) e consistem em superfícies de topos planos a ligeiramente ondulados muito baixas (5-20m). No litoral Leste, as planícies costeiras estão encaixadas no Planalto Costeiro que avança sobre a Baía do Marajó (município de Salvaterra), fortemente erodido, entretanto, após o canal de maré de Paracauari, as planícies costeiras (Soure) são mais desenvolvidas.

Dois grandes rios deságuam nos entornos da ilha do Marajó (Golfão Marajoará), a Oeste o Amazonas com largura de 150km (linha reta da Ilha do Bailique ao Canal Sul do rio Amazonas) e a Leste o Pará, com largura de 60km (Cabo Maguari - Ilha dos Guarás), e altas descargas de água e de sólidos, produzindo ilhas sedimentares, tais como: Grande de Gurupá, Pará, Queimada, Mexiana e Caviana, entre outras.

No Golfão Marajoará (Figuras 01, 03), ocorre uma complexa rede hidrográfica (furos - Estreitos de Brêves, canais de maré), por onde a maré interage entre a ZCPE e a plataforma continental rasa adjacente. Na Ilha do Marajó, uma rede de paleocanais (partes Leste, Oeste, Sudoeste - Rossetti e Góes, 2008) é desenvolvida. O sistema de drenagem palimpséstico consiste em um amplo meandro conectado

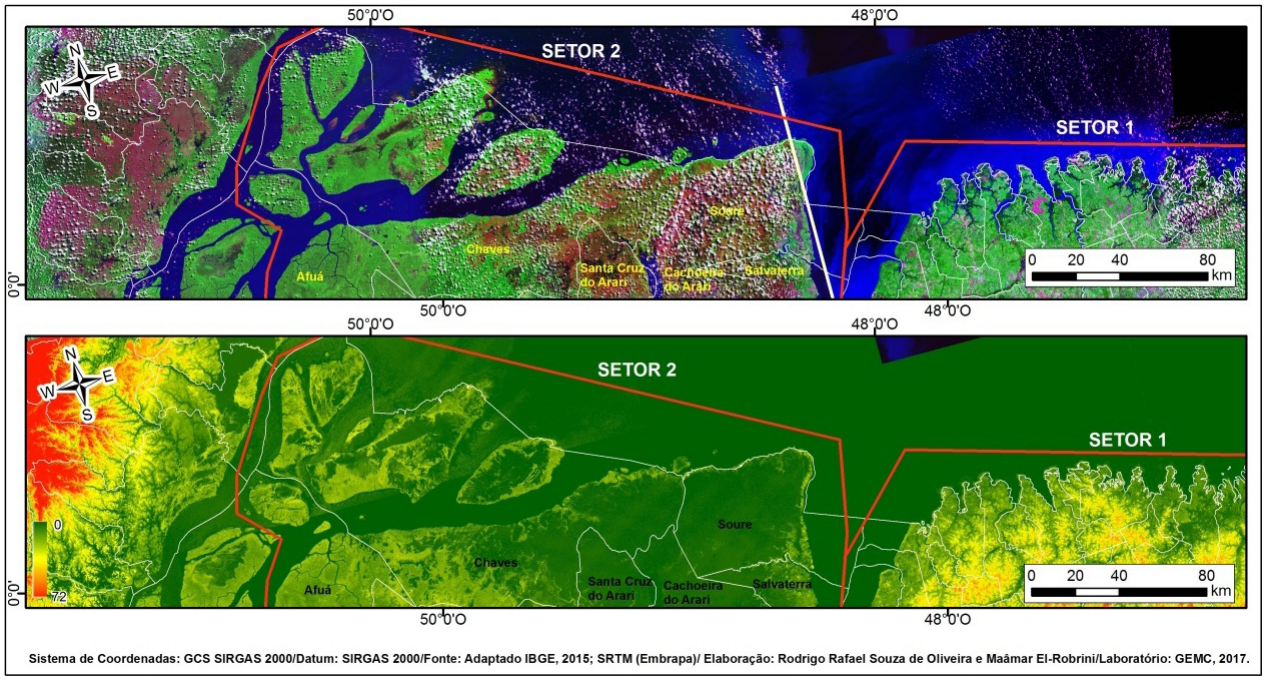


Figura 3
Geomorfologia do Setor 2, nas bordas Leste e Norte da ilha do Marajó, o planalto costeiro é presente com falésias ativas, em recuo.

a uma malha de tributários estreitos. Segundo os mesmos autores, a paleodrenagem foi abandonada no final do Pleistoceno, um pouco antes dos paleocanais holocênicos na parte Leste. É comum, observar os canais de maré ativos em parte.

No Setor 3 (Figura 04), ao Norte/Nordeste da ilha do Mosqueiro, ocorrem terraços aluviais (sedimentos arenosos, siltosos/argilosos), com 15-25m de altitude e ao Sul/Sudeste, a planície aluvial de inundação (argilosos/siltosos), com 5-10m de altitude.

Ás margens do rio Guamá, o lado esquerdo é tomado pela vegetação e o direito urbanizado. Ao longo destas, ocorrem várzeas, ilhas, pequenas falésias, praias, furos e pontões rochosos, predominam os terrenos sedimentares nas zonas elevadas, consistindo de níveis de areia/argila ferruginizados. Nas áreas baixas e inundáveis, com altitudes 4m ocorrem sedimentos do Recente (argilas inconsolidadas). O fundo da Baía do Guajará é recoberto por sedimentos lamosos nas margens e foz dos canais de maré, e arenosos nos bancos arenosos e parte dos principais canais estuarinos. Os bancos são dispostos paralelamente às margens: o primeiro, do Meio, e da Cidade, respectivamente com 7km, 3,5km e 2km de comprimento e 1,2km, 1km e 400m de largura. Os canais da Ilha das Onças e do Meio tem respectivamente 900m e 95-170m de largura e profundidade máxima, respectivamente de 25m e 19m.

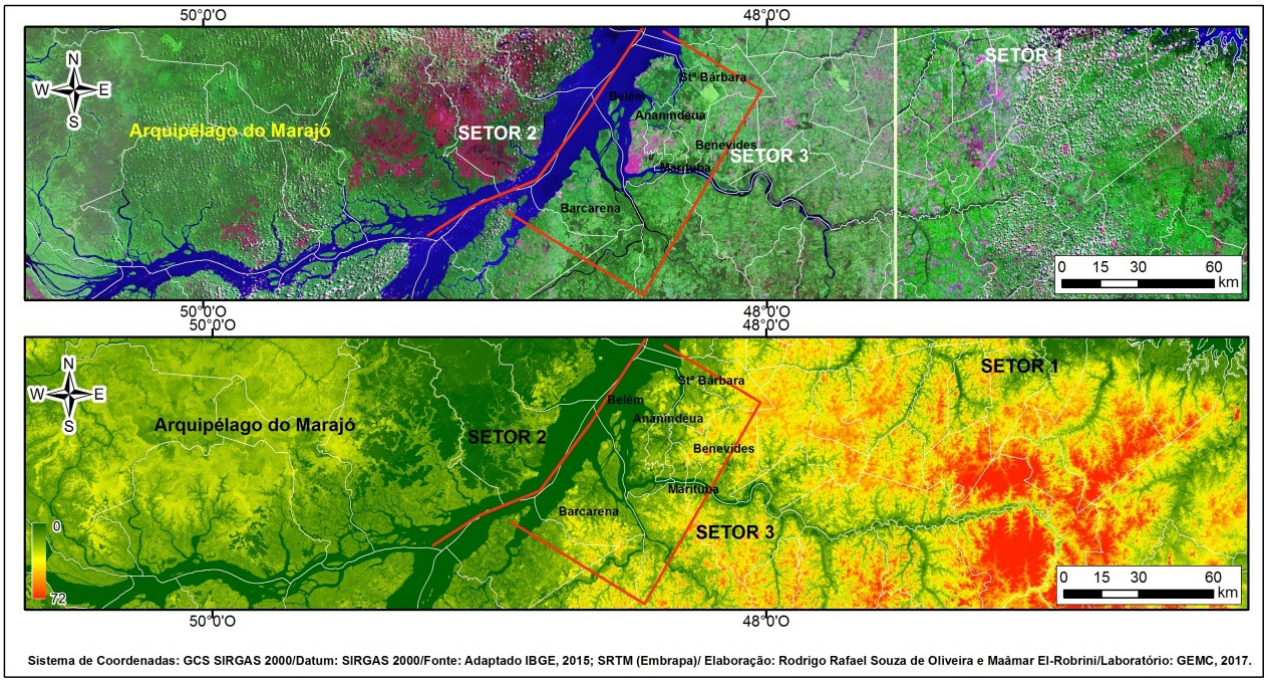


Figura 4
Geomorfologia do Setor 3, no trecho da Ilha do Mosqueiro até Barcarena. O Planalto costeiro é presente (amarelo), porém baixo, com falésias ativas; planícies aluviais e estuarinas são desenvolvidas.

No município de Barcarena, estão presentes:

- O Planalto Rebaixado da Amazônia (Figura 04), que corresponde aos relevos ondulados, com superfície arrasada e plana, e altitude de até 60m (Costa *et al.*, 1991). Na borda do estuário do rio Pará ocorrem falésias ativas de até 15m de altitude e ilhas;
- A Planície Aluvial (várzea) compreende os canais fluviais meandrantes (rios e "furos"), com sedimentação recente (Holoceno), encaixados no planalto costeiro (Planalto Rebaixado da Amazônia), por planícies de inundação limitadas por diques marginais;
- A Planície Estuarina compreende a região de maior influência do estuário do rio Pará, englobando as Baías do Marajó e do Guajará. Segundo Lima *et al.* (2005), apenas a 116ª parte da descarga do rio Amazonas chega ao estuário do rio Pará por meio dos "furos" de Brêves, o que revela a independência deste sistema hidrográfico em relação ao maior rio da região. A Planície Estuarina é composta de terrenos (Holoceno), canais/leito estuarino, praias estuarinas curtas e planícies de maré lamosa. Ocorrem ainda, terraços de maré baixos ou *Low Terraces*.

2.2 Geologia

2.2.1 Litoestratigrafia Cenozóica

As unidades litoestratigráficas aflorantes na ZCEP incluem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, com idades variando do Pré-Cambriano até o recente. As rochas pré-cambrianas restringem-se à área continental adjacente, e ocorrem nas proximidades da Costa Atlântica do Salgado Paraense (Figuras 01, 02). A Bacia de Bragança-Viseu é assoalhada por rochas pré-cambrianas, sobre as quais ocorrem os sedimentos Cenozóicos do Terciário e do Quaternário.

O Terciário é marcado inicialmente pela sedimentação da Formação Pirabas (Mioceno inferior - Maury, 1925, In: Ferreira, 1982). 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).

Subsequentemente a esta deposição (transgressiva), houve a fase regressiva responsável pela instalação dos sedimentos do Grupo Barreiras. Segundo Rossetti *et al.* (1989), o Grupo Barreiras possui litofácies exclusivamente siliciclásticas. Goés e Truckenbrodt (1980) e Góes (1981) dividem o Grupo Barreiras em três litofácies: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática. Rossetti *et al.* (1989) conseguiram identificar treze litofácies para os sedimentos do Grupo Barreiras e do Pós-Barreiras do Costa Atlântica do Salgado Paraense, podendo representar leques aluviais/planícies de areia/planície de lama, com rápidas inundações ocorrentes em clima árido e semiárido, e influência marinha.

Os depósitos sedimentares da formação Pós-Barreiras repousam sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, e destes separam-se por uma discordância erosiva (Sá, 1969). Segundo Tatumi *et al.* (2008), os sedimentos Pós-Barreiras na ZCEP incorporam dois episódios de sedimentação (sedimentos Pós-Barreiras I e II - Rossetti 2004; Rossetti e Góes 2001; Rossetti *et al.*, 2001). Os sedimentos Pós-Barreiras I, inferiores, com até 10m de espessura, consistem, predominantemente, em areias de coloração vermelho-clara a alaranjada, friáveis a endurecidas, maciças, bioturbadas, de seleção moderada a boa. Esses depósitos são recobertos, em discordância erosiva, pelos sedimentos Pós-Barreiras II, com espessura entre 2 a 5m e são compostos por areias finas a muito finas, bem selecionadas, com fragmentos de carvão dispersos e, eventualmente, fragmentos de cerâmica e cores desde amarela clara a amarela dourada, laranja acinzentada, marrom amarelado e amarelo amarronzado (Rossetti *et al.*, 1989). Segundo os mesmos autores, a formação desses estratos ocorreu no final do Pleistoceno tardio ao Holoceno, entre 430.000 (60.000) e 3.400 (400) anos AP.

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

2.2.2 Aspectos estruturais

Na ZCEP, duas unidades estruturais podem ser observadas: (i) a 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 05).

Segundo Soares Jr. *et al.* (2008), a Margem Atlântica Equatorial (Figura 05) se formou em 3 eventos distensivos durante o Mesozóico: (1) Neotriássico (Gráben de Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas); (2) iniciou no Eocretáceo (Valanginiano), com novo rifteamento e ampliação dessa bacia e formação de outras (Marajó e Grajaú) e do Sistema de Grábens do Gurupi; (3) no Eocretáceo (Albiano) com o

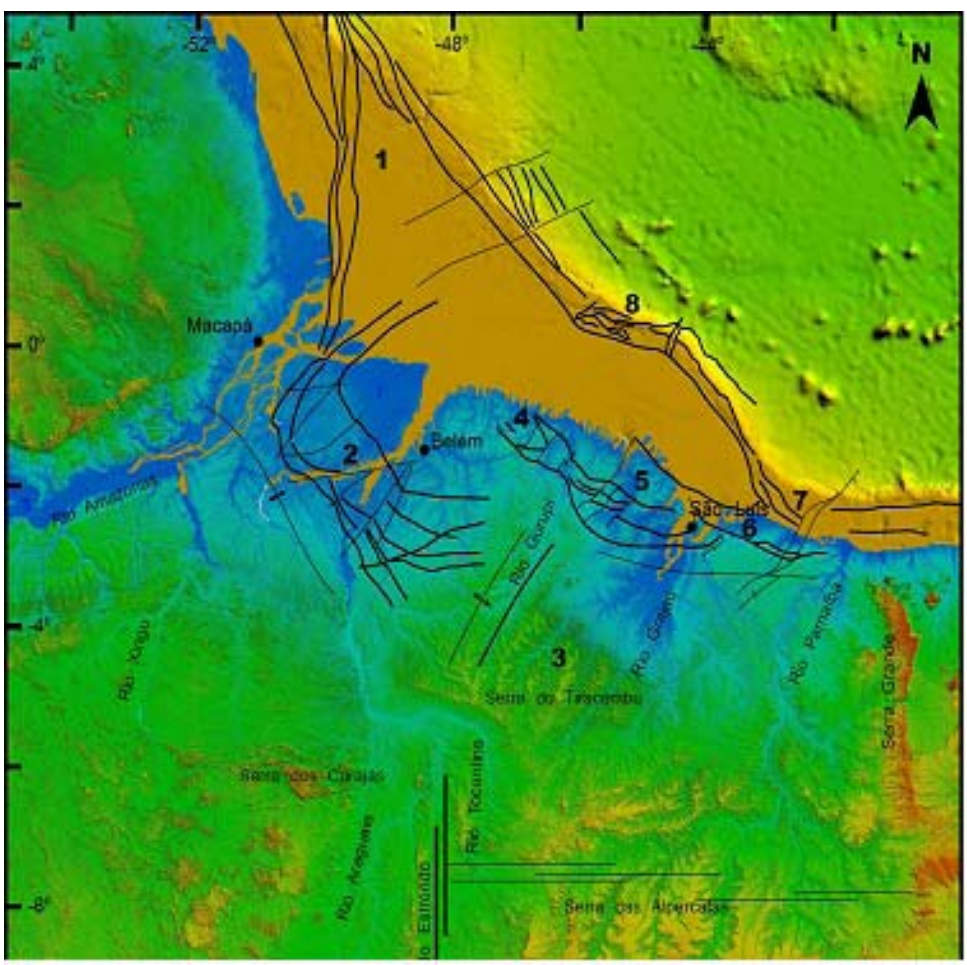


Figura 5
Bacias da Foz do Amazonas (1), do Marajó (2), do Grajaú (3), de Bragança-Viseu (4), de São Luís (5), de Ilha Nova (6), de Barreirinhas (7), do Pará-Maranhão (8) (Soares Jr, 2007).

avanço para NW do rifteamento, e as bacias do Pará-Maranhão, Potiguar, Ceará, Barreirinhas e ampliação da Bacia da Foz do Amazonas (Figura 05).

Segundo Costa *et al.* (1992, 2002) e Bemerguy *et al.* (2002), a atuação de eventos neotectônicos teve grande contribuição na reestruturação do relevo amazônico em escala regional, e destacam pulso tectônico ativo na Amazônia entre o Mioceno e o Plioceno. Isto foi traduzido pelo desmantelamento da superfície paleógena na Amazônia Oriental e a sedimentação do Grupo Barreiras na ZCEP. Os lineamentos de drenagem apresentam direções NE-SW, NW-SE e, subordinadamente E-W, e são concordantes com orientações principais de falhas tectônicas (Mantelli e Rossetti, 2009).

No litoral Leste da Ilha do Marajó, Souza (2010) apresentou evidências neotectônicas na superfície (como anomalias morfoestruturais, mudança rápida no padrão de drenagem dentro de uma mesma bacia hidrográfica, presença de falhas, etc..), apontando direções preferenciais: NW-SE, N-SW, NE-SW.

3. CLASSIFICAÇÃO DO LITORAL E COMPARTIMENTAÇÃO FISIOGRÁFICA

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

A ZCEP é recortada por várias reentrâncias, formadas por estuários, configurando um litoral de "falsas rias", com vales afogados.

A Costa Atlântica do Salgado Paraense pertence à Mesorregião Nordeste Paraense, compreendida no trecho entre a foz dos estuários Pará e Gurupi, e é limitada ao N e NE pelo Oceano Atlântico, a L e ao S pela Zona Bragantina, e a W pela foz do rio Pará e Complexo Estuarino do Golfão Amazônico (Figuras 01, 02, 03).

Esta região se desenvolve ao longo de 260km (linha reta), 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-Robrini *et al.*, 1992; Souza Filho e El-Robrini, 1997; Souza Filho, 2001; Alves, 2001; El-Robrini e Barbosa, 2012) ao longo desse conjunto, sobressaem-se extensas planícies costeiras.

As planícies costeiras da Costa Atlântica do Salgado Paraense (Figura 02) são caracterizadas por uma dinâmica significativa, sobretudo, por tratar-se de uma costa transgressiva, dominada por macromaré (6m).

O regime neotectônico distensivo (Igreja, 1991; Soares Jr. *et al.*, 2008; Souza, 2008) e as oscilações do nível do mar vêm controlando a evolução das planícies costeiras paraenses (Souza Filho e El-Robrini, 1998, El-Robrini, 2012), onde a última transgressão marinha (5.200 anos AP) marca o início desta evolução.

Segundo El-Robrini, 2012; El-Robrini *et al.* (2003a, 2003b); Ranieri e El-Robrini (2012, 2015, 2016), transformações morfo-sedimentares são registradas na ZCEP, como: falésias inativas, recuo de falésias ativas e da linha de costa, plataformas abrasão, progradação, campos de paleo-dunas, *cheniers*, migração de dunas atuais.

3.1 Planalto Rebaixado da Amazônia

O Planalto Rebaixado da Amazônia é representado por uma superfície erosiva, suavemente ondulada e pouco dissecada, com altitudes baixas em torno de 30m, onde as maiores cotas topográficas não ultrapassem os 45m (Soares Jr., 2007). É sustentado 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 02).

3.2 Planicíe Flúvio-Marinha

A Planicíe Estuarina 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), *cheniers*.

A planície Estuarina na Ilha do Marajó com até 4km de largura em Soure é menos larga (Figura 03) que na Costa Atlântica do Salgado Paraense (Figura 02), que alcança até 40km (Bragança). Nas Ilhas do Marajó (Salvaterra) e do Mosqueiro, estas planícies são mais estreitas, e encontram-se encaixadas nos sedimentos do Grupo Barreiras com um certo controle estrutural (Souza, 2010) (Figuras 02, 03).

3.3 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 sub-ambientes de manguezais, planícies arenosas, *cheniers*, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de maré enchente e vazante, e praias-barreira (*barrier-beach ridge*).

Estudos de Rossetti *et al.* (2001) mostram o arranjo e a natureza litológica do arcabouço arquitetural que suporta as praias arenosas instaladas na planície arenosa ¨sand flat¨ da Ilha de Atalaia. O embasamento é formado pela: (1) Sequência A (Figura 06), ou sedimentos da Formação Pirabas e parte inferior da Formação Barreiras (Oligocêno superior/Mioceno inferior), que inclui calcários terrígenos, folhelhos negros carbonáceos e arenitos calcíferos interdigitados com argilitos e arenitos variegados; (2) Sequência B (Mioceno médio) corresponde à parte intermediária dos sedimentos do Grupo Barreira, e é constituída de argilitos e arenitos variegados; (3) Sequência C inclui os sedimentos Pós-Barreiras (Plioceno) mais jovens.

Os depósitos do Cenozóico Superior na Zona Bragantina foram individualizados em 3 sucessões estratigráficas e são limitadas por discordâncias regionais (Figura 06; Rossetti, 2000, 2001).

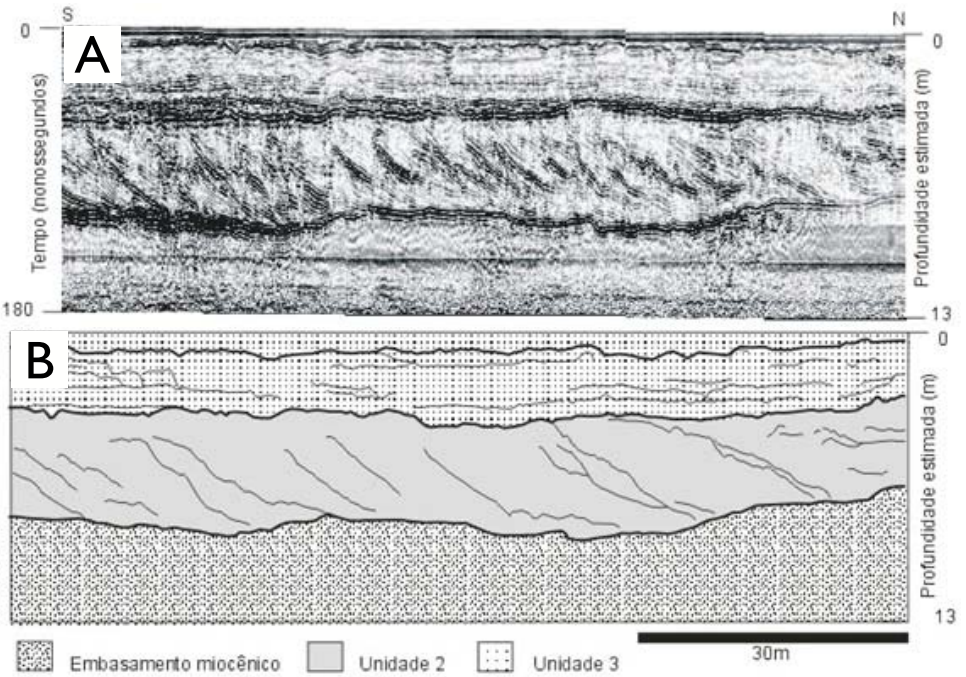


Figura 6
Seção do ground penetration radar (A) e interpretação da mesma (B) na planície arenosa de Salinópolis, ilustrando reflexões oblíquas paralelas a suavemente tangencial (Rossetti *et al.*, 2001).

3.3.1 Manguezais

Os manguezais da ZCEP fazem parte de um cinturão contínuo do Norte do Brasil e oferecem uma grande variedade de recursos exploráveis para as populações ribeirinhas (Menezes *et al.*, 2008). São ainda, importantes viveiros de peixes (Macnae, 1968; Sasekumar *et al.*, 1992) e a produção primária produzida é importante para as cadeias alimentares estuarinas e costeiras (Alongi *et al.*, 1989). Estas florestas, além de sequestrar o carbono, são ainda importantes para a proteção contra as inundações e erosão costeira (Ewel *et al.*, 1998).

Segundo Rao *et al.* (2013), os manguezais são 5 vezes mais rentáveis do que os *seawalls* como opção de adaptação costeira. As pontas da ZCEP são bordejadas por praias arenosas, e estão presentes também na parte interna, junto aos *cheniers* e os depósitos arenosos das praias-barreira (*barrier-beach ridge*).

Os manguezais são caracterizados por terrenos baixos quase horizontais, constituídos por sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica com intensa bio e fitoturbação, sob influência das marés.

3.3.2 Chenier

Segundo Anthony *et al.* (2011), os cheniers consistem em concentrações locais de areia de quartzo fino a grosseiro arremessadas (*overwash*) sobre os depósitos lamosos. Esta areia é fornecida pelos rios locais, ou derivada da retransformação de cheniers mais antigos, fósseis na parte interna, sendo retrabalhados durante as fases de erosão severa. Segundo os mesmos autores, há um claro gradiente no grau de formação atual dos cheniers e dos cheniers fósseis, entre os setores do Brasil e da Guiana Francesa.

Em geral, os cheniers repousam sobre os depósitos lamosos de manguezais, isolados dos processos costeiros por uma planície lamosa subsequente, implicando 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 arbustivo (Silva Jr., 1998). Na Ilha do Marajó, os cheniers são poucos numerosos (França, 2003). Nas Ilhas do Mosqueiro, Outeiro, Cotejuba e em Barcarena, não há registros de cheniers.

3.3.3 Dunas Costeiras

As dunas são o resultado do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da zona de intermaré, que, expostos durante a baixamar, são transportados pelo vento, 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). Buynevich *et al.* (2011) mostram que na Ilha de Atalaia, as dunas migram para Oeste a uma velocidade 1.6 - 1.0m/ano.

As dunas estão distribuídas no litoral, e separam as praias dos manguezais. São constituídas por areias finas a muito finas, com ocorrência de concentrações de minerais pesados, localizados na parte inferior. As dunas apresentam estratificação cruzada tabular (Souza Filho e El-Robrini, 1997).

Trabalhos recentes em Salinópolis (Leite, 2010) mostram que na praia de Maçarico, a espessura das dunas é de 4m (máximo), com idade de 69±56 anos e 80±43 anos e aponta uma progradação de 6 m/ano. Entretanto na Ilha de Atalaia, segundo o mesmo autor, a espessura das dunas atinge 8 m, com idades entre 140±10 anos e 37±21 anos.

Na Ilha do Marajó, as dunas têm orientação preferencial NNW-SSE e N-S e apresentam alturas baixas (França, 2003). Nas Ilhas do Mosqueiro, Outeiro, Cotejuba e em Barcarena, as dunas são praticamente inexistentes (El-Robrini, 2001).

3.3.4 Deltas de Maré

O delta de maré é formado por uma coalescência de barras arenosas, expostas durante a baixamar, e recortadas por canais de maré rasos. Estes depósitos são constituídos por areias finas a muito finas, bem selecionadas, com 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, talvez, que as correntes de maré vazante são mais energéticas, o que pode impedir a formação de delta de maré enchente.

3.3.5 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 os manguezais interiores, e são dominadas por processos de macromaré semidiurna.

As praias-barreiras são constituídas essencialmente por cordões arenosos lineares (Souza Filho, 2001), formados, 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 concentrações de minerais pesados, ao longo da linha de maré alta, e na base de dunas frontais. Nas margens das Ilhas do Marajó (Figura 02), do Mosqueiro (Figura 03) (El-Robrini, 2001), as praias estuarinas são curtas, com uma largura de 6 e 13m.

3.4 Ilhas Oceânicas e Estuarinas

As Ilhas de Ajuruteua, de Itarana, do Atalaia, do Marco, de Algodoal e dos Guarás encontram-se no Setor 1 (Costa Atlântica do Salgado Paraense), a Ilha do Marajó, no Setor 2 (Insular Estuarino) e as Ilhas do Mosqueiro, Outeiro e Cotejuba, no Setor 3 (Continental Estuarino) (Figura 01).

3.4.1 Ilha de Ajuruteua

A Ilha de Ajuruteua (município de Bragança) encontra-se à 250km de Belém, está limitada pela Baía do Maiaú (L), estuário do rio Caeté (W), Furo Grande (S) e Oceano Atlântico (N) (Figura 01). Esta ilha é sustentada pelos sedimentos do Grupo Barreiras que afloram na forma de falésias baixas e inativas (parte interna a 30km da linha de costa) e é ocupada por uma imensa planície costeira. As praias com 2,5km de extensão e 400m de largura, são recortadas por canais de maré (Barca, Chavascal).

3.4.2 Ilha de Itarana

A Ilha de Itarana (município de São João de Pirabas) está distante de 200km de Belém e está limitada pela (W), Baía de Inajá (L), Furo (S), Oceano Atlântico (N) (Figura 01). Esta ilha é sustentada pelos sedimentos da Formação Pirabas e do

Grupo Barreiras, que afloram na forma de falésias ativas e plataformas de abrasão. O planalto costeiro com 30m de altitude está presente apenas na região dos Pilões (SE). Entretanto, o restante da ilha é ocupado pela planície costeira.

3.4.3 Ilha de Atalaia

A Ilha de Atalaia (município de Salinópolis) encontra-se à 220km distante de Belém, está limitada à L com a baía de Arepepó, a W com o canal de maré Destacado, a S com o rio Sampaio e sua parte N é banhada pelo Oceano Atlântico (Figura 01). As praias são partes integrantes da planície arenosa (¨sand flat¨) na planície costeira com um relevo baixo (0 a 8m). Estas praias possuem uma extensão de 12km. Na Ilha de Atalaia, o planalto costeiro (Grupo Barreiras/Pirabas) apesar de estar numa posição rebaixada suporta toda a topografia e ocorre de forma gradativa, formando rampas suaves a partir da diminuição das cotas topográficas, evidenciado pela aparição das plataformas de erosão no setor Leste e afloramento episódico do Pirabas na faixa praial de Atalaía. A planície costeira é recortada por baias e extensas áreas de planície de maré e manguezais. A planície costeira compreende amplas planícies: (i) Arenosa ou ¨sand flat¨ (praias barreiras arenosas, dunas atuais, dunas fixas, interdunas, *overwash* flat, paleodunas, lagos, chenier, plataforma de abrasão; (ii) de maré ou tidal flat (manguezal meso/inframaré e manguezal supramaré) e; (iii) Estuarina ou *estuarine flat* (barras arenosas de maré).

3.4.4 Ilha do Marco

A Ilha do Marco (município de Maracanã) está localizada a 200 km de Belém e é limitada pelo estuário do rio de Maracanã (W), Baía de Urindeua (L), continente (S) e Oceano Atlântico (N) (Figura 01). A Ilha do Marco é sustentada pelos sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras. A planície costeira ocupa a maior parte da Ilha do Marco, principalmente na praia da Marieta. As praias têm comprimento máximo de 7km.

3.4.5 Ilha de Algodoal

A ilha de Algodoal ou de Maiandeua (município de Maracanã), está localizada a 168km de Belém na ZCEP (Figura 01). Esta ilha é limitada ao N pelo Oceano Atlântico, a L pelo Estuário do rio Maracanã, ao S pelo furo de Mocoóca e a W

pelo estuário do rio Marapanim. A Ilha é formada pelos sedimentos do Grupo Barreiras e de Pós Barreiras que formam o planalto costeiro na parte central, cercado por terrenos baixos, ocupados por planícies costeiras, onde estão instaladas as praias da Princesa e Fortalezinha com 7km de extensão, separadas por um canal de maré. Em toda esta extensão ocorrem dunas frontais, com ocupação humana na parte oeste da praia da Princesa. As praias são bordejadas por manguezais.

3.4.6 Ilha dos Guarás

A Ilha dos Guarás (Mariteua, município de Curuçá) está localizada a 136km de Belém, e está limitada pelo estuário do rio Curuçá (L), estuário do rio Pará (W), Oceano Atlântico (N) e Furo Croatá (S) (Figura 01). As praias tem comprimento de 8km e largura de 200 m. Esta Ilha é relativamente baixa e é sustentada pelos sedimentos do Grupo Barreiras, que afloram na forma de plataformas de abrasão, não se observou planalto costeiro.

3.4.7 Ilha do Marajó

A Ilha do Marajó (Figuras 01, 03), maior ilha do arquipélago na foz do rio Amazonas é considerada a maior ilha estuarina do mundo, sendo maior que países como a Bélgica e a Holanda. Em seus 50.000km² vivem mais de 250.000hab. Além desta ilha, três outras ilhas compõem o arquipélago: Caviana, Mexiana e Gurupá ao norte. A ilha do Marajó situa-se a 87km de Belém e é separada pelo estuário do rio Amazonas (NW), estuário do rio Pará (Baia de Marajó/L), Estreitos de Brêves (S), rio Tocantins (SE) e Oceano Atlântico (N). A ilha é sustentada principalmente pelos sedimentos do Grupo Barreiras, que afloram na forma de falésias ativas e plataformas de abrasão. Na Ilha do Marajó, a margem Leste (setor estudado) apresenta um forte contraste morfológico adquirido sob influência estrutural. O canal de maré Paracauari representa um divisor entre dois blocos: (i) ao S, o planalto costeiro (Salvaterra) avança em direção às águas estuarinas do rio Pará, onde as planícies costeiras estreitas estão encaixadas, entretanto, ao N, o planalto é recuado e deixa lugar a uma extensa planície costeira (Soure).

3.4.8 Ilha do Mosqueiro

A Ilha do Mosqueiro (79km de Belém) está localizada a 100km do Oceano Atlântico (Figuras 01, 04). Pode ser subdividida em duas seções fisiográficas principais: (i) terraços aluviais (Pleistoceno) – ao Norte/Nordeste, são as áreas mais elevadas, com altitudes entre 15-25m e representam 2/3 da superfície da ilha. Constituem-se por sedimentos arenosos, siltosos e argilosos caoliníticos (Costa e El-Robrini, 1992); (ii) planície aluvial de inundação – ao S–SE, sendo periodicamente ou permanentemente inundadas. São áreas planas, com altitudes entre 5 a 10m e constituídas por sedimentos argilosos e siltosos (formação recente, ou Holoceno).

3.4.9 Ilha de Outeiro

A Ilha de Outeiro ou Caratateua (Distrito de Belém) está localizada a 30km de Belém (Figuras 01, 04). A ilha é banhada pelo rio Pará (W) e Furo do Maguari (L) e encontra-se a 125km do Oceano Atlântico. A ilha é sustentada pelos sedimentos do Grupo Barreiras que aflora na forma de falésias ativas e plataformas de abrasão. As praias do Amor (1km de extensão e 220m de largura) e dos Artistas (300m de extensão e 60m de largura) ocorrem na borda oeste.

3.4.8 Ilha de Cotijuba

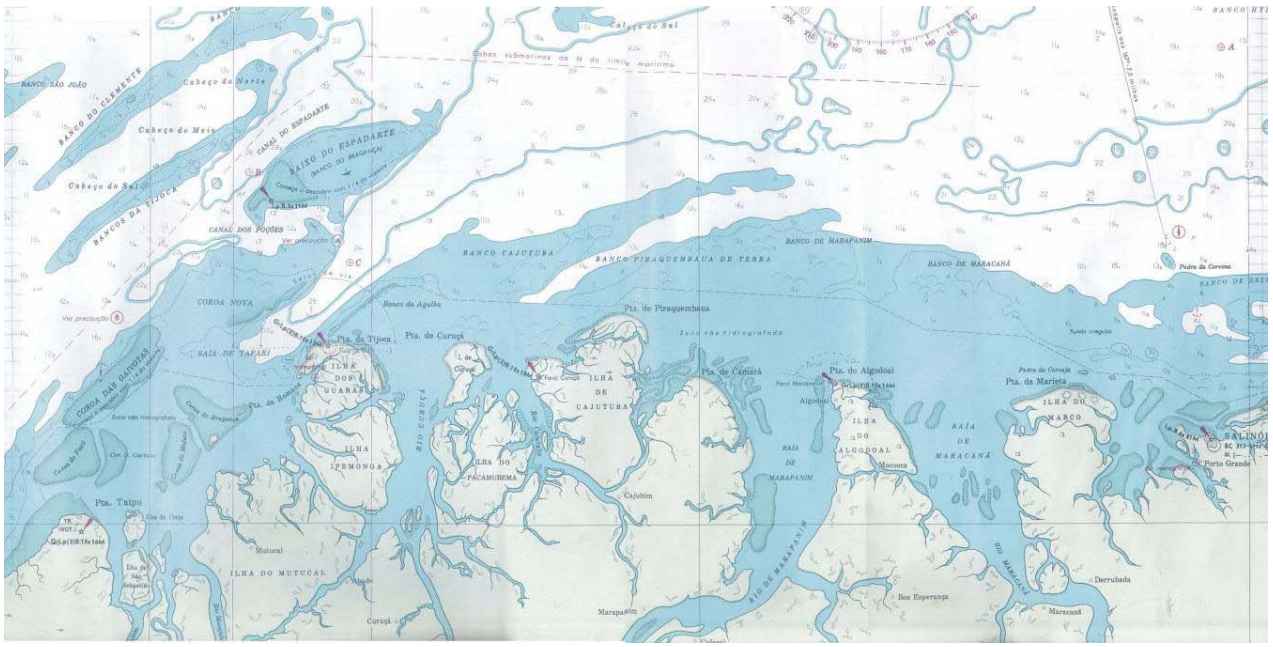
A ilha de Cotijuba situada a 90km da foz do rio Pará está inserida em uma zona de maré do rio (Figura 01). Esta ilha está localizada a 33km de Belém, e possui 15km² de extensão com forma alongada e direção NE-SW. A ilha é sustentada pelos sedimentos do Grupo Barreiras, aflorando na forma de falésias expostas e plataformas de abrasão, na parte oeste, e sedimentos do Pós-Barreiras, que se encontram sobrejacentes e separados por uma discordância erosiva e sedimentos Recentes (mangues, terraços marinhos, barras e praias arenosas).

4. PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DO PARÁ

A plataforma continental Interna do Pará é desenvolvida na faixa de profundidade de 0 a 30m, tem gradiente suave de 3,5°, e largura máxima de 90km. Os fundos

são em geral, arenosos e ocupados por um complexo de *macro tidal sand-bars* (Figura 07). 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 da Formação 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, 2012).

Figura 7
Mapa mostrando os fundos arenosos caracterizados por bancos submarinos na plataforma continental interna do Pará (DHN, 1980).



5. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA FAIXA COSTEIRA DO NE DO PARÁ

A ZCEP é caracterizada 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 42ºc.

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.

A ZCIT sofre deslocamento sazonal, e atinge diretamente a Costa Atlântica do Salgado Paraense no período chuvoso, com ventos alísios de NE, constantes e moderados, com rajadas de até 8,9m/s (INMET, 2017). Esta direção preferencial está atestada, principalmente, pela direção de deslocamento dos campos de dunas, e orientação preferencial das ondas, que atingem a linha de costa. 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.

A pluviosidade é elevada, a média anual gira em torno de 2.500mm/ano. Existem duas épocas com características distintas, uma 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 84% e 93% (INMET, 2017).

6. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

6.1 Corrente Costeira Norte Brasileira

Segundo Fonseca *et al.* (2000), a Corrente Costeira Norte Brasileira (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 Oceano 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 continental na direção NW, com uma velocidade que chega até 1,2m/s (Richardson *et al.*, 1994), com transporte médio de 26Sv, sendo que nos meses de julho - agosto ocorre o máximo transporte de 36Sv e o mínimo transporte (13Sv) em abril – maio (Johns *et al.*, 1998). Esta situação produz ao longo da sua rota, diversos *rings* (anéis) (Fratantoni e Glickson, 2002).

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

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

6.2 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 13-19/10/1999, o ciclone IRENE (classe II) provocou ondas superiores a 14m de altura no oceano Atlântico Norte e 3m 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 1m e períodos em torno de 8s. 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 0,3m de altura.

6.3 Marés e Correntes de Marés

6.3.1 Faixa oceânica

No Oceano 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 lunaréleptica maior, período de 12 a 66 horas) são muito fortes (Beardsley *et al.*, 1995).

As correntes de maré predominam na circulação da plataforma continental, até junto ao litoral. Existe ainda, o predomínio das correntes de maré reversas, as quais agem perpendiculares à costa, com velocidades máximas superiores em média de 0,77m/s na plataforma continental. Para o NW, predominam as correntes residuais ou permanentes, as quais são formadas principalmente pelas correntes de deriva litorânea e pela CCNB (Zembruscki, 1979). Os mesmos autores citam que a densa drenagem contribui para a concentração de energia perpendicular à costa, embora não afete significamente a circulação oceânica.

Na plataforma continental interna do Pará, Alves (2013) mostra que as correntes de maré podem atingir velocidades: médias de 5,9cm/s a -1,0cm/s a profundidade de 24,5m (entre as estofas de enchente e vazante), máximas de 58,92cm/s (enchente) e 38,8cm/s (vazante), entretanto, o transporte resultante do volume obtido foi de 2,4 x 10-6 Sv (máximo) e 0,9 x 10 -6 Sv (mínimo) (Sverdrup= $106m^3/s$).

6.3.2 Costa Atlântica do Salgado Paraense

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 finos e arenosos da plataforma continental interna, em direção à 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 *longshore currents*, que transportam sedimentos no sentido E-W.

A média da preamar de sizígia e a média da preamar de quadratura atingiram valores máximos, respectivamente em Salinópolis e no estuário do rio Caeté de 5m e

3,98m. A média da baixamar de sizígia apresenta valores altos na Ilha dos Guarás de 5,2m (FEMAR, 1997). A média da preamar de sizígia e a média da preamar de quadratura alcançaram valores máximos, respectivamente em Viseu de 4,96m e 3,9m (FEMAR, 1997). A média da baixamar de sizígia e a média da baixamar de quadratura apresentam respectivamente, em Viseu 0,43m e 1,49m de altura.

Neste setor, medições e experimentos revelam que a hidrodinâmica varia de acordo com os estuários de grande e pequeno porte. Assim, no estuário do rio Caeté, medições e simulações apontaram valores variando de 0,50m/s a 0,70m/s (quadratura) e 1,54m/s a 1,65m/s (sizígia) (Abreu, 2008). Mais recentemente, Araújo e Asp (2013) indicam que durante o período chuvoso, a corrente de maré (vazante) atinge velocidade de 1,5m/s e 1,4m/s, respectivamente nos estuários dos rios Taperaçú e Caeté, entretanto, durante a enchente, a velocidade atinge 0,9m/s e 0,8m/s nos estuários dos rios Taperaçu e Caeté, respectivamente. Durante, a estação seca, as velocidades são menores, em particular durante a vazante.

Simulações de modelagem hidrodinâmica no estuário do rio Maracanã mostraram que durante as marés de sizígia, as velocidades são maiores (meia maré enchente: 0-0,82m/s e meia maré vazante: 0-1,17m/s) se comparadas com as marés de quadratura (meia maré enchente: 0-0,35m/s e meia maré vazante: 0-0,91m/s (Barbosa, 2008).

No estuário do rio Mocajuba, durante a enchente a corrente de maré atinge a média de 0,1m/s e o máximo de 0,4m/s no início da enchente, porém na vazante, esta corrente alcança a média de 0,3m/s (Santos, 2016). No entanto, no estuário do rio Mojuim, valores de transporte resultante foram medidas de -95,87m^3/s (período chuvoso) e -82,38m^3/s (seco) (Rocha, 2015).

6.3.3 Setor Insular Estuarino

O setor insular estuarino do rio Pará/Baía do Marajó sofre influência da mesomaré, com amplitude de até 3,65m durante as marés de sizígia, no período, chuvoso, em janeiro. As menores amplitudes de marés são registradas em abril (0,5m), durante a maré de quadratura. A média da baixamar de quadratura apresenta valores altos, no Cabo Maguarí de 2,8m (FEMAR, 1997). Com base em modelagem numérica, Souza (2006) identificou corrente de maré, com velocidade entre 1,38m/s a 0,28m/s na baía do Marajó e rio Pará. Entretanto, na foz do canal de maré Paracauari, a velocidade média das correntes de maré (período de estiagem), em regime de descarga máxima, foi de 0,41m/s, na coluna d'água foi de 0,27m/s, 0,34m/s à superfície e de 0,36m/s próximo ao fundo (Ferreira, 2013).

Rosário (2016) mostra na Baía do Marajó que durante a descarga mínima do rio Pará, as correntes de maré apresentam valores de 1,2m/s (enchente) e 1,4m/s (vazante), entretanto no decorrer da descarga máxima, as velocidades alcançam 1,3m/s (vazante) e -1m/s (enchente).

Valores de correntes de maré similares foram obtidos por Prestes (2016) na baía do Marajó, durante a descarga máxima do rio Pará: 1,7m/s (enchente) e 1.1m/s (vazante), entretanto durante a descarga mínima, as velocidades foram de 1,5m/s (enchente) e 1,33m/s (vazante). Em geral, o rio Pará apresenta uma descarga muito menor que a do rio Amazonas, em torno de $104m^3/s$ (Prestes *et al.*, 2014).

6.3.4 Continental Estuarino

Na Ilha do Mosqueiro, a média da preamar de sizígia a média da preamar de quadratura alcançaram altura respectivamente de 3,38m e 2,66m. A média da baixamar de sizígia e a média de baixamar de quadratura apresentam valores respectivamente de 0,31m e 1,03m.

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

Recentemente na Baía de Guajará, medições de correntes de maré (sizígia) mostram valores entre 1,68m/s - 1,05m/s (enchente) e 1,74m/s - 0,75m/s (vazante), entretanto na quadratura, os valores foram menores, 1,41m/s - 0,7m/s (enchente) e 1,15m/s - 0,63m/s (vazante) (Böck, 2010).

Em Barcarena, durante o período chuvoso, a maré de sizígia alcança altura máxima e mínima, respectivamente de 3,4m e 0,2m, entretanto, a de quadratura atinge a máxima de 2,7m e mínima de 0,5m. No período seco, a maré de sizígia, atinge altura máxima de 3,3m e mínima de -0,2m, e a de quadratura, a máxima de 2,7m e mínima de 0,7m.

As correntes de maré são paralelas à margem, orientadas em direção a SW durante a enchente e a NW durante a vazante.

A velocidade da corrente de maré máxima é de 1m/s e pode ser superior a 1,1m/s durante a sizígia. Na quadratura, a velocidade máxima não ultrapassa 0,6m/s.

As ondas tem predominância de incidência do setor N-NE, e apresentaram os seguintes valores máximos: altura significativa de ondas (Hs) = 0,91m, altura máxima (Hmax)= 1,51m, período de pico (Tp)= 4,38s e direção de pico (Dirp) = 358º.

7. TRANSPORTE 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 e 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 de obras de engenharia. Promontórios e outras barreiras litorâneas naturais podem, similarmente, ser usados para indicar a direção de transporte. A migração dos canais de maré e de foz de canais ao longo da costa tem sido utilizada para determinar a direção da deriva litorânea. Entretanto, não podem ser utilizadas para estimar quantitativamente as taxas de transporte (Komar, 1976).

Segundo Komar (1976), três métodos têm sido apontadas: (1) medindo-se taxas de acresção 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.

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 e Howa, 1999).

Na zona costeira existe uma interação entre as forças hidrodinâmicas, os sedimentos e o perfil batimétrico do fundo. A corrente do fluido força a fricção no fundo e o sedimento é transferida até uma certa distância (Sawczynski e Kaczmarek, 2014). O movimento da água causa o transporte de sedimento no fundo e a varia-

bilidade espacial do volume de sedimentos transportados causa mudanças na topografia, que em retorno provoca mudanças no movimento da água. O transporte de sedimentos pode ocorrer em dois regimes básicos: (1) com o fundo recoberto com formas inferiores, e/ou formas de ondulações e (2) com o fundo plano com um "tapete" móvel de sedimentos ou - estacionário. A taxa resultante de transporte de sedimentos ao longo do perfil praial é o resultado da coexistência da assimetria do movimento das ondas e da zona costeira (Cerkowniak *et al.*, 2015).

Na zona costeira, o movimento das águas próximo ao fundo é basicamente dominado por fluxos oscilatórios e correntes direcionadas ao longo e perpendicular à costa, incluindo fluxos de retorno *ripp currents* (Cerkowniak *et al.*, 2015).

Seymour e Castel (1989) testaram alguns modelos de predição de transporte *crosshore*. Short (1979) leva em conta as características das ondas na zona de arrebentação.

De acordo com El-Robrini (2001), na Ilha do Mosqueiro, as praias estuarinas do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso não apresentaram uma sazonalidade marcante, registrando assim episódios de erosão (perda de areia) e progradação (ganho de areia) 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 mostrou 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.

Experimentos recentes em Salinópolis (Ranieiri e El Robrini, 2016) apontam a importância do transporte transversal de sedimentos da plataforma continental interna em direção à linha de costa. Entretanto, o transporte longitudinal de sedimentos é mais elevado nos setores central e, principalmente a leste da Ilha de Atalaia, indicando zonas de erosão ou início de células de circulação costeira, o setor oeste caracteriza-se por uma zona de deposição de sedimentos ou término de célula de circulação. Segundo os mesmos autores, houve mais sedimentos transportados longitudinalmente na estação menos chuvosa (mínimo 28x10-2kg. min.m^2: enchente, setor oeste; máximo 109x10-2kg.min.m^2: vazante, setor leste). O balanço de sedimentos transportados transversalmente foi menor no setor central (mínimo 80g: vazante, máximo 690g: enchente; estação menos chuvosa).

Na Ilha dos Guarás, segundo Ranieiri e El Robrini (2012), o transporte longitudinal durante a maré enchente, aumenta a quantidade de sedimentos em todas as estações, isto é devido à influência da corrente de maré enchente ser maior que a de vazante na praia da Romana. Para o transporte eólico, o peso acumulado de sedimentos foi muito baixo, variando de 0,02g a 0,8g (máximo ocorrido em agosto no setor leste, de acordo com uma velocidade dos ventos de 6,7m/s). Entretanto

para o transporte longitudinal na praia da Romana, o peso mínimo ocorreu em março (setor leste, maré vazante: 0,74g. h.m^3), e o máximo em janeiro (setor central, maré enchente: 139g.h.m^3).

As praias na margem leste da Ilha do Marajó apresentam em geral, um balanço sedimentar positivo entre os períodos chuvoso e seco, sendo que para as praias de Soure os maiores estoques de sedimentos, em comparação às praias de Joanes e Salvaterra (planalto costeiro avançando sobre a baia do Marajó), em função das suas características morfodinâmicas de praia dissipativa (antepraia (El Robrini *et al.*, no prelo).

8. TIPOLOGIA DAS PRAIAS E ÍNDICE DE MOBILIDADE

8.1 Praias Oceânicas (Setor 1 – Costa Atlântica do Salgado Paraense)

Os levantamentos topográficos dos perfis praiais oceânicos revelaram que a maioria das praias caracteriza-se por apresentar uma baixa declividade com valores entre 0,5° e 3°, e larguras que podem alcançar mais de 1km. Estes valores condizem com a granulometria e o nível de energia das praias.

As praias oceânicas têm um traçado retilíneo, com extremidades recurvadas. A Costa Atlântica do Salgado Paraense tem 200km de extensão, e 20km de largura média, as únicas irregularidades que interrompem a homogeneidade das praias, são os estuários e os canais de maré, que configuram deltas de maré vazante.

As praias oceânicas são de macromarés, e, baseando-se nos níveis relativos de maré de Wright *et al.* (1982), são divididas (Figura 08) em: (1) zona de supramaré: que neste setor, 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; e (3) 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 (*longshore bar and trough* 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.

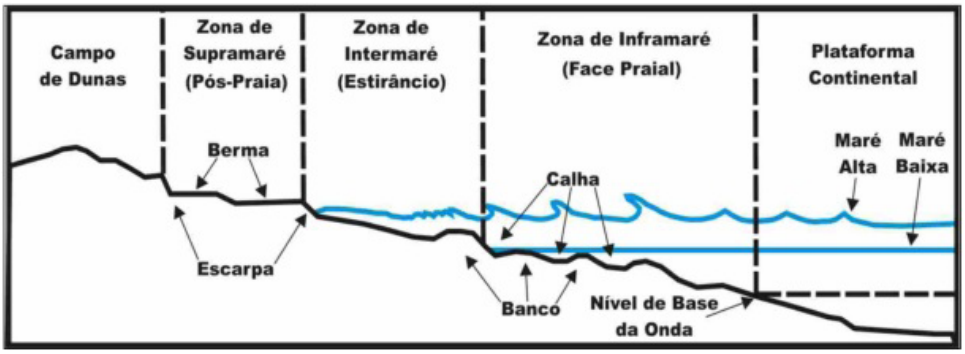


Figura 8
Classificação das principais zonas do perfil praial sob o ponto de vista morfológico (Alves, 2002).

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 "barra e calha" longitudinal (*longshore bar and trough*) 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.

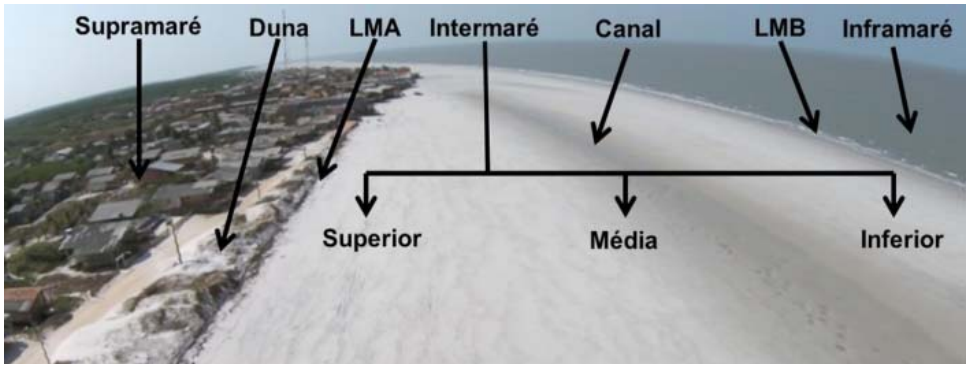
São apresentados diferentes estudos morfodinâmicos realizados em diversos trechos dos setores 1, 2 e 3 da ZCEP e em diferentes anos, apontando as diversidades de praias e os comportamentos frentes aos principais fatores indicados nos capítulos 5 e 6.

8.1.1 Praia de Ajuruteua

De acordo com Alves (2001), Alves e El Robrini (2003), a praia de Ajuruteua (3km de extensão e inclinação suave) (Figuras 01, 09, Prancha 01), localizada a 40km do município de Bragança apresenta-se como uma extensa área plana, orientada na direção NW-SE. Situa-se entre o Canal da Barca, que a separa da praia dos Pescadores, e o Canal do Chavascal, limite com as praias do Farol Velho e Chavascal. Esta é formada por cordões arenosos lineares (*sandy barrier-beach ridges*) (Figura 09).

A praia de Ajuruteua com extremidades recurvadas tem baixa declividade, entre 1°41′ - 2°, e média de 1°52′ (tgβ = 0,019) (Figuras 01, 09, 10). A sua largura média desde a base das dunas frontais até a linha de maré baixa média, varia entre 230m e 286m, com média de 258m. Os canais de maré da Barca (setor I) e do Chavascal recortam esta praia (setor III) que pode ser subdividida em: (1) zona de supramaré (dunas colonizadas, com 7m de altura): (2) zona de intermaré, superior com largura de 50m e gradiente de 1:25 (tgβ = 0,040) média com largura de 110m e gradiente

Figura 9
Classificação das principais zonas do perfil praial da praia de Ajuruteua (Bragança) (Alves *et al.*, 2017).



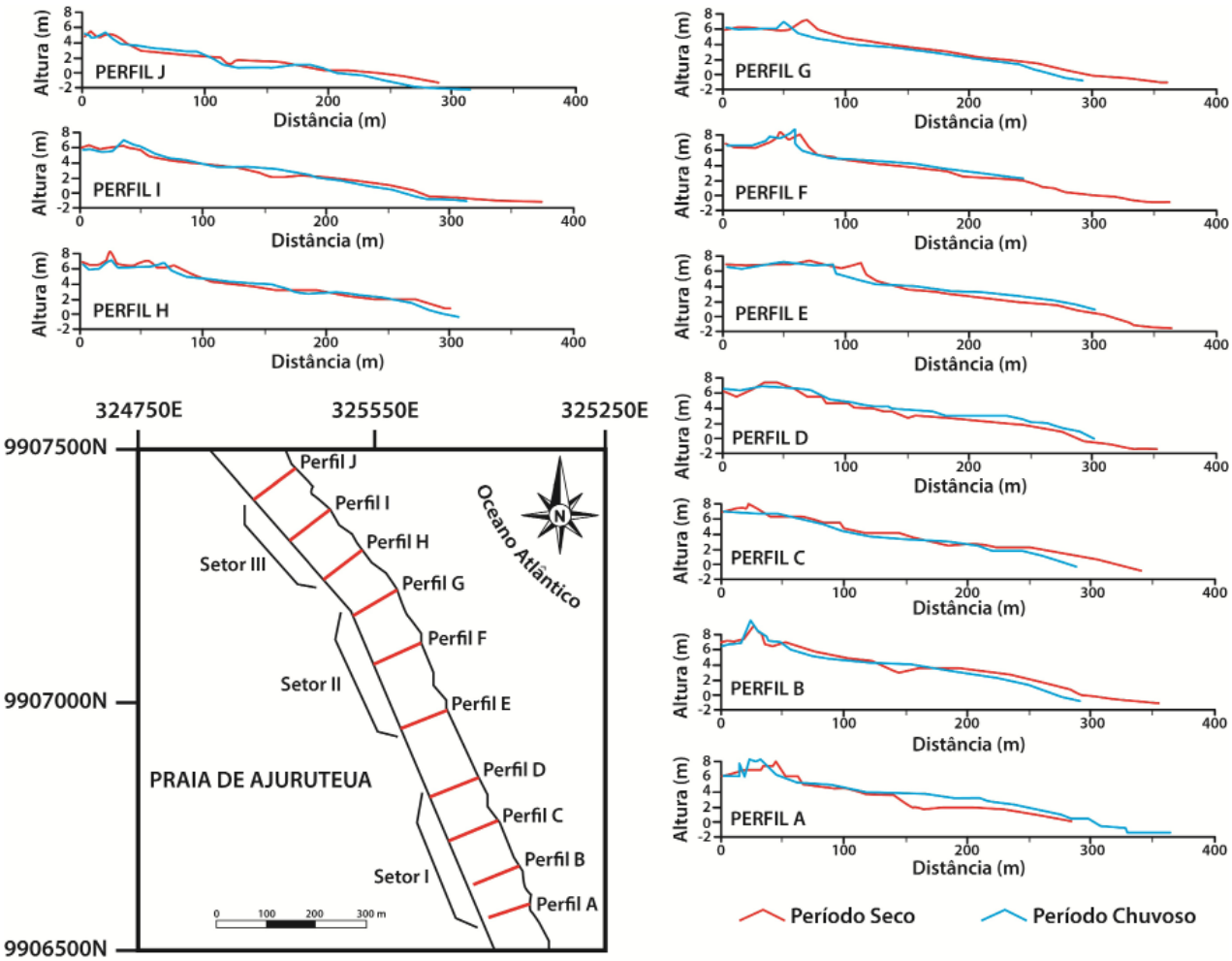


Figura 10
Mapa de localização dos perfis (A,B,C,D,E,F,G,H,I,J) praiais de Ajuruteua (Alves, 2001, Alves e El Robrini, 2003).

de 1:55 (tgβ = 0,018), e inferior com largura de 65m e gradiente de 1:33 (tgβ = 0,019) e (3) inframaré: com gradiente de 1:86 (tgβ = 0,019).

No setor I (SE, perfis A, B, C, D) (Figura 10), a zona de intermaré superior com largura média de 35m, é limitada, por dunas frontais (perfis A, B), de 1,5 a 2m de altura. No período chuvoso, a erosão das dunas forma escarpas praiais de 1,8m. Seu gradiente médio é de 1:33 (tgβ = 0,030). A zona de intermaré média, por sua

vez apresenta largura de 130m e seu gradiente médio é de 1:65 (tgβ = 0,015). Esta zona é caracterizada por um sistema de crista e calha (ridge and runnell) suave. A zona de intermaré inferior mostra um gradiente de 1:42 (tgβ = 0,023).

O setor II (central, perfis E, F, G) (Figura 10) é plano em ambos os períodos, sem sistema de crista e calha (ridge and runnell), característico nos setores I e III no período seco. A zona de intermaré superior apresenta largura média de 43m, sendo limitada, por uma escarpa praial de 3m de altura, desenvolvida nas dunas frontais. O gradiente médio desta zona é de 1:46 (tgβ = 0,021). A zona de intermaré média tem largura de 110m, com gradiente é de 1:60 (tgβ = 0,016). A zona de intermaré inferior, apresenta-se suave com gradiente médio de 1:33 (tgβ = 0,030). No período chuvoso, a morfologia do setor II, é quebrada pela erosão na escarpa praial, causando recuos de até 25m na linha de costa.

No setor III (NW, perfis H, I, J), a morfologia é semelhante ao setor I. A zona de intermaré superior tem uma largura média de 45m, sendo limitada por dunas frontais de 1 a 1,5m de altura. No período chuvoso, estas dunas permaneceram estáveis. O gradiente médio é de 1:40 (tgβ = 0,025). A zona de intermaré média, apresentou largura de 98m, com gradiente de 1:52 (tgβ = 0,019). Assim como no setor I, esta zona mostra um sistema de crista e calha (ridge and runnel) suave. A zona de intermaré inferior tem gradiente de 1:41 (tgβ = 0,024).

Na praia de Ajuruteua (Prancha 01), por exemplo, o perfil A (Figura 10), localizado às proximidades do delta de maré vazante do canal da barca, é o que possui o maior balanço positivo entre o período seco ao chuvoso, justificado pela migração dos bancos arenosos no delta de maré vazante em direção a este trecho.

Apesar de submetidos à erosão, os perfis praiais (Figura 10), apresentaram um balanço positivo, em sua variação de volume (50,14 a 22m³/m no setor I da praia). O setor II (Figura 10), por sua vez, submetido a um severo processo de erosão, mostrou um balanço negativo (47,65m³/m).

Parte destes sedimentos do setor II (Figura 10) podem ter sido deslocados pelas correntes de maré, para os outros dois setores (I e III), que também sofrem erosão, porém menos intensa no setor I (Figura 10).

Segundo o modelo de Guza e Inman (1975), que indica as condições morfodinâmicas da zona de surfe, usando a altura da onda incidente e um período fixo t=11s, a praia de Ajuruteua apresentou no período chuvoso valor de $\varepsilon_{chuvoso}$=31,05 o que coincide com o padrão de uma praia plana, com larga zona de surfe e ondas deslizantes, conferindo-lhe características dissipativas. No período seco, por sua vez, o valor de ε_{seco}=25,28, indica condições intermediárias da zona de surfe (banco e calha longitudinal). De acordo com Komar (1983), a de Ajuruteua apresentou

valores entre ε_{seco}=1,25 e $\varepsilon_{chuvoso}$=1,8, caracterizando-a como praia de energia moderada. O parâmetro Ω de Wright e Short (1984) indicou no período seco um valor de Ω_{seco}=6,95 e no chuvoso um valor de $\Omega_{chuvoso}$=8,3. Ambos os valores, a classificam a praia de Ajuruteua como dissipativa. Os valores obtidos pelo modelo de Masselink e Short (1993) caracterizaram a praia de Ajuruteua como dissipativa sem bancos (rtr=4,79; Ω_{seco}=6,95 e $\Omega_{chuvoso}$=8,3), valores estes aplicáveis apenas para o período chuvoso, quando ocorre o aplainamento da zona de intermaré.

Prancha 1 – Praia de Ajuruteua (Bragança)

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 1 - Estampa 1
Erosão causando destruição das barracas instaladas sobre o campo de dunas.



Prancha 1 - Estampa 2
Casas sobre o campo de dunas.



Prancha 1 - Estampa 3
Observar o aterro sobre o campo de dunas e formação de terraço.



Prancha 1 - Estampa 4
Trecho do supramaré da praia de Ajuruteua.



Prancha 1 - Estampa 5
Enrocamento utilizado para mitigar os efeitos da erosão na praia de Ajuruteua.



Prancha 1 - Estampa 6
Casas sobre o campo de dunas.

8.1.2 Praias de Salinópolis

8.1.2.1 Praia de Atalaia

A praia de Atalaia (Figura 11, Prancha 02), localizada ao extremo leste do município de Salinópolis, está limitada por dunas frontais móveis, dunas estacionárias (campo de dunas semi-vegetado) e moradias construídas na linha de costa. Esta praia tem declives suaves (<1,5°), ondas deslizantes (<1,5m), granulometria fina a muito fina (média de 2,8 phi). Nos períodos chuvoso e seco (Figura 09), a praia apresenta estado morfodinâmico dissipativo, segundo Wright e Short (1983) e, intermediário (dissipativo sem barras), segundo Short e Masselink (1999) (Ranieri, 2014).

A variação na largura do perfil A de praia foi de 47m e, no perfil B, de 125m respectivamente nos períodos chuvoso e seco (Ranieri, 2014). No perfil A, esta variação deve-se ao acréscimo e decréscimo no volume de areia entre os respectivos períodos do ano, inclusive com a formação de bancos arenosos e calhas na zona de intermaré média durante o período seco, o que favorece o incremento de depósito arenoso no perfil praial, um pequeno aumento na declividade e, consequente diminuição na largura da face praial.

Para o perfil B, além do acréscimo no volume de areia durante o período seco e, decréscimo durante o chuvoso, ocorre um extenso desenvolvimento de dunas frontais móveis durante o período seco, que configura grandes variações na linha de costa e, consequentemente, na largura da praia neste local compreendido pela margem leste da Ilha de Atalaia.

Prancha 2 – Praia do Atalaia, Salinópolis

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 2 - Estampa 1
Vista aérea da praia deAtalaia e campo de dunas semi-vegetadas no pós-praia.



Prancha 2 - Estampa 2
Campo de dunas móveis frontais na zona de inter-maré superior da praia de Atalaia (parte leste da Ilha de Atalaia). Foto em 05/10/2013)



Prancha 2 - Estampa 3
Erosão na face praial causando exposição dos sedimentos (Formação Pirabas) na parte central da Ilha de Atalaia). Foto em 05/10/2013.



Prancha 2 - Estampa 4
Destruição de casas em consequência da erosão costeira na parte central da Ilha de Atalaia (praia de Atalaia). Foto em 05/10/2013.



Prancha 2 - Estampa 5
Enrocamentos e muro de arrimo para a proteção às atividades erosivos na praia de Atalaia Foto em 05/10/2013.



Prancha 2 - Estampa 6
Maré alta de sizígia na praia de Atalaia. Foto em 05/10/2013.

8.1.2.2 Praia do Farol Velho

Na praia do Farol Velho (Figura 11, Prancha 03), localizada na Ilha de Atalaia (município de Salinópolis) ocorrem intensos impactos socioeconômicos em função de erosão costeira, visto que há elevada especulação imobiliária a partir da linha de maré alta da praia. Esta praia com declives suaves (<1,5°) e ondas deslizantes (<1m) é composta por areia grossa a muito fina (média de 2,6phi), presença de afloramentos rochosos e é limitada por moradias construídas sobre antigo terraço marinho e dunas, além de manguezal na margem oeste (Ranieri, 2014).

Nos períodos chuvoso e seco (Figura 11), a praia apresenta estado morfodinâmico dissipativo, segundo Wright e Short (1983); intermediário (dissipativo sem barras) no período chuvoso e ultradissipativo no período seco, segundo Short e Masselink (1999) (Ranieri, 2014).

A variação na largura do perfil A de praia foi de 43m e, no perfil B, de 35m, respectivamente, nos períodos chuvoso e seco (Ranieri, 2014). Esta variação é explicada pelo decréscimo e acréscimo de volume de areia da praia entre os respectivos períodos do ano, e não por variações significativas na linha de costa, visto que a praia do Farol Velho é limitada em quase toda sua extensão por moradias com base rígida e obras de engenharia (muros de contenção de erosão) que impedem o recuo acentuado da linha de costa.

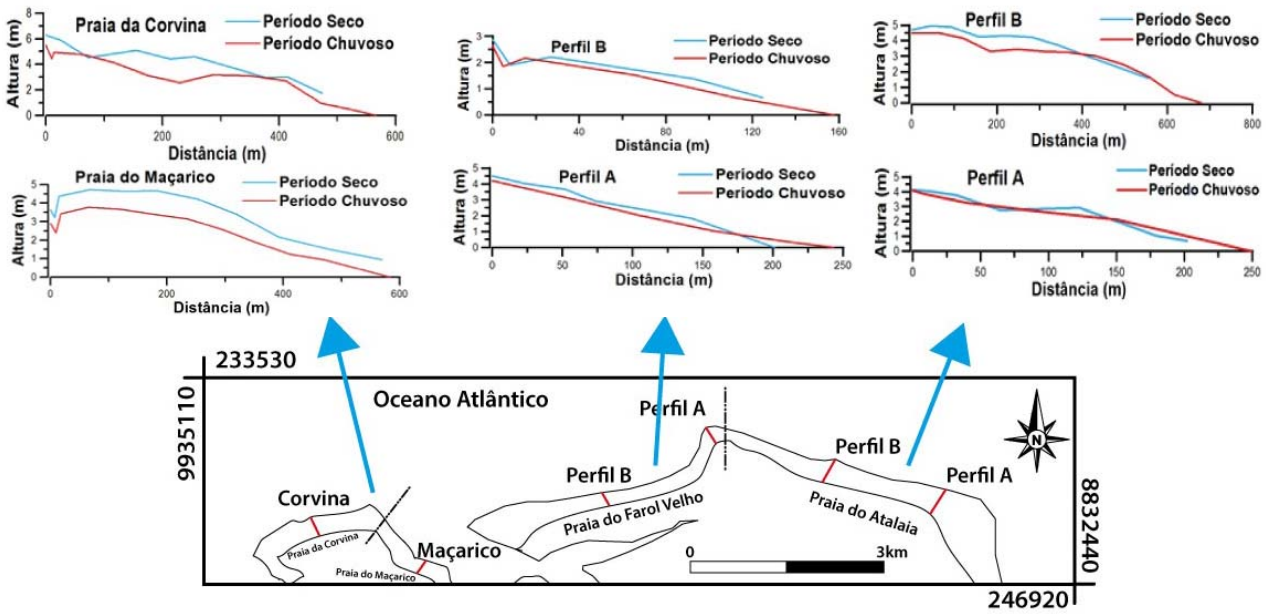


Figura 11
Localização dos perfis topográficos nas praias da Corvina, Maçarico, do Farol Velho e do Atalaia.

Prancha 3 - Estampa 1
Vista aérea da praia do Farol Velho (Ilha de Atalaia).

Prancha 3 – Praia do Farol Velho, Salinópolis

Fotos do acervo do GEMC





Prancha 3 - Estampa 2
Enrocamento na base de falésia (Grupo Barreiras) para proteção à erosão costeira na Ponta do Farol Velho (Ilha de Atalaia). Foto em 05/10/2013.



Prancha 3 - Estampa 3
Muro de arrimo para a proteção à erosão na praia do Farol Velho. Foto em 05/10/2013.



Prancha 3 - Estampa 4
Erosão em toda face praial causando exposição dos sedimentos da Formação Pirabas na praia do Farol Velho. Foto em 05/10/2013.



Prancha 3 - Estampa 5
Erosão na linha de costa com destruição da rede elétrica na praia.



Prancha 3 - Estampa 6
Moradias sobre morro de antiga duna arenosa na praia do Farol

8.1.2.3 Praia do Maçarico

A praia do Maçarico (Figura 11, Prancha 04) está localizada no município de Salinópolis, adjacente a foz do rio Sampaio. A praia com declives suaves (<1°) e ondas deslizantes (<0,5m) é recoberta com areia grossa a muito fina (média de 2,6phi) (Ranieri, 2014), limitada por falésias (sedimentos do Grupo Barreiras) ao Sul e, no restante da linha de costa por dunas, restinga e pelo complexo urbanístico da Orla do Maçarico.

Nos períodos chuvoso e seco (Figura 11), a praia apresenta estado morfodinâmico intermediário de banco e calha longitudinal, segundo Wright e Short (1983) e, ultradissipativo, segundo Short e Masselink (1999) (Ranieri, 2014).

A variação na largura do perfil praial foi de apenas 14m entre os períodos chuvoso e seco (Ranieri, 2014). Verifica-se elevado acréscimo e decréscimo de volume de areia na praia entre os respectivos períodos do ano. A localização da praia próxima à foz do rio Sampaio propicia significativa influência na carga sedimentar e na intensidade das correntes de maré. Quando estas correntes são mais fracas durante o período seco há maiores condições de deposição sedimentar na praia. Já no período chuvoso esta deposição fica mais reduzida, sendo a descarga fluvial mais elevada em direção offshore.

Prancha 4 – Praia do Maçarico, Salinópolis

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 4 - Estampa 1
Vista aérea da praia do Maçarico (Salinópolis).



Prancha 4 - Estampa 2
Dunas frontais situadas na zona de supramaré da praia do Maçarico. Foto em 05/10/2013.



Prancha 4 - Estampa 3
Manguezal à margem de canal de maré na praia da Corvina. Foto em 05/10/2013.



Prancha 4 - Estampa 4
Erosão na face praial causando exposição de sedimentos da Formação Pirabas na foz do rio Sampaio (praia do Maçarico). Foto em 05/10/2013.



Prancha 4 - Estampa 5
Feição de crista-calha (ridge-runnel) situada na zona de intermaré média da praia do Maçarico.



Prancha 4 - Estampa 6
Muro de arrimo para contenção da erosão costeira na adjacência da praia do Maçarico com o rio Sampaio.

8.1.2.4 Praia da Corvina

A praia da Corvina (Figura 11, Prancha 05), localizada ao extremo oeste do município de Salinópolis, está limitada por dunas frontais, restinga e manguezais na linha de costa e, também pelo complexo urbanístico da Orla do Maçarico. Esta praia com declives suaves (<1°) e ondas deslizantes (<1m) é composta por areia fina a muito fina (média de 2,7phi). No período chuvoso, a praia apresenta estado morfodinâmico dissipativo e, durante o seco, estado intermediário de banco e calha longitudinal, de acordo com a classificação de Wright e Short (1983) (Ranieri, 2014).

Segundo a classificação de Short e Masselink (1999), a praia apresenta estado morfodinâmico ultradissipativo, tanto no período chuvoso como no seco (Ranieri, 2014).

A variação na largura do perfil de praia foi de 93m entre os períodos chuvoso e seco (Ranieri, 2014). Esta variação é explicada pelo acréscimo no volume de areia durante o período seco, inclusive com um maior número de bancos arenosos e calhas por toda a zona de intermaré e, decréscimo no volume de areia durante o período chuvoso, com efeitos erosivos maiores. Observa-se ainda nesta praia um extenso desenvolvimento de dunas frontais móveis durante o período seco, que configura grandes variações na largura da praia e na linha de costa.

Prancha 5 – Praia da Corvina, Salinópolis

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 5 - Estampa 1
Vista da praia da Corvina (Salinópolis). Foto em 05/10/2013.



Prancha 5 - Estampa 2
Dunas frontais situadas na zona de intermaré superior da praia da Corvina. Foto em 05/10/2013.



Prancha 5 - Estampa 3
Dunas frontais situadas na zona de intermaré superior da praia da Corvina. Foto em 05/10/2013.



Prancha 5 - Estampa 4
Manguezal localizado na linha de costa da praia da Corvina. Foto em 05/10/2013.



Prancha 5 - Estampa 5
Feição de crista-calha (ridge-runnel) situada na zona de intermaré média da praia da Corvina. Foto em 05/10/2013.



Prancha 5 - Estampa 6
Feição de crista-calha (ridge-runnel) situada na zona de intermaré média da praia da Corvina. Foto em 05/10/2013.

8.1.3 Praia da Ilha do Marco

A praia da Marieta (Figura 12, Prancha 06) possui baixo gradiente, variando entre tgβ 0,017 a 0,004 no período chuvoso e tgβ 0,043 a 0,007 durante o seco. Esta praia apresenta características distintas nos 3 setores. Sua largura média no setor SE (Esporão arenoso) foi de 340m desde a duna até a zona de inframaré com gradiente de tgβ 0,014 (período chuvosa) e um tgβ 0,03 (seco), entre os períodos chuvoso e seco acumulou 4,2m^3 de sedimentos. O setor de praia central teve uma largura de 250 a 300m com inclinação de tgβ 0,017 no período chuvoso e tgβ 0,025 durante o seco, a acumulação de sedimentos entre os períodos chuvoso e seco foi de 17,1m^3. A seção NW da praia teve uma largura variando de 700 a 1.000m com uma inclinação de tgβ 0,004 durante o período chuvoso e tgβ 0,007 durante o seco, a acumulação de sedimentos foi de 18,6m^3 entre os períodos chuvoso e seco.

A variação sazonal da morfodinâmica da praia da Marieta mostrou um padrão similar às outras praias da Costa Atlântica do Salgado Paraense, onde estas estão perdendo areias para o oceano durante a estação chuvosa quando: (1) os estuários e os canais de maré têm maior volume de água e (2) as ondas tendem a serem mais enérgicas devido à variação sazonal, as areias são movidas para áreas mais distantes da praia, neste caso para os bancos arenosos na plataforma continental interna. Durante a estação seca, devido à menor influência da chuva, há uma menor quantidade de turbulência na zona de espraiamento, de modo que a areia é removida pelos ventos moderados para áreas de dunas. De acordo com os perfis praiais e as características geomorfológicas observadas em cada período, enquanto: (1) o transporte de areia para o oceano prevalece, o perfil de praia será mais acentuado, (2) quando o transporte de areia para a costa prevalece, o perfil de praia será plano.

De acordo com os conceitos morfodinâmicos, verificou-se que a praia da Marieta comportou-se como uma praia dissipativa, porém o setor SE mostrou-se intermediário. De acordo com o parâmetro dimensionador de surfe de Guza e Inman,

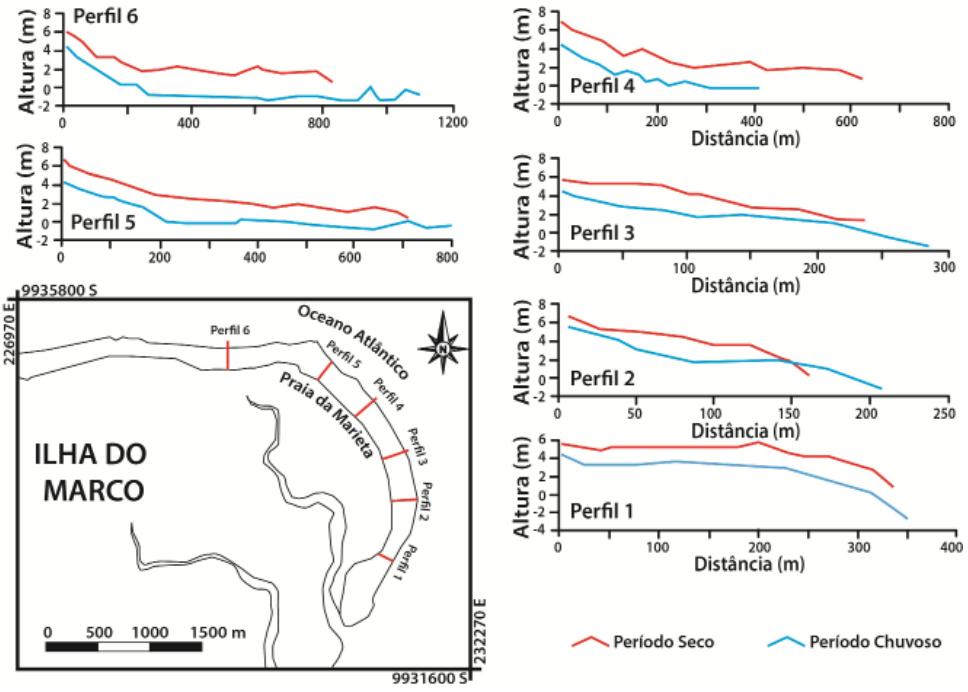


Figura 12
Mapa de localização dos perfis (1,2,3,4,5,6) na praia da Marieta (Ilha do Marco).

(1975) os resultados dos perfis 1, 2, 3 e 4 (Figura 12) apresentaram características intermediárias com presença de banco e calha longitudinal, nos períodos chuvoso e seco, com valores entre 2 a 22, entretanto, no perfil 4 a praia ficou intermediária (chuvoso) e dissipativa (seco). Nos perfis 4 e 5, a praia apresentou-se dissipativa durante os dois períodos com valores de 36 a 90.

Prancha 6 – Praia da Marieta na ilha do Marco

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 6 - Estampa 1
Mapa de localização dos perfis (1,2,3,4,5,6) na praia da Marieta (Ilha do Marco).



Prancha 6 - Estampa 2
Ocorrência de sedimentos Areno/lamosos de cordões de praia. Foto Juiliana Guerreiro.



Prancha 6 - Estampa 3
Paleo mangue e paleoduna, formando terraços. Foto Juiliana Guerreiro.





Prancha 6 - Estampa 4
(A) Superficie de erosão no Setor Oeste da Ilha do Marco. Foto Juiliana Guerreiro.

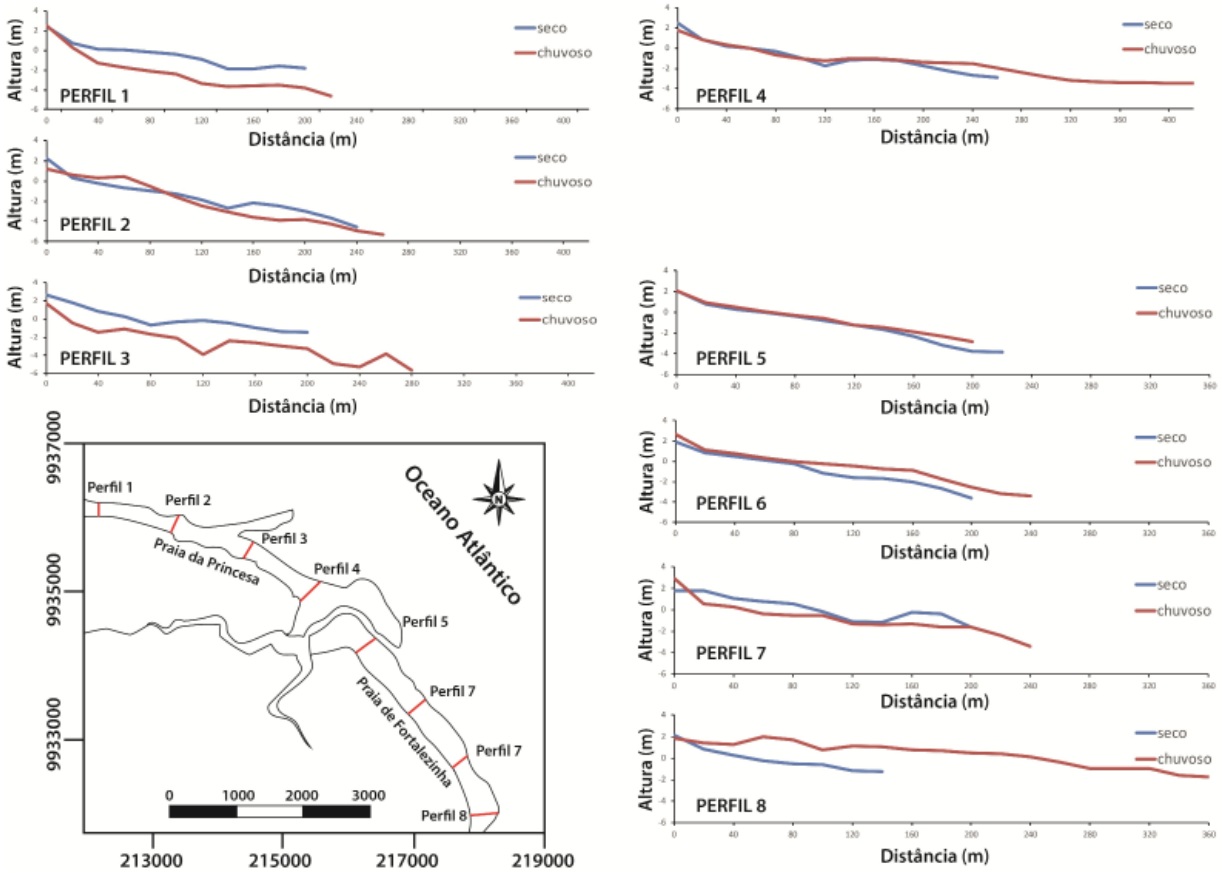
Prancha 6 - Estampa 5
(B) Sistema de praia, dunas embrionárias e manguezal no Setor Leste. Foto Juiliana Guerreiro.

8.1.4 Praias da Ilha de Algodoal

As praias da Princesa e Fortalezinha são insulares voltadas para o oceano Atlântico (Figura 13, Prancha 07). Estas praias se assemelham a barrier-beach ridges, onde são subdivididas em (i) pós-praia ou supramaré, com dunas vegetadas e berma praial, fora de alcance das ondas e marés normais (ii) zona de intermaré, está subdividida de acordo com a variação da maré e (iii) inframaré, zona mais baixa. A praia da Princesa com orientação NE-SW, tem uma extensão de 3,8km, largura de 200-420m na baixamar de sizígia e inclinação suave em direção ao oceano entre 0,73-1,28°. No período seco, predominou calha-barra no estirâncio, em toda sua extensão, característico de praias dissipativas. No período chuvoso, este sistema calha-barra se tornou mais sutil, com duas calhas e duas barras na zona de intermaré do setor central, com migração em direção à linha de baixamar de sizígia.

No período chuvoso a praia se estendeu da linha de baixamar de sizígia até as dunas frontais, com uma média de 270m de largura, e coeficiente de variação de linha de costa (cvyb) no setor NW de 6,15% a 7,44% e no setor SE de 25,51% a 35,36%, apontando este último, onde ocorreu a maior variação na linha de costa. As dunas frontais tornaram-se escarpadas e a zona de intermaré foi a que teve mais perda de sedimentos, tornando-se mais íngreme durante o período chuvoso no setor central da praia.

Figura 13
Perfís topográficos da praia da Princesa (1, 2, 3, 4) e de Fortalezinha (5, 6, 7) e suas localizações na ilha de Algodoal-Maiandeua.



Prancha 7 – Praias da ilha do Algodoal

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 7 - Estampa 1
Plataforma de abrasão na praia da Princesa. Foto PV.



Prancha 7 - Estampa 2
Dunas no setor NW na praia da Princesa. Foto PV.



Prancha 7 - Estampa 3
Paleomangue exposto no Setor central na praia da Princesa. Foto PV.



Prancha 7 - Estampa 4
Paleomangue exposto no setor central na praia da Princesa. Foto PV.



Prancha 7 - Estampa 5
Dunas escarpadas no Setor central na praia da Princesa. Foto PV.



Prancha 7 - Estampa 6
Dunas escarpadas no Setor central na praia da Princesa. Foto PV.

8.1.5 Praia da Ilha dos Guarás

Na Ilha dos Guarás, a praia da Romana (Figura 14, Prancha 08) ou Ponta da Romana representa uma verdadeira praia-barreira, alimentada por cordões arenosos altamente dinâmicos no tempo. A progradação desses cordões arenosos configura o arco praial em forma convexa. É uma praia com ampla zona de espraiamento de ondas devido às elevadas amplitudes de marés (meso-macromarés) que ocorrem na região, expondo esta ampla zona durante a baixamar. Sua composição sedimentológica homogênea (areia fina/muito fina) favorece a esta praia característica dissipativa, segundo a classificação de Wright e Short (1989) e Masselink e Short (1999), porém com estado de praia dissipativa sem barras no período seco (Ranieri, 2011). Está situada na foz do rio Pará e, devido a sua posição geográfica, representa uma área de alta hidrodinâmica, do ponto de vista oceanográfico.

A largura da praia no perfil A (Figura 14) apresentou o máximo de 246m (período chuvoso) e 218m (período seco), declividade de 1,31° (período chuvoso) a 0,83° (período seco). Neste local da praia houve um balanço positivo do volume sedimentar de 409,374m^3/m até o seco. Já no perfil B (Figura 14), a largura da praia apresentou o máximo de 113m (período chuvoso) e 238m (período seco), declividade de 1,25° (período chuvoso) a 0,97° (período seco). Neste local da praia houve um balanço negativo do volume sedimentar de -306,135m^3/m até o seco (Ranieri, 2011).

No perfil C (Figura 14), a largura da praia teve o máximo de 142m (período chuvoso) e 175m (período seco), declividade de 0,92° (período chuvoso) a 1,31° (período seco). Neste local da praia houve um balanço negativo do volume sedimentar de -309,049m^3/m até o seco (Ranieri, 2011).

O perfil C da praia da Romana foi o que apresentou características mais erosivas, pois o balanço sedimentar final no período seco foi o mais negativo e as variações na linha de costa foram maiores. O perfil B representou um setor de transporte, e o perfil A apresentou características deposicionais com balanço sedimentar final positivo. O aporte sedimentar é maior neste local, sugerindo uma célula de circulação costeira direcionada do perfil C ao perfil A (Ranieri, 2011).

A ramificação de um canal de maré que intercepta a Ilha dos Guarás transversalmente associado à energia de ondas, possibilitou o desenvolvimento de uma calha (runnel) paralela à linha de costa por quase toda extensão da praia da Romana.

Na praia da romana, prevaleceu o estado morfodinâmico dissipativo (Ω>5,50), ou seja, baixo gradiente da praia e areia fina caracterizado pela alta energia de onda e larga zona de surfe. No período chuvoso (marés equinociais) o estado morfodinâmico praial foi o mais dissipativo. Para a variação relativa da maré (RTR), no seco, os três setores da praia apresentaram estado dissipativo dominado por ondas (RTR<3). Já em março e janeiro, estado de praia dissipativa sem banco e correntes de retorno (3<RTR<7)(Ranieri, 2011; Ranieiri e El-Robrini, 2012).

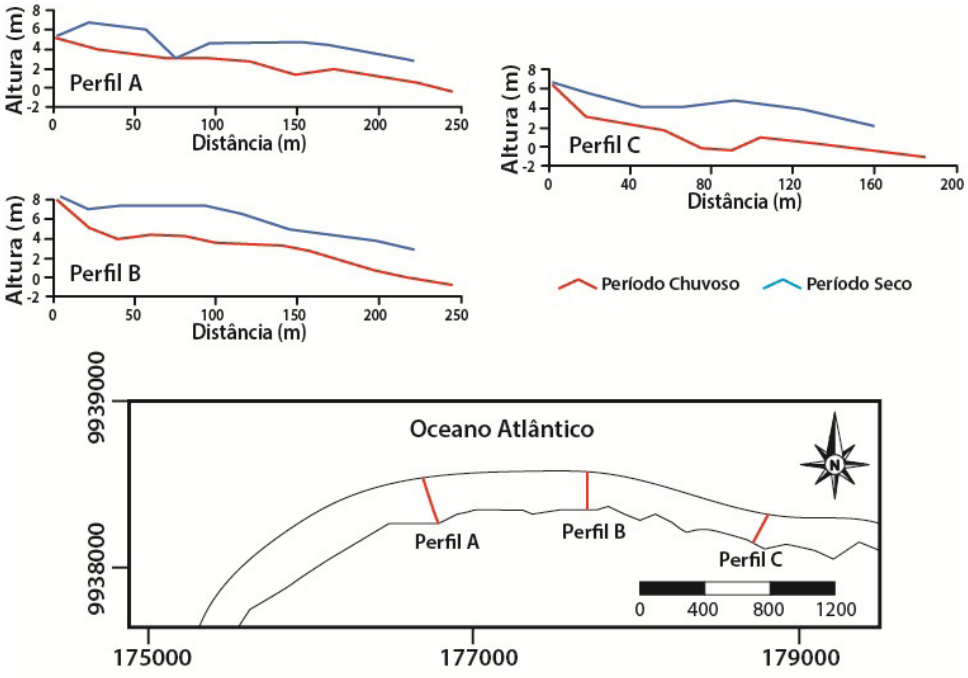


Figura 14
Perfís na praia da Romana, Ilha dos Guarás (Ranieri, 2011).

Prancha 8 – Praia Romana, ilha dos Guará

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 8 - Estampa I
Vista da praia da Romana e campo de dunas estáveis na zona de pós-praia (parte central da Ilha dos Guarás). Foto Leilanhe Ranieri, 02/10/2010.



Prancha 8 - Estampa 2
Dunas semi-vegetadas na praia da Romana. Foto Leilanhe Ranieri, 02/10/2010.



Prancha 8 - Estampa 3
Escarpa de duna frontal na praia da Romana. Foto Leilanhe Ranieri, 02/10/2010).



Prancha 8 - Estampa 4
Erosão causando tombamento de manguezal e exposição de paleomangue na face praial da praia da Romana. Foto Leilanhe Ranieri, 02/10/2010.



Prancha 8 - Estampa 5
Demonstração da erosão costeira com o tombamento da base de concreto do antigo farol da praia da Romana. Farol atual ao fundo . Foto Leilanhe Ranieri, em 02/10/2010.



Prancha 8 - Estampa 6
Feição de crista-calha (ridge-runnel) situada na zona de intermaré média da praia da Romana. Foto Leilanhe Ranieri, em 02/10/2010.

8.2 Praias estuarinas dos Setores 2 – Insular Estuarino e 3 – Continental Estuarino

As praias estuarinas dos setores continental estuarino e insular estuarino são estreitas e geralmente formam enseadas, suas larguras diminuem em direção aos pontões rochosos, caracterizando uma orla marcada por sucessivos pontões e enseadas. 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.

8.2.1 Praias do Setor Insular Estuarino da Ilha do Marajó

As praias estuarinas nos entornos da Ilha de Marajó representam uma linha na margem Norte de 125,82km e 79,58km na margem Leste (Figura 02).

8.2.1.1 Praias da Margem Leste da Ilha do Marajó

As praias estuarinas da Ilha do Marajó são caracterizadas pela forma retilínea a convexa, sendo que a largura alcança uma faixa de 420m e um gradiente médio entre 1:52 e 1:95 (Soure), a 60m e um gradiente de 1:6 e 1:23 (Salvaterra) (Figura 15, Pranchas 09, 10). Em geral, o perfil topográfico compreende as seguintes zonas: (i) zona de supramaré com 20m de largura; (ii) zona de intermaré com 420m de largura máxima e (iii) de zona de inframaré com 50m de largura (França, 2003).

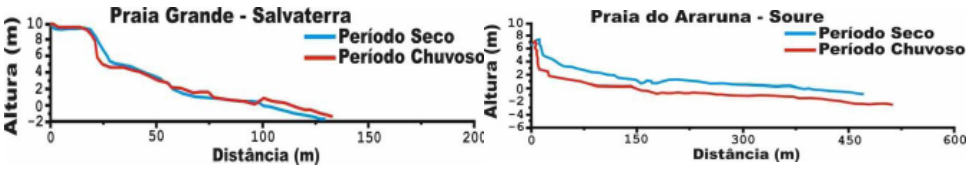


Figura 15
Perfis praiais médios das praias na margem Leste da Ilha do Marajó (França, 2003).

Prancha 9 – Praia Grande (Salvaterra) na margem da Ilha do Marajó

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 9 - Estampa I
Praia de Joanes.



Prancha 9 - Estampa 2
Praia do Jubim.



Prancha 9 - Estampa 3
Muro de arrimo na praia Grande.



Prancha 9 - Estampa 4
Muro de arrimo destruido na praia Grande.



Prancha 9 - Estampa 5
Muro de arrimo na praia Grande.



Prancha 9 - Estampa 6
Formação de cavernas na base do terraço.

Prancha 10 – Praias do Pesqueiro, e Garrote (município de Soure) na margem Leste da Ilha do Marajó

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 10 - Estampa 1
Estirâncio na praia do Pesqueiro.



Prancha 10 - Estampa 2
Ocorrência de paleo mangue na praia do Pesqueiro.



Prancha 10 - Estampa 3
Ocorrência de paleo mangue na praia do Pesqueiro.



Prancha 10 - Estampa 4
Ocorrência de paleo mangue na praia do Pesqueiro.



Prancha 10 - Estampa 5
Evidências de recuo da praia do Pesqueiro.

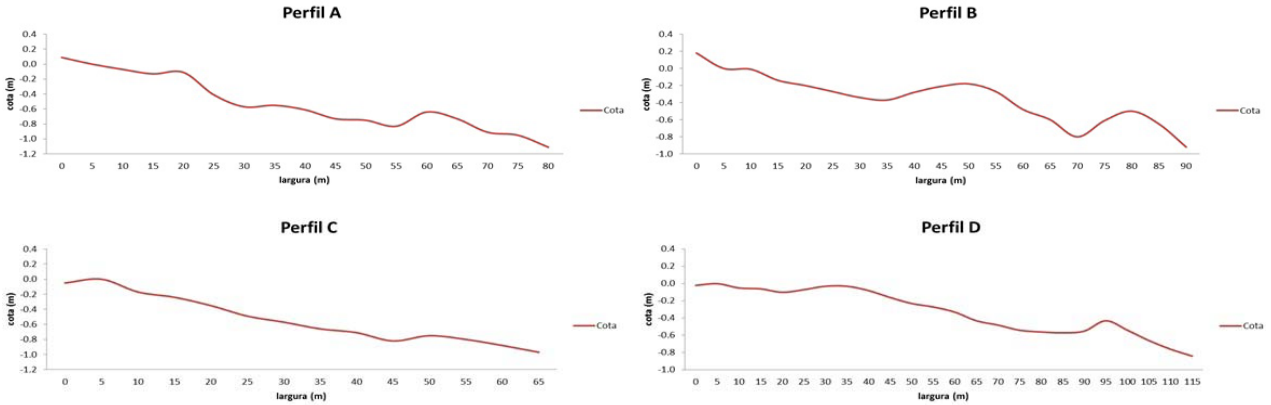


Prancha 10 - Estampa 6
Evidências de recuo na praia do Garrote.

8.2.1.2 Praia de Chaves

A praia de Chaves, com orientação Leste-Oeste, possui 2,35km de extensão e 90m de largura média (Figura 16, Prancha 11). No período seco, esta praia teve uma declividade baixa (0,41° a 0,86°). A face da praia se extende desde a base das falésias (em recuo) até a linha de baixamar de sizígia. Na zona de intermaré inferior, há presença de sistema calha-barra em toda a sua extensão, sendo mais sutil no setor leste desta praia. Esta praia esteve recoberta por areia fina (2,27-2,75phi), com diminuição da granulometria dos sedimentos do setor leste para o oeste. Entre as zonas da praia, os grãos tendem a aumentar em direção a antepraia, exceto no setor leste, onde os grãos diminuiram ao longo do perfil praial (Figura 16, Prancha 11).

Figura 16
Perfis topográficos na praia de Chaves (margem norte da Ilha do Marajó).



Prancha 11 – Praia de Chaves na margem norte da Ilha do Marajóó

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 11 - Estampa 1
Levantamentos morfodinâmicos na praia de Chaves.



Prancha 11 - Estampa 2
Entrevistas na praia de Chaves.



Prancha 11 - Estampa 3
Muro de Arrimo na praia de Chaves.



Prancha 11 - Estampa 4
Vista da praia de Chaves.



Prancha 11 - Estampa 5
Estirâncio da praia de Chaves.



Prancha 11 - Estampa 6
Vista da praia de Chaves.

8.2.2 Praias estuarinas do Setor 3 – Continental Estuarino

8.2.2.1 Praias da Ilha de Mosqueiro

Na Ilha do Mosqueiro, as praias apresentam estreitas faixas de pós-praia, com algumas escarpas nesta zona (praias de São Francisco e Marahu) (Figura 17, Prancha 12), zona de intermaré mais larga e íngreme, caracterizando praias reflectivas, com exceção das praias do São Francisco e Paraíso, de menor declividade, constituindo terraços de maré baixa. A morfologia de algumas praias é marcada pela presença de algumas barras internas (do Ariramba, Marahu, Farol e Chapéu Virado), e barras arenosas no início da zona de inframaré (do Ariramba

e Marahu), com granulometria variando desde areia grossa até fina (El-Robrini, 2001). Estas areias de praias apresentam similaridades com a sequência estratigráfica local, representada pelos sedimentos do Grupo Barreiras, o qual aflora em muitas praias durante a baixamar, e os sedimentos Pós-barreiras.

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

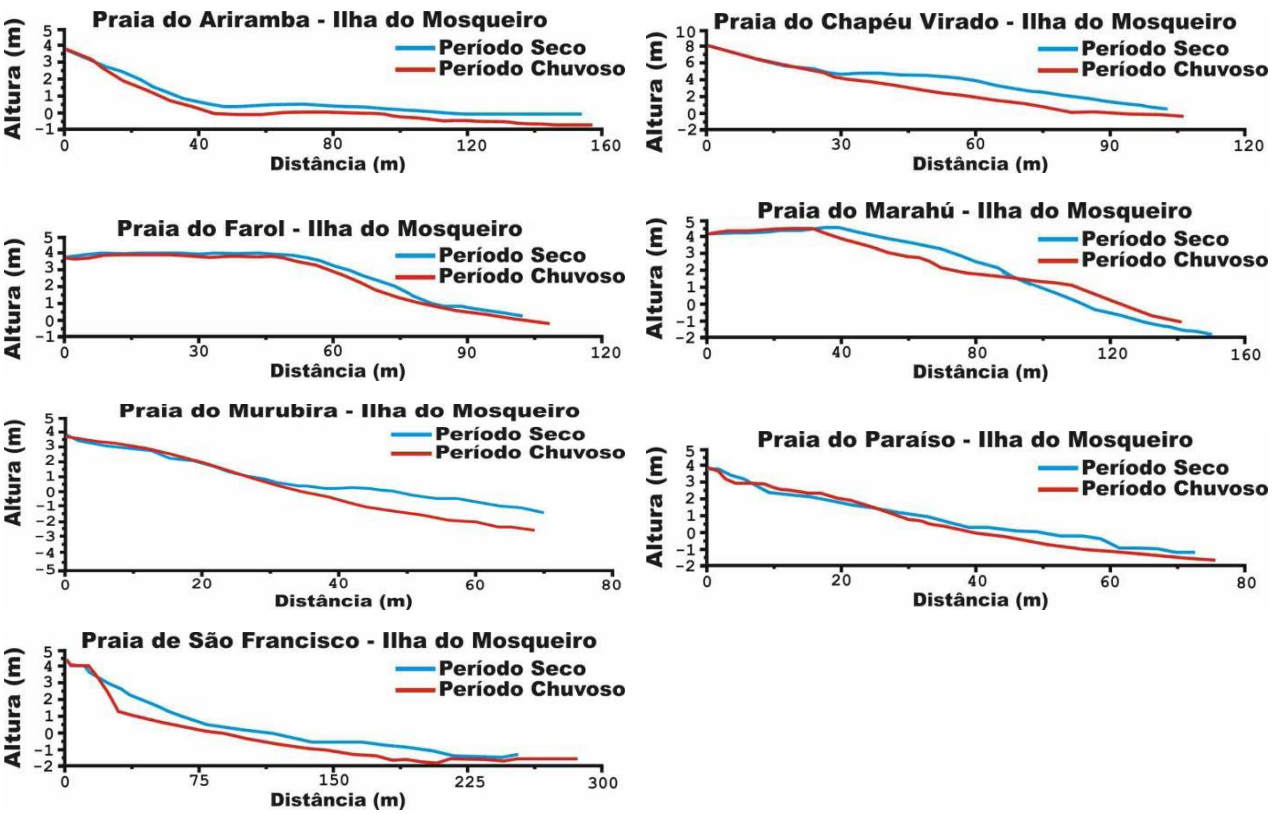
- praia do Paraíso (Figura 17), o pós-praia passa de 18,50m (período seco) para 6,62m (chuvoso);
- praia do Farol (Figura 17), o pós-praia passa de 57,27m (período seco) para 51,46m (chuvoso).

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

- praia do Paraíso (Figura 17), a largura passa de 7,35m (período chuvoso) a 85,26m (seco);
- praia do Murubira (Figura 17), a largura passa de 23,75m (período chuvoso) a 36,50m (seco).

Na figura 17, observam-se os perfis praiais médios e seu respectivo período na Ilha do Mosqueiro.

Figura 17
Perfis praiais médios das praias da Ilha do Mosqueiro (El-Robrini, 2001).



Algumas destas praias estão próximas a assentamentos urbanos, tendo, no entanto, diferenças na distribuição de infraestrutura em seu entorno, algumas com esgotos a céu aberto, que deságuam diretamente nas praias.

El-Robrini (2001) mostra que os 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 areia grossa e fina, devendo ocorrer nas praias da Ilha do Mosqueiro, alguma troca de sedimentos entre as mesmas. A predominância de areia média é devido à baixa energia diária de ondas (hb = 0,8m), 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 do tipo *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 no período chuvoso e, engordamento no seco (El-Robrini, 2001) (Figura 17).

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 no período intermediário e seco. Na intermaré superior, há maior frequência também de areia média, com ocorrência, no entanto, de areia grossa e fina, no período intermediário e seco.

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

Prancha 12 – Praias do Paraíso, Marahú e São Francisco, Ilha do Mosqueiro

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 12 - Estampa 1
Erosão originando recuo da linha de costa e causando destruição de árvores e barracas na praia do Marahú.



Prancha 12 - Estampa 2
Praia do Marahu, durante a maré de sizígia. Foto de Leilanhe Ranieiri, 28/03/2017.



Prancha 12 - Estampa 3
Sacos de areia como forma de proteção da linha de costa na praia do Marahú.



Prancha 12 - Estampa 4
Sacos de areia como forma de proteção da linha de costa na praia do Marahú. Foto de Leilanhe Ranieiri, 28/03/2017.



Prancha 12 - Estampa 5
Vista geral da praia de São Francisco mostrando berma, crista e calha (ridge e runnel) (Ilha do Mosqueiro).

Praia da Ilha de Outeiro

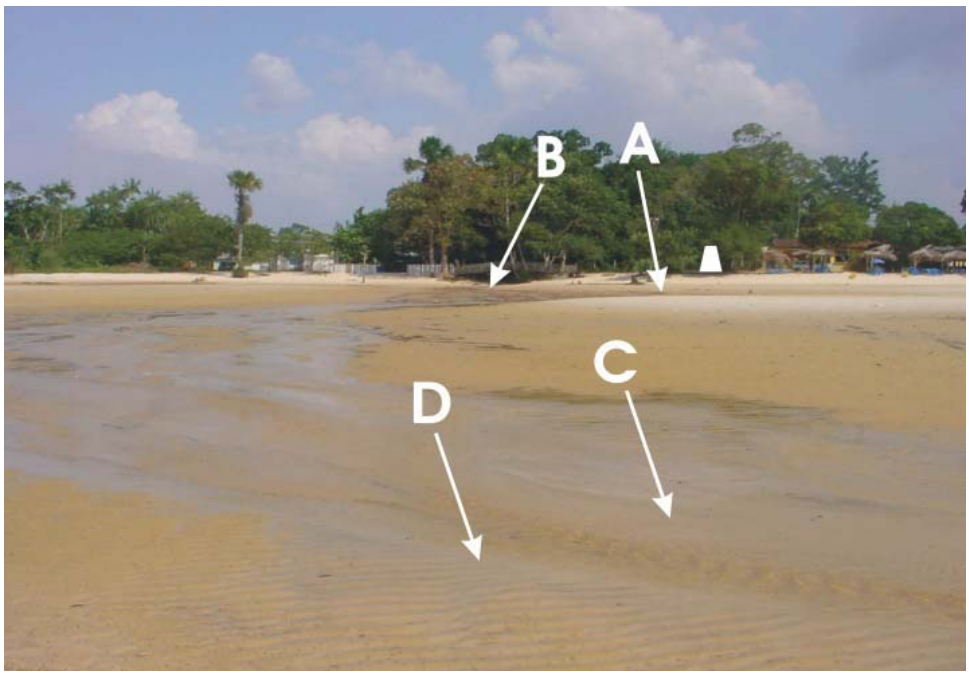
A praia do Amor tem características de ambiente praial intermediário (*low tidal terrace*) com pequenas dunas e extensa zona de intermaré (210m), presença de calhas, com baixa declividade (β=0,95º)(Prancha 13) (Farias, 2007). O perfil B apresenta uma estreita zona de supramaré caracterizado por uma berma praial de 27m de baixa declividade. A zona de intermaré tem 225m de extensão, com banco arenoso e calhas de 20 a 30cm de profundidade e gradiente de 1:60 (β=0,95º). No período seco, ocorreu uma berma praial escarpa (Farias, 2007). Entre 100 e 140m observa-se um sistema de crista e calha na zona de intermaré média, limitado por um banco arenoso localizado entre 140 e 180m. No período chuvoso, observou-se um recuo da escarpa praial em 3m, com variação de volume sedimentar negativa (2,06m^3/m), e um aplainamento do sistema de crista e calha, resultado da deposição de material erodido na zona de intermaré intermediária, com variação de volume sedimentar positiva (2,97m^3/m). A variação de volume sedimentar entre estes dois períodos foi negativa (42,04m^3/m)(Farias, 2007).

No período de transição, não houve recuperação de escarpa de praia e o sistema de crista e calha desapareceu, pois a zona de intermaré apresentou-se plana, mostrando deposição (3,04m^3/m). A variação de volume sedimentar entre o período chuvoso e intermediário foi positiva (31,82m^3/m) (Farias, 2007).

No período intermediário (outubro), a acumulação sedimentar ficou cada vez maior na zona de intermaré superior e na zona de intermaré média, houve formação de banco arenoso, onde a variação de volume sedimentar ficou positiva (20,36m^3/m). A variação de volume sedimentar entre os períodos de transição e intermediário foi negativa (13,31m^3/m)(Farias, 2007).

Prancha 13 – Praia do Amor na ilha de Outeiro

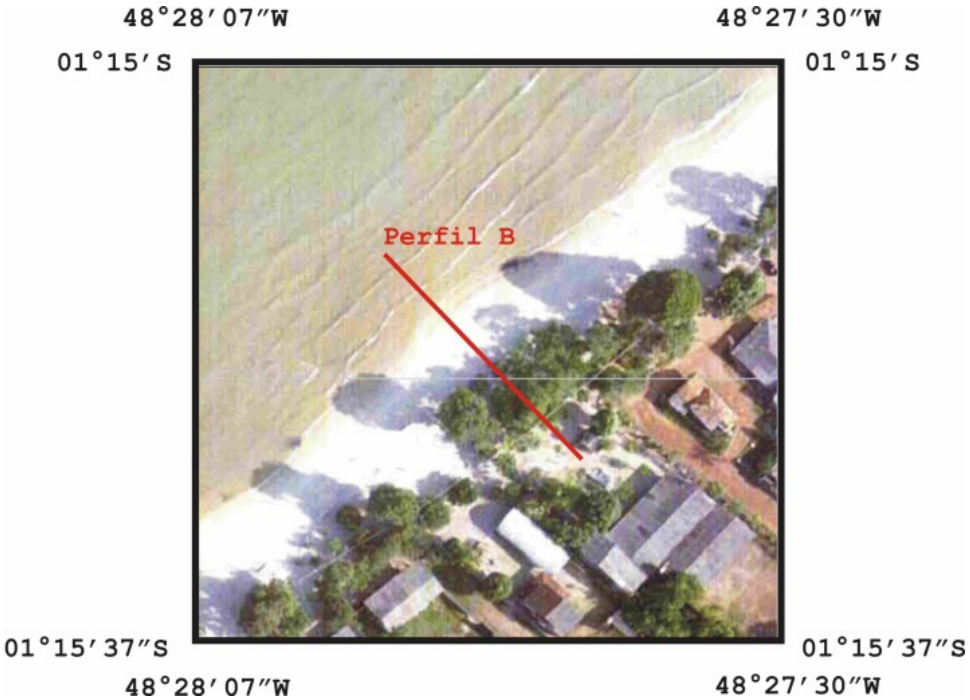
Fotos do acervo do GEMC



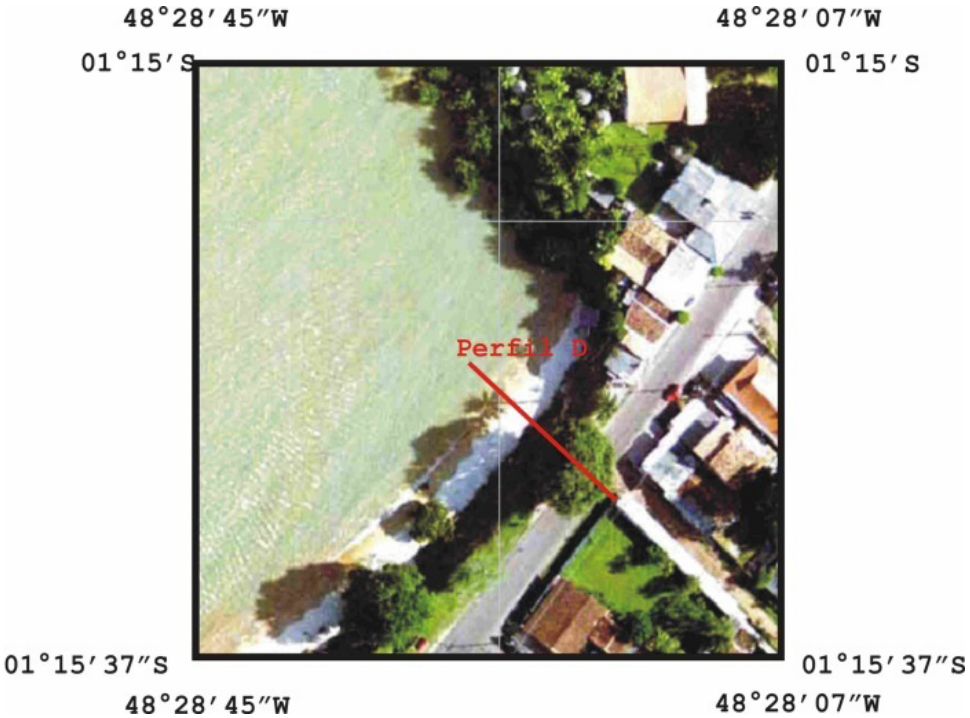
Prancha 13- Estampa 1
Crista e calha (A) junto a um canal de maré (B) (triângulo branco) na praia do Amor. O fluxo (C) produz marcas onduladas (D). Foto de Daniel R. Farias (2007).



Prancha 13- Estampa 2
Barracas no pós-praia na praia do Amor). Foto de Daniel R. Farias (2007).



Prancha 13- Estampa 3
Localização do perfil B na praia do Amor (Farias, 2007).



Prancha 13- Estampa 4
Localização do perfil B na praia do Amor (Farias, 2007).



Prancha 13- Estampa 5
Zona de intermaré durante a baixamar na praia do Amor. Foto de Daniel R. Farias (2007).

Praia da ilha de Cotijuba

Na praia da Saudade da ilha de Cotijuba, ocorreu aumento na extensão (4-104m) no período chuvoso para o seco (Prancha 14). A zona de supramaré não apresentou grandes alterações durante o período chuvoso, com extensão entre 5 e 14m, todavia no seco esta zona variou de 14 a 27m. O perfil A aumento de 22m na sua extensão do período chuvoso para o seco. A zona de intermaré apresentou a menor extensão no período chuvoso com 13m (perfil E), aumentando para 107m no registro posterior, ainda no período chuvoso. Os demais perfis, no mesmo período, apresentaram variação de 79 a 143m, no período chuvoso e de 95 a 119m, no seco. A zona de intermaré teve um crescimento elevado no período chuvoso, com 93m (perfil E). No seco, os valores foram mais baixos, tendo alguns perfis (A,C,D) com redução desta zona.

Os gradientes topográficos da praia da Saudade variaram de tg β=0,032 (período chuvoso) a tg β=0,031 (seco). O parâmetro ε de Guza; Inmam (1975) apresentou para a praia da Saudade no período chuvoso dois estados morfodinâmicos: refletivo e barra e calha longitudinal. No período seco a praia da Saudade apresentou estado refletivo para todos os perfis. O parâmetro Ω de Wright; Short (1984) apresentou para os períodos chuvoso e seco estado morfodinâmico de praia refletiva. Os valores obtidos pelo modelo para praias de meso-macromarés de Masselink; Short (1993) caracterizaram a praia da Saudade no período chuvoso dominada por ondas e marés (transição) e apenas por marés (chuvoso). No período seco a praia foi dominada por ondas e marés.

Prancha 14 – Praias da ilha de Cotijuba

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 14- Estampa 1
Gradiente topográfico elevado na praia da Saudade.



Prancha 14- Estampa 2
Sistema de crista e calha na zona de intermaré da praia da Saudade.

8.2.3 Praia de Barcarena

Na região de Itupanema (município de Barcarena), a linha de costa mostra uma sequência de praias pequenas, separadas por pontões rochosos, e instaladas sobre o baixo terraço (low terrace) muito curto, bordejado por um canal de maré profundo, atingindo a profundidade de até 25m (Figura 18, Prancha 15). O perfil 10 (Figura 18) mostra uma plataforma de abrasão, cuja largura foi de 15m (dezembro), e 13m (fevereiro). As praias (perfís 2, 4, 6, 7, 8, 9, Figura 18) mostram uma grande diferença ente fevereiro e dezembro. A largura alcança até 20m (Perfil 5) e recua para 12m (dezembro).

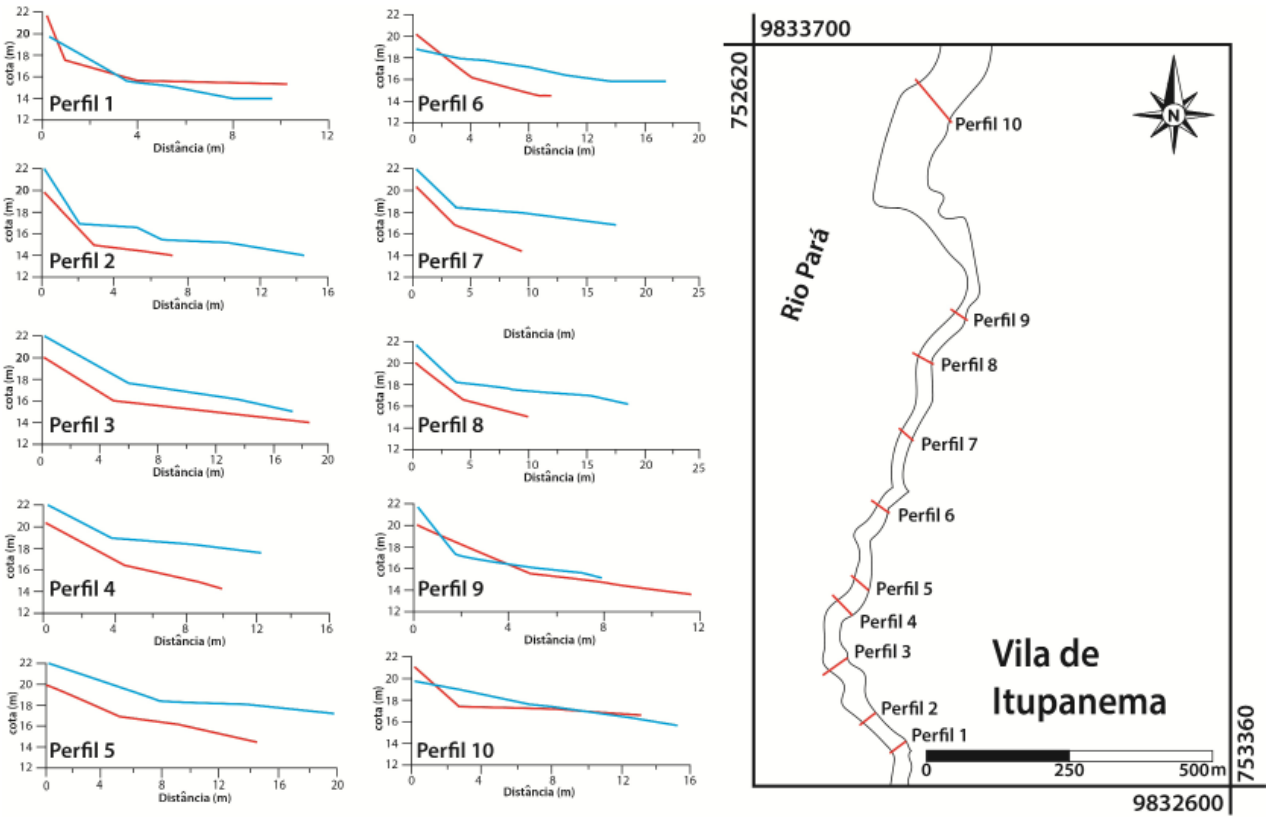


Figura 18
Perfis (1,2,3,4,5,6,7,8,9,10) da Praia de Itupanema (Barcarena)

As praias de Itupanema (Prancha 15) são recobertas por areias médias de pobre a moderadamente selecionadas, de aproximadamente simétricas a muito negativas e platicúrticas a mesocúrticas. O comportamento textural apresentou algumas variações entre os perfis praiais de dezembro e de fevereiro. Essas mudanças podem ser explicadas pelas variações de energia ao longo desta praia. Em dezembro ocorreu presença de areia fina (2,225) na zona de supramaré das praias (perfís 1, 5, 8, 9 e 10, Figura 18). Na zona de intermaré predominaram areias médias (1,693) nas praias (1, 2, 5, 6, 8, 9, 10, Figura 18) e areia grossa (0,8011) nas praias (perfil 1, 3, 4 e 7, Figura 16). Na zona de inframaré a média mostra areias finas na praia (perfil

1, Figura 18) e areias médias na maioria das praias (perfís 9 e 10, Figura 18) com areias grossas.

Durante fevereiro, a zona de supramaré ficou recoberta por areias finas nas praias (perfís 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, e 9, Figura 18), enquanto que nas demais houve a presença de areias médias (perfís 7 e 10, Figuras 18). O comportamento da média, mostra que existe um controle de sua distribuição ao longo da praia. Em dezembro os sedimentos ficaram mais grosseiros do que em fevereiro.

Selecionamento - Os sedimentos nas praias de Itupanema em dezembro variaram de pobremente a moderadamente selecionadas, com algumas partes na zona de supramaré sendo bem selecionadas. Na zona de supramaré, os sedimentos foram predominantemente bem (perfís 2, 5 e 9, Figura 18) a moderadamente selecionadas (perfís 1, 3, 4, 6, 7, 8 e 10, Figura 18). Em fevereiro, o desvio padrão dos sedimentos ficou semelhante ao do período de dezembro, com variação de moderadamente e pobremente selecionados e bem selecionadas na zona de supramaré (perf´s 1, 2, 3, 4,5, 6, 8 e 9, Figura 18).

Os valores entre 0,37< <0,48 indicam um ambiente de alta energia, portanto os valores encontrados nas praias de Itupanema indicam um ambiente de baixa energia.

Os sedimentos moderadamente selecionados que ocorrem na zona de intermaré podem ser oriundos da maior energia em que esta zona está submetida devido à presença das ondas na translação para maré alta nesta zona.

Em dezembro, o comportamento da assimetria das areias da praia de Itupanema variou desde valores muito negativos (-0,3299) e negativos nas zonas de intermaré e de inframaré a valores muito positivos (0,9344) na zona de inframaré (perfis 1 e 10, Figura 18), e ocorre nas zonas de supramaré sedimentos aproximadamente simétricos (-0,02434).

Em fevereiro, as areias desta mesma praia variaram de muito negativos (-0,3265), de negativos (-0,115) sendo confinados nas zonas de inter e inframaré, enquanto que areias aproximadamente simétricas foram encontradas na zona de supramaré (-0,03283) (Figura 18).

Os valores negativos da assimetria sugerem uma tendência á processos de erosão, e quando seus valores positivos, sugerem processos deposicionais. No caso das praias de Itupanema, são zonas sujeitas a erosão.

Os resultados indicam que as praias de Itupanema (município de Barcarena) são reflectivas.

Prancha 15 – Praias estuarinas em Barcarena

Fotos do acervo do GEMC



Prancha 15- Estampa 1
Subdivisões (supramaré, mesomaré e inframaré) na praia estuarina de Itupanema (município de Barcarena). (Foto Acervo do GEMC).



Prancha 15- Estampa 2
Proteção do terraço na praia de Itupanema (Acervo do GEMC).



Prancha 15- Estampa 3
Falésias esculpidas nos sedimentos do Grupo Barreiras na praia de Itupanema (Barcarena). (Acervo do GEMC).



Prancha 15- Estampa 4
Proteção com gabiões na praia de Itupanema. (Acervo do GEMC).



Prancha 15- Estampa 5
Praia de Itupanema. (Acervo do GEMC).



Prancha 15- Estampa 6
Ilhas de vegetação continental apontando o recuo da linha de costa em Itupanema. (Acervo do GEMC).

9. ÁREAS COM EROSÃO E ACRESÇÃO COSTEIRA

A Costa Atlântica do Salgado Paraense está sujeita a severos processos de erosão, acreção, e ainda alguns setores permaneceram sem mudanças. Nos setores Insular Estuarino e Continental Estuarino, a exemplo da Ilha do Mosqueiro e Barcarena, estudos indicam que os processos de erosão e de progradação nas praías estuarinas são cíclicos. Nos períodos chuvoso e seco, a princípio ocorre retrogradação praial e engordamento praial, respectivamente (El-Robrini, 2001, El Robrini *et al.*, no prelo).

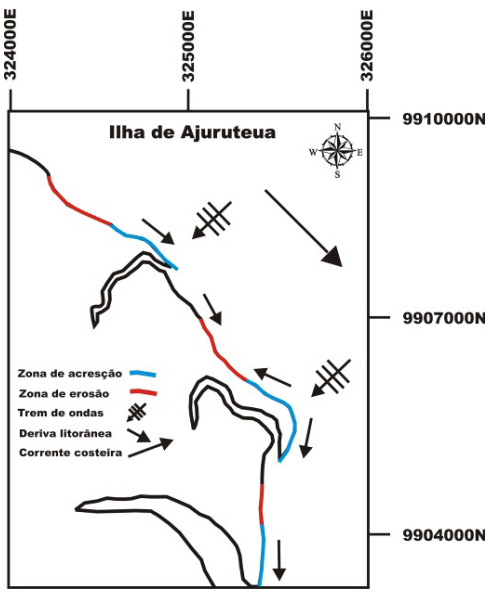


Figura 19
Célula de deriva litorânea proposta para a praia de Ajuruteua, com base na morfologia das feições costeiras (Geoindicadores)

A configuração da linha de costa, a presença de pontais arenosos, pontais rochosos, bem como a intercepção de canais de marés e estuários, podem ser utilizados como geoindicadores de erosão e acresção costeira, possibilitando a compreensão da deriva litorânea em diversos trechos da ZCEP (Figuras 19, 20, 21, 22, 23).

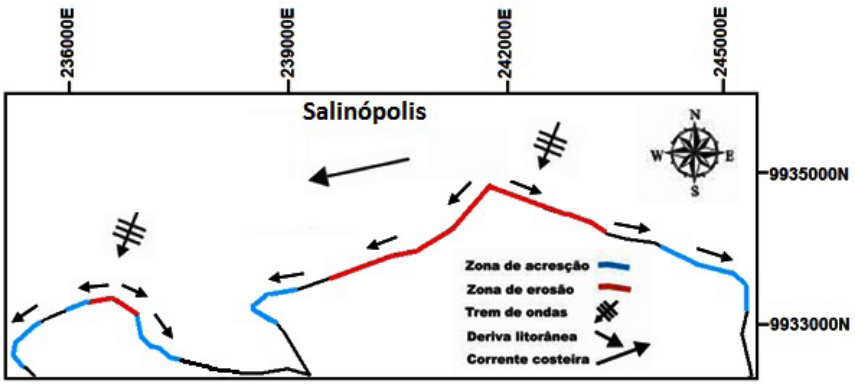


Figura 20
Célula de deriva litorânea proposta para as praias de Salinópolis, com base na morfologia das feições costeiras (Geoindicadores).

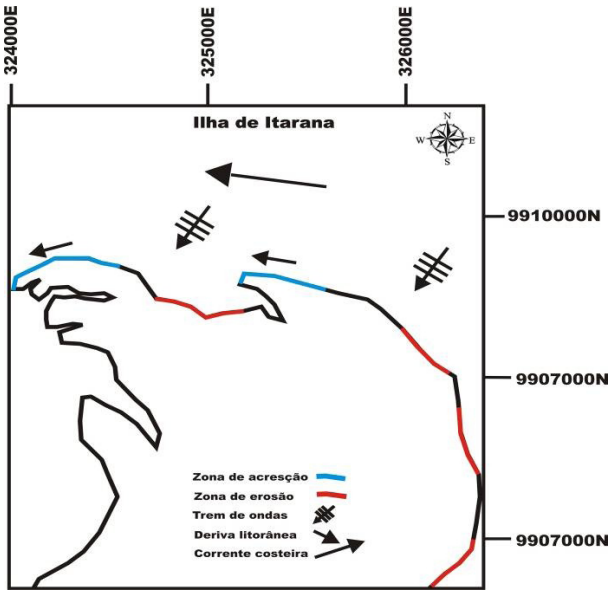


Figura 21 (esquerda)
Célula de deriva litorânea proposta para as praias da Ilha de Itarana, com base na morfologia das feições costeiras (Geoindicadores).

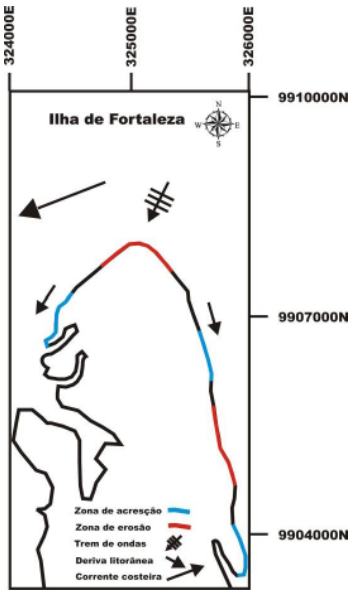


Figura 22 (direita)
Célula de deriva Litorânea proposta para as praias da Ilha de Fortaleza, com base na morfologia das feições costeiras (Geoindicadores).

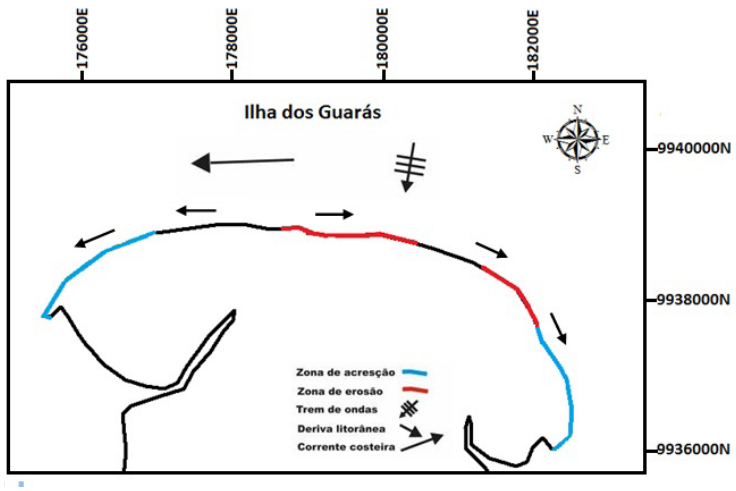


Figura 23
Célula de deriva Litorânea proposta para as praias da Ilha dos Guarás, com base na morfologia das feições costeiras (Geoindicadores).

9.1 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. Se o nível do mar subirá de acordo com as tempestades maiores e mais frequentes, as inundações costeiras, os efeitos de erosão serão exacerbados em zonas costeiras vulneráveis (Devoy, 2000). Pelo menos 70% das praias de areia ao redor do mundo estão em recessão (Bird, 1985). Nos Estados Unidos da América, em torno de 86% das praias barreiras da Costa Leste dos Estados Unidos têm sofrido erosão nos últimos 100 anos (Zhang *et al.*, 2016). A erosão generalizada também ocorre na Califórnia (Moore *et al.*, 1999) e no Golfo do México (Morton e McKenna, 1999). Segundo Cai *et al.* (2009), na China, a erosão costeira tornou-se uma preocupação importante para a evolução socioeconômica futura nas cidades costeiras. Recuo da costa em áreas baixas ao redor da península de Shandong tem sido muito acelerado (Zhuang, 1989), com máximo de 300m/ano na foz do rio Luanhe e média de 25m/ano (Qian, 1994).

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 entres 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 e Hesp (1982), Alves (2001), 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, e mostram 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.

Ranieri e El Robrini (2016) também enfatizam o efeito da ocupação desordenada na linha de costa do município de Salinópolis e constataram que o trecho de costa oceânica com maiores impactos ambientais localiza-se atualmente nas praias

do Farol Velho e de Atalaia, a partir da divisa com a praia anterior. Trata-se de um trecho classificado como em processo de urbanização, principalmente horizontal, e sem recuo característico, pois apresenta ocupação diretamente sobre a praia, principalmente por hotéis, pousadas e grandes casas de veraneio, com médio adensamento de construções.

Souza Filho e El-Robrini (1997) observaram que a posição geográfica da ZCEP (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 semi-diurnas, 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 praiais levantados na ZCEP indicam que as praias estão sendo afetadas por processos erosivos, decorrentes, principalmente, da ação das marés equinociais de sizígia, que amplificam a energia das ondas.

A erosão ocorre em todos os setores da costa, principalmente nos Setores Continental Estuarino e Insular Estuarino, porém no caso do Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense, as áreas mais prejudicadas são a central de cada ilha ou município (Figuras 01, 02), em função da forma normalmente arqueada da costa, sendo submetida a um forte processo hidrodinâmico, devido às fortes ondas com alturas de até 1,5m, e amplitude de maré de 6m, que expõem pousadas e casas de veraneio à intensa erosão.

Durante eventos de maré de sizígia, observa-se rompimento de campo de dunas frontais, formando leques de lavagem (*washover fan*) sobre a zona de supramaré (pós-praia). Segundo Souza Filho e Paradella (2001), o processo sedimentar responsável pelo recuo da linha de costa é relacionado à 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 consequente aumento do lençol freático, que aflora nas praias.

Os minerais pesados também têm sido utilizados como indicadores de erosão. Frihy e 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, 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 da ZCEP. A acumulação destes minerais ocorre, principalmente, na base das dunas frontais.

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

9.2 Acresção

Nos setores próximo às margens de muitos canais e estuários, deltas de maré vazante, funcionam como armadilha de sedimentos, propiciam o suprimento e a deposição dos mesmos, protegendo estes setores, 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 o período chuvoso.

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 praial. Segundo Souza Filho e Paradella (2001), um exemplo de processo de acresção é registrado na Ponta de Picanço (Bragança), onde a linha de costa migrou no período de 1972 a 1998 de 1.250m offshore. Ainda, segundo os mesmos autores, ilhas, a exemplo da Ilha de Maciel (Bragança) migrou de 1.000m 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 e ocorre no período seco (El-Robrini, 2001).

10. TAXAS DE EROSÃO/ PROGRADAÇÃO COM INCLUSÃO DE ÍNDICE DE MOBILIDADE

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

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

Alves *et al.* (2011, 2017) estudando as mudanças sazonais em perfis topográficos na praia de Ajuruteua mostram que a erosão ocorre, principalmente no período chuvoso (fevereiro-abril), no momento dos maiores eventos erosivos, que causam retração, rompimento ou destruição do campo de dunas frontais, destruição de construções e grande mobilidade de sedimentos no período chuvoso (Figuras 24, 25, 26, 27).

As marés, ondas e ventos são os agentes responsáveis pela erosão, e são estimulados pela variação sazonal climática, que se traduz pela movimentação dos sedimentos, pelas variações morfológicas no prisma praial e pelo modelamento fisiográfico da costa, interagindo conjuntamente e produzindo feições erosivas variáveis ao longo do tempo.

A ocorrência de erosão nesta praia evidencia a grande necessidade da implantação de um projeto integrado de engenharia costeira que vise uma solução técnica que permita corrigir os impactos ambientais decorrentes da erosão, que atenda à legislação vigente e às exigências dos órgãos ambientais em todas as esferas, e que leve em consideração as fragilidades ambientais e características desta praia. Fonseca *et al.* (2015) com base em dados de campo, relatos da população local e análise de imagens, consideram a orla da praia de Ajuruteua como área de Alto Risco a Muito Alto Risco a erosão costeira (Figura 28), caracterizada pela retração da linha de costa natural, ao mesmo tempo que provoca a destruição e desestruturação de moradias e estabelecimentos comerciais localizados próximos à praia, e no período de 2007 a 2014, estimou uma retração média de 25m, o que foi corrigido, posteriormente, por Alves *et al.* (2017) (Figuras 26, 27), que estimaram recuo efetivo em 56,2m no período de 2008 a 2016, com taxa de recuo anual de 7,1m, e significativas mudanças no volume sedimentar da ordem de 50m^3/m, para o mesmo período.

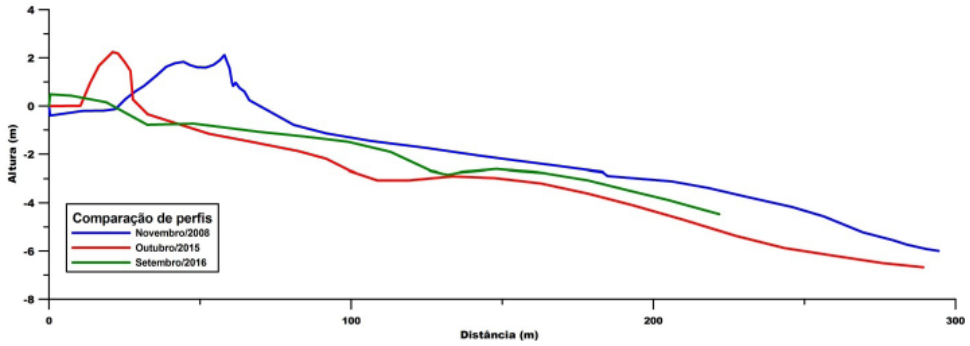


Figura 24
Retração de linha de costa no perfil 1 da praia de Ajuruteua (Bragança), no período de 11/2008 a 09/2016, com taxa de recuo de 7,1 m/ano e recuo efetivo de 56,2m (Alves *et al.,* 2017).



Figura 25
Erosão com rompimento de dunas frontais e mudança significativa do perfil praial na zona de intermaré no perfil 1 da praia de Ajuruteua (Bragança) (Alves *et al*., 2017).



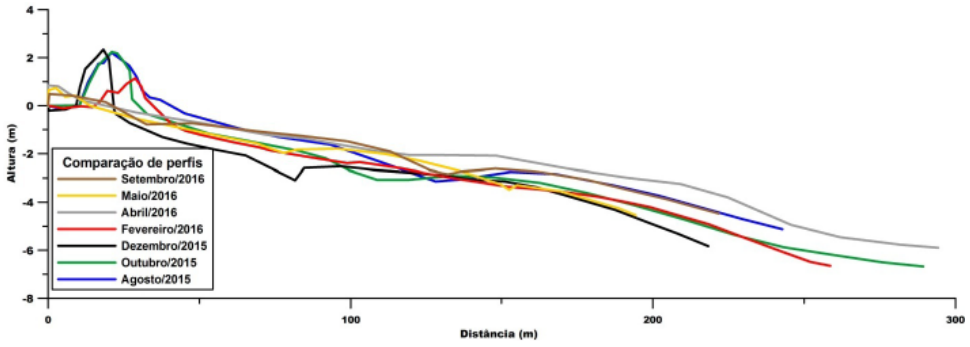


Figura 26
Imagens aéreas e perfis topográficos mostrando erosão com rompimento e destruição de dunas frontais e mudanças no perfil praial na zona de supramaré e intermaré no perfil 1 da praia de Ajuruteua (Bragança) (Alves *et al.*, 2017).

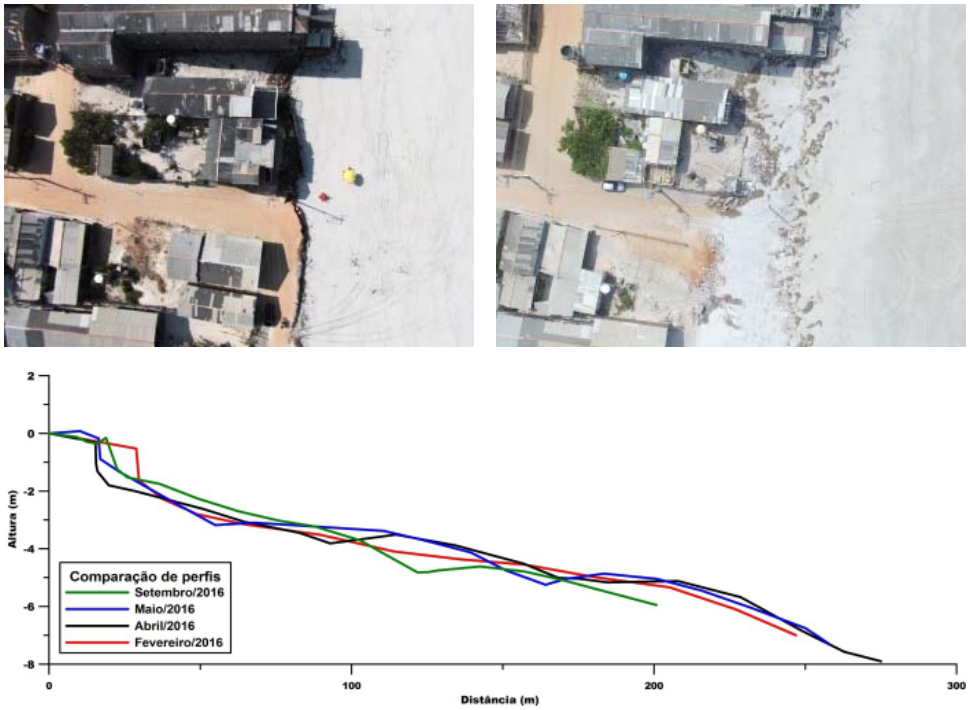


Figura 27
Imagens aéreas e perfis topográficos mostrando erosão com destruição de arruamento, de dunas frontais e mudanças no perfil praial na zona de supramaré e intermaré no perfil 4 da praia de Ajuruteua (Bragança) (Alves *et al.*, 2017).

Ranieri e El Robrini (2015), registraram taxas de erosão e de acresção em longo período para a costa oceânica do município de Salinópolis (Costa Atlântica do Salgado Paraense). A comparação de imagens do satélite Landsat entre 1988, 2001 e 2013, revelou as seguintes características para a área total estudada: (1) para o período de 25 anos, a variação média linear obtida foi de 116,23m, sendo somente o recuo médio linear de -42,25m, enquanto o avanço médio linear foi de 190,26m, indicando uma tendência mais progradacional da costa (Figura 29); (2) Para o período de 1988-2001, a taxa média de variação da linha de costa para todos os setores foi de 7,33m/ano, relacionada a um avanço médio de 95,57m. (3) Já para o período de 2001-2013, a taxa média de variação foi de 2,45m/ano, relacionada a um

Nota-se, contudo, que as maiores variações ocorreram nos extremos de cada faixa de praia, onde há maior deposição sedimentar. Conti e Rodrigues (2011) (Figura 30), Rodrigues e Souza Filho (2011), ambos na Ilha dos Guarás (Costa Atlântica do Salgado Paraense), também detectaram eventos predominantes de acresção costeira nos extremos das áreas estudadas. Nestes extremos, a tendência deposicional é mais claramente identificável e ocorre por serem zonas próximas às margens de estuários e canais de marés com presença de deltas de maré vazante na foz. Na parte ocidental da Ilha dos Guarás, por exemplo, conhecida como Ponta da Romana (Figura 30), os resultados mostram um avanço na linha de costa de até 1.300m no período de 1973 até 2011, com uma taxa anual acumulada acima de 35m por ano no total (Conti e Rodrigues, 2011).

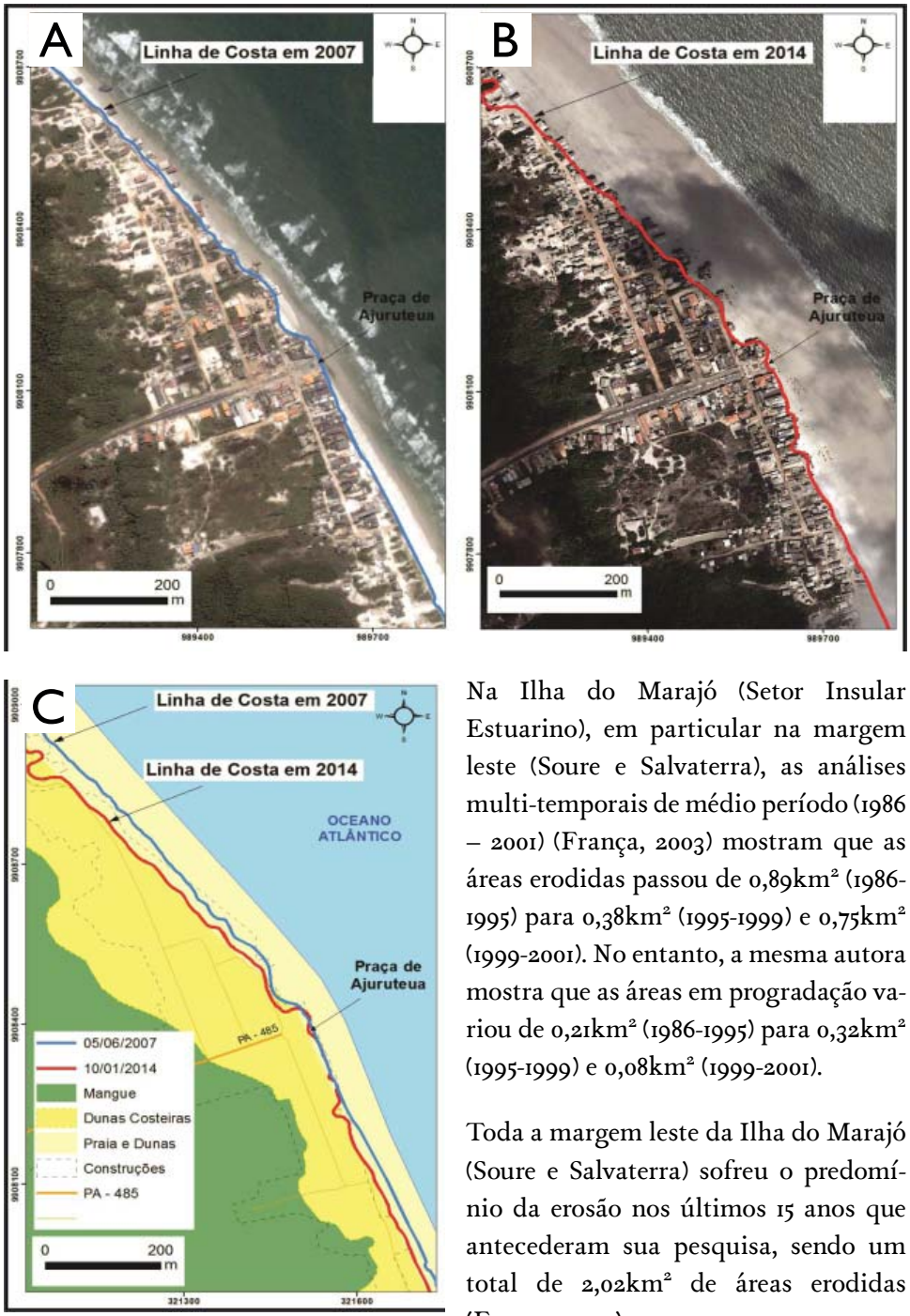


Figura 28
Linha de costa da praia de Ajuruteua em 2007 (a) e em 2014 (b); e retração de linha de costa da praia de Ajuruteua no período de 2007 a 2014 (c) (Fonseca *et al.,* 2015).

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

Toda a margem leste da Ilha do Marajó (Soure e Salvaterra) sofreu o predomínio da erosão nos últimos 15 anos que antecederam sua pesquisa, sendo um total de 2,02km² de áreas erodidas (França, 2003).

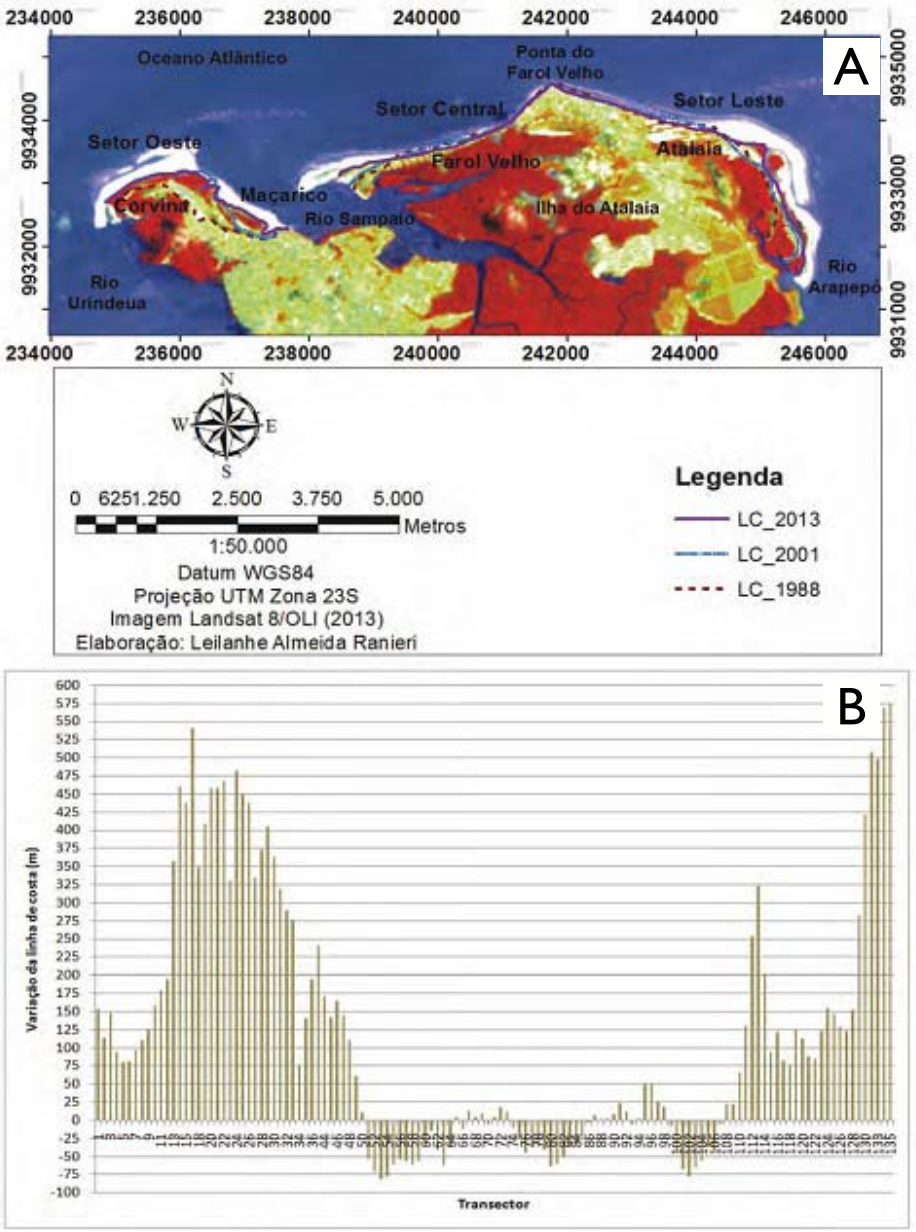


Figura 29
Mudanças temporais na posição da Linha de Costa (LC) nos setores Oeste (praias da Corvina e Maçarico), Central (praia do Farol Velho) e Leste (praia do Atalaia) (A), variações lineares na posição da LC entre os anos de 1988 a 2013 (B). Valores positivos indicam acresção e negativos indicam erosão (Ranieri e El Robrini, 2015).

Na Ilha do Mosqueiro (Setor Continental Estuarino), verificou-se que as praias estuarinas do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso (Figura 17), situadas à N/NE da Ilha, apresentaram episódios de perdas e ganhos 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 17), 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 setem-

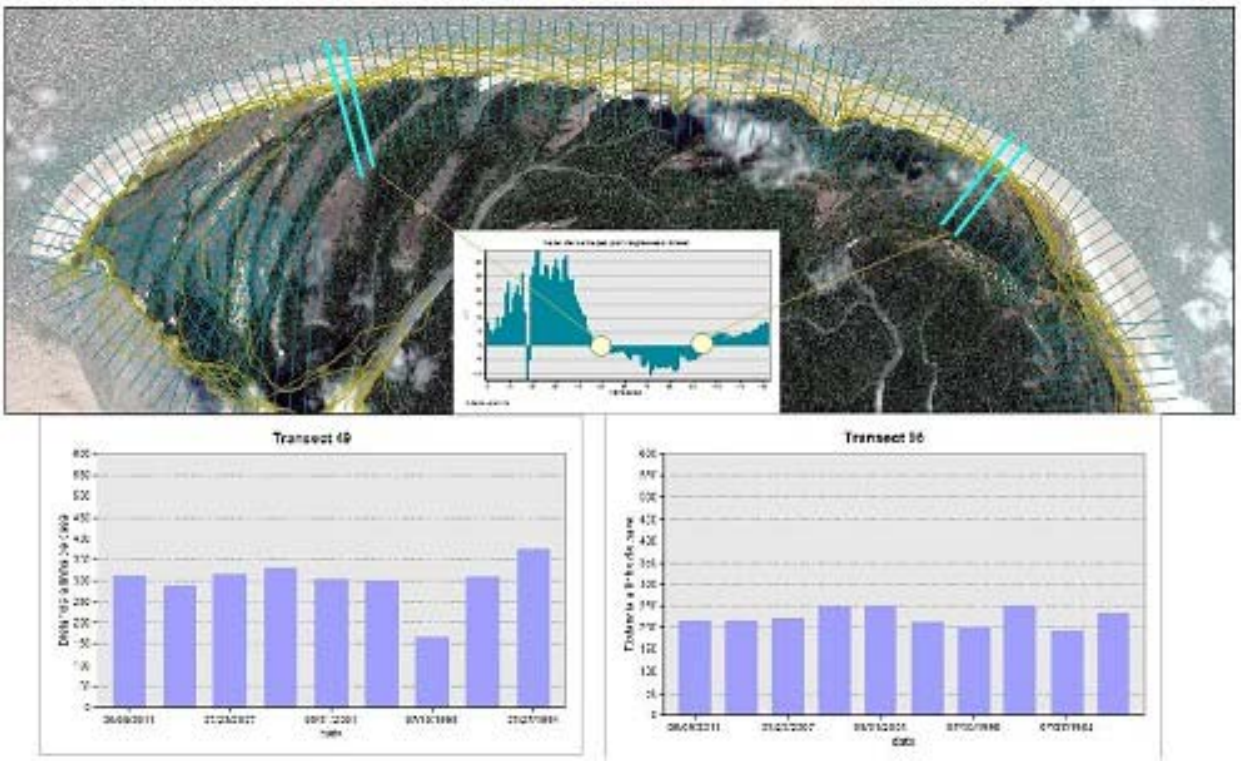


Figura 30
Áreas limítrofes entre as zonas de acreção e erosão. O gráfico central mostra a tendência de regressão linear de avanço/recuo da linha de costa e os gráficos inferiores mostram a variação da distância entre a linha de costa e a linha de base em cada imagem (Conti e Rodrigues, 2011).

bro, menos chuvoso, menor energia, e 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 alguma troca de sedimentos entre as mesmas. Nas praias do Ariramba, São Francisco, Marahu e Paraíso (Figura 17), 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 17), 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 17), situadas na porção mais baixa da ilha (S-SW).

Na ilha de Cotijuba, no período de 1984-2012, a linha de costa sofreu moderadas variações: acréscimo de 80m de extensão (praia do amor) e 100m (praia da Saudade) ao W, e erosão de 38m de extensão ao SW, 50m próximo ao porto da cidade (SE) e 80m ao NE da ilha (Rodrigues e Ramos, 2013).

11. CONCLUSÃO

A síntese dos trabalhos (dissertações de mestrado, teses de doutorado, artigos publicados) permitiu obter um cenário regional atual 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 trechos reagem de uma maneira diferente os 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 – onde localiza-se a 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 – onde localiza-se ilhas continentais, tais como a Ilha do Mosqueiro (Figuras 01 e 08) está estruturado da seguinte forma, de acordo Costa e El-Robrini (1992): (i) ao Norte/Nordeste, ocorrem os terraços aluviais (Pleistoceno) 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 variadas unidades e sub-unidades que compõem o cenário da ZCEP. A plataforma continental interna é ocupada por importantes estruturas arenosas móveis, orientadas NE-SW, o mesmo sentido das correntes de marés. Segundo El-Robrini (1990) e El-Robrini *et al.* (1992, 2012), 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 180m/ano 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 até 1,5m e 5m (macro-maré) na zona oceânica e até 1m e 3m (meso-maré) na zona estuarina.

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 que podem alcançar mais de 1 km e são dissipativas ou intermediárias com banco e calha (*ridge* e *runnel*) e as segundas são menos largas e geralmente apresentam-se sob forma de enseadas, sendo que a largura vai diminuindo em direção aos pontões e são definidas com reflectivas, dissipativas e intermediárias *low tide terrace*.

Nos trechos costeiros e estuarinos, em particular nos locais estudados, se pode observar tendências erosivas e de acresção. A tendência erosiva ocorre principalmente nos Setores Continental Estuarino e Insular Estuarino, porém, no caso do Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense, verifica-se numerosos trechos com tendência de acresção costeira. Na Ilha do Atalaia, por exemplo, no período de 1988 à 2013, a variação média linear obtida foi de 116,23m, sendo somente o recuo médio linear de -42,25m, enquanto o avanço médio linear foi de 190,26m, indicando uma tendência mais progra-dacional da costa.

Na Ilha do Mosqueiro, os eventos erosivos e de acresção 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 18,50m (período seco) para 6,62m (chuvoso). Na Ilha do Marajó, tanto na margem Leste, como na margem Norte, os trabalhos apontam também recuo e acresção das praias estuarinas.

Com base nas diversas pesquisas realizadas na ZCEP, pode-se verificar inicialmente, apesar das diversas evidências erosivas nas praias, que no setor 1, a acumulação é moderada; entretanto, nos setores 2 e 3, a erosão predomina.

REFERÊNCIAS

ARAÚJO JR.; W. P.; ASP, N. E., Hydrodynamic Connectivity between two macrotidal amazonian estuaries. **Journal of Coastal Research**, Special n. 65: p. 1086-1091. 2013.

AB'SABER, Aziz Nacib. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.

ABREU, M. W. M. **Aplicação do Modelo Hidrodinâmico no Estuário do rio Caeté (NE do Pará)**. Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. [S.l.]: [s.n.], 2008. 174 p. Dissertação de Mestrado.

AB'SABER, Aziz Nacib. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969.

ALONGI, D. M.; BOTO, K. G.; TIRENDI, F. Effect of exported mangrove litter on bacterial productivity and dissolved organic carbon fluxes in adjacent tropical nearshore sediments. **Mar Ecol Prog Ser.** [S.l.], v.56, p. 129-140. 1989.

ALVES, A. C. **Características Hidrodinâmicas da Plataforma Interna do Nordeste Paraense**. [S.l.]: CPGF, 2013. 40 p. Dissertação de Mestrado.

ALVES, M. A. M. S.; EL-ROBRINI, M. Morfodinâmica da Praia de Ajuruteua – NE do Pará. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2; CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9; CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DOS PAÍSES DE LÍNGUA IBÉRICAS, 2; CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6. 2003. **Resumos Expandidos**. Curitiba, Paraná: [s.n.], 2003. p. 142-146.

ALVES, M. A. M. S. et al. Mesoscale Morphological Changes and Beach Erosion on Ajuruteua macrotidal Beach. **Journal of Coastal Research**, Bragança, Pará, Brazil. 2017. Submetido.

ALVES, M. A. M. S. **Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajuruteua - NE do Pará.** [S.l.]: PPGG, UFPA. 2001. 110 p. Dissertação de mestrado.

ANTHONY, E. J. et al. The Amazon-influenced mud-bank coast of South America: an overview of short- to long-term morphodynamics of 'inter-bank' areas and chenier development. **Journal of Coastal Research**, Szczecin, Poland. SI 64. 2011. (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium). ISSN 0749-0208.

ARANHA, L. G. F. et al. Origem e Evolução das Bacias de Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P.E. MILANI, E.J. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares.** Rio de Janeiro:Petrobrás. 1990. p. 221-233.

AUGUSTINUS, P. G. E. F. Cheniers and Chenier Plains: A General Introduction. **Marine Geology**, [S.l.], v. 90, p. 219-229. 1989.

BARBOSA, G.V.; PINTO, M. N. Geomorfologia da Folha SA-23 (São Luís) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In: BRASIL. **Projeto Radam Brasil**. Rio de Janeiro: [S.N], cap.2, 1973. p. 3-26.

BARBOSA, L. P. F. **Aplicação da modelagem hidrodinâmica na circulação do estuário do rio maracanã (NE do Pará)**. [S.l.]: CPGG, 2008. 154 p. Dissertação de mestrado.

BEARDSLEY R.C.J.; et al. The M2 tide on the Amazon shelf. Journal of Geophysical Research, [S.l.], v. 100, p. 2283-2320. 1995.

BEMERGUY, R.L. E**studo Sedimentológico dos Paleocanais da Região do Rio Paracauari, Ilha do Marajó - Estado do Pará**. Belém (PA): NCGG-UFPA, 1981. 95 p. Dissertação de Mestrado.

BEMERGUY, R.L. et al. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E. L.; VASQUES, M. L.; ROSA, L.T., COSTA (eds.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte. 2002. p. 245-258.

BIRD, E. C. F. **Coastline changes: a global review.** Chichester: John Wiley-Interscience, 1985. 219 p.

BÖCK, C.S. **Influência da Morfologia do Fundo na Hidrodinâmica da Baía de Guajará (Pará).** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro,115p. 2010. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE.

BUYNEVICH, I. V. et al. Rapid coastal dune migration into temperate and equatorial forests: optical chronology of imaged upper slipface strata. **Journal of Coastal Research,** Szczecin, Poland,SI 64. 2011. (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium). ISSN 0749-0208.

CAI, F. et al. Coastal erosion in China under the condition of global climate change and measures for its prevention. **Natural Science**. [S.l.], v.19, p. 415-426, 2009.

CERKOWNIAK, G. R.; OSTROWSKI, R.; STELLA, M. Wave-Induced sediment motion beyond the surf zone: case study of Lubiatowo (Poland). **Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics**, [S.l.], v. 62, n. 1-2, p.27-39. 2015. DOI: 10.1515/HEEM-2015-00017 © IBW PAN .

CONTI, L.A.; RODRIGUES, M. Variação da Linha de Costa na Região da Ilha dos Guarás - PA através de análise de série temporal de imagens de satélites. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [S.l.], v. 5, p. 922-937. 2011.

COSTA, A. C. L.; RIBEIRO, J. B. M.; FILHO, J. D. C. **Estudo micrometeorológico em manguezais.** Belém, Pará: MADAM/UFPA/ZMT. 9 p. 1996. Projeto de Pesquisa.

COSTA, J. B. S. et al. Aspectos da tectônica cenozóica na região do Salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. 1991. **Resumos Expandidos**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991. p. 156-165.

COSTA, J. B. S. et al. Tectonic and Paleogeography of the Marajó Basin, Northern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 74 (3): p. 1-13. 2002.

COSTA, J. L. et al. **Projeto Gurupi**. v.1. Belém: DNPM/CPRM. 1977. 258 p. Relatório Final.

COSTA, W.J.P.; EL ROBRINI, M. **Evolução morfo-estrutural da Ilha do Mosqueiro. Baía do Marajó.** Norte-Brasil: UFPA/CG/PROMAR.1992. 18 p. Relatório Técnico Científico Final

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM) - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geodiversidade do Estado do Pará Programa Geologia do Brasil**. [s.L.]: [S.N.], 260 p. 2013. Levantamento da Geodiversidade.

DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). **Mapa Hidrográfico Brasil, Costa Norte**: Salinópolis a Belém: DHN. 1 mapa. Escala, 1:200.000. 1980.

DEVOY, R. J. N. Implications of sea level rise for Ireland. In: PROCEEDINGS OF THE SURVAS EXPERT WORKSHOP, 2000. ZMK University of Hamburg: [s.n.], 2000. p. 33-46. doi:10.1175/1520-0485 (2002)032<1058:NBCRGA>2.0.CO;2.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. 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**, [S.l.], v. 13 (2), p. 98-105. 1983.

DUNCAN, J. R. The effects of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. **Marine Geology**, [S.l.], v. 2, p. 186-197. 1964.

EL ROBRINI, M.; BARBOSA, L. P. F. Forçantes Oceanográficas na Foz do Estuário do Rio Pará (Baía do Marajó), In: EL ROBRINI, M. (org), **A Foz do Rio Pará (Amazônia Oriental)**: Oceanografia, Meio Ambiente e Governança Ambiental. Belém: Alvez, 2012, v. 1, p. 71-105.

EL ROBRINI, M. et al. **Morfodinâmica de Praias Estuarinas Influenciadas por Macro-Maré na Ilha do Marajó** (Amazônia Oriental). No prelo.

EL-ROBRINI, M. **Evidences of a paleo-golfe on the Pará continental shelf**. La Plata. Argentine: PICG 274. Nov. 1990. p. 23. Abstracts Volume.

EL-ROBRINI, M. Unidades Geomorfológicas de uma Planície Costeira Tropical, dominada por Macro-Maré: o caso de Curuçá, In: EL ROBRINI, M. (org), **A Foz do rio Pará (Amazônia Oriental)**: Oceanografia, Meio Ambiente e Governança Ambiental. Belém: Alvez, 2012, v. 1, p.151-167.

EL ROBRINI, M. Comportamento Multitemporal (1985-2010) da Linha de Maré Alta (LMA) da Ilha dos Guarás - Planície Costeira de Curuçá. In: EL ROBRINI, M. (org), **A Foz do Rio Pará (Amazônia Oriental)**: Oceanografia, Meio Ambiente e Governança Ambiental. Belém: Alvez, 2012, v. 1, p.169-175.

EL ROBRINI, M. Morfologia e Sedimentação de Fundo na Baía do Marajó e na Plataforma Continental Interna Rasa: Influenciadas por Macro-Maré. In: **A Foz do Rio Pará (Amazônia Oriental):** Oceanografia, Meio Ambiente e Governança Ambiental. Belém: Alvez, 2012, v. 1, p. 177-186.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Estimativas de população. 01 jul 2014.

EWEL, K. C.; TWILLEY, R. R.; ONG, J. E. Different Kinds of Mangrove Forests Provide Different Goods and Services. **Global Ecology and Biogeography Letters,** [S.l.], v. 7, n. 1, p. 83-94. 1998. Biodiversity and Function of Mangrove Ecosystems

EL-ROBRINI, M. et al. The Brazilian Northern Shelf: Physiography and Sedimentation. In: CONGRESO DE CIENCIAS DEL MAR, 6, 1 al 5 de diciembre de 2003. **La Habana, Cuba, bajo el lema:** El mar y las costas: elementos fundamentales del desarrollo social. [S.l.]: [s.n.], 2003a. MarCuba'2003.

EL-ROBRINI, M. et al. A Plataforma Continental Norte Brasileira: Fisiografia e Sedimentação. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 20. 16-20 nov. 2003, Fortaleza. [**Trabalhos apresentados**]. Fortaleza: [s.n.], 2003b.

EL-ROBRINI, M. et al. Deposição e assoreamento das rias do nordeste do estado do Pará - Brasil. In: CONGRESSO GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. **Anais**, Sessões Técnicas, SBG, v. 2. São Paulo: [s.n.], 1992. p. 79-80.

EL-ROBRINI, M.H.S. **Variabilidade morfológica e sedimentar de praias estuarinas da Ilha do Mosqueiro.** Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências. 2001. 85 p. Dissertação de Mestrado

FUNDAÇÃO DE ESTUDOS DO MAR (FEMAR). **Catálogo das estações maregráficas do Brasil.** 1997. Disponível em: <www.femar.com.br/biblioteca/bem/indice.html>. Acesso em: 15 mar. 2003.

FARIAS, D. R. V**ariabilidade Morfológica das praias estuarinas da Ilhas de Outeiro.** [S.l.]: UFPA. 2003. 100 p. Dissertação (Mestrado em CPGG/ UFPA).

FERREIRA, C. S. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. 1982. **Anais**. Belém: SBG. 1, 1982. p. 84-88.

FERREIRA, G. P. **Caracterização Hidrodinâmica e do Transporte de Sedimentos na região Fluvio-Estuarina do rio Paracauari - Ilha de Marajó - Pará.** Universidade Federal de Pernambuco Centro de Tecnologia e Geociências. 2013.104 p. Dissertação de mestrado.

FLAGG, C.N.; GORDON, R.L.; MCDOWELL, S. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the western Equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, [S.l.], v. 16, p.1412-1429. 1986.

FONSECA, C.A. et al. **Estudo numérico dos vórtices emitidos pela corrente norte do Brasil.** Laboratório de Modelagem dos Oceanos (Lab. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2000.

FONSECA, D. D. F.; CONCEIÇÃO, R. A. C.; ASP NETO, N. E. **Ação emergencial para delimitação de áreas em alto e muito alto risco a enchentes e movimentos de massa em Bragança - Pará**. [S.l.]: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Departamento de Gestão Territorial (DEGET), SUREG-BE. 2015. 37 p.

FRANÇA, C. F. **Análise morfológica da porção oriental dos municípios de Soure e Salvaterra, Ilha do Marajó-PA.** Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências. 2003. 144 p. Tese de Doutorado.

FRATANTONI, D. M.; GLICKSON, D. A. **North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS** 2002.

FRIHY, O. E.; KOMAR, P. D. Long-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of Nile delta, Egypt. **Marine Geology**, [S.l.], v. 115. p.253-261. 1993. Galinhas, Pernambuco, Brazil: 19-24.

GEYER, W.R. et al. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v.16, p. 575-616. 1996.

GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na região bragantina, nordeste do estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Camboriú. **Anais**. Camboriú: SBG, 1980. v. 2. p. 766-771.

GÓES, A.M. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no NE do Pará e NW do Maranhão**. Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências. 1981. 55 p. Dissertação de Mestrado.

GUZA, R. T.; INMAN, D. L. Edge waves and beach cusps. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 80 (21), p. 2997-3012. 1975.

IGREJA, H.L.S. **Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do NE do estado do Pará**. Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências. 1991. 192p. Tese de Doutorado.

INMAN, D. L.; NORDSTRÖM, C. E. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **Journal of Geology,**[S.l.], v. 79, p. 1-21. 1971.

INNOCENTINI, V.. et al. Marulhos no litoral norte do Brasil geradas por furacões: Caso 24 de outubro de 1999. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11. 16-20 out. 2000. Rio de Janeiro. [**Trabalhos apresentados**]. [S.l.]: Rio de Janeiro, 2000. 10 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Estimativa Populacional**. 1 jul. 2013.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Estimativas Da População, 2014**. 1 jul. 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo Populacional 2010.** 29 nov. 2010.

JOHNS, W.E. et al. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, [S.l.], v. 28(1), p.103-128. 1998.

KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. Englewood Cliffs. New Jersey: Prentice Hall Editors. 1976. 429 p.

KOMAR, P. D. **Handbook of Coastal Processes and Erosion**. Florida: CRC Press, 1983. 297 p.

LEITE, W. S. **Estratigrafia de dunas costeiras de Salinópolis/Pa em associação com variações pluviométricas.** Universidade Federal do Pará: Instituto de Estudos Costeiro, 2010. 66 p. Dissertação de Mestrado

LUEDMANN, E. F. Preliminary results of drift-bottle releases and recoveries on the western tropical Atlantic. **Bol. Inst. Oceanogr.,** [S.l.], v. 16 (1), p. 13-22. 1967.

MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 39(1), p. 42-54. 2009.

MACNAE, W. A general account of the fauna and flora of mangrove swamps and forests in the IndoWest-Pacific region. **Advances in Marine Biology**, [S.l.], v. 6, p. 73–270. 1968.

MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Rev Bras Geoc**, [S.l.], v. 39, p. 1-13. 2009.

MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The effects of the tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 9 (3), p. 785-800. 1993.

MENEZES, M. P. M.; BERGER U.; MEHLIG, U. Mangrove vegetation in Amazonia: a review of studies from the coast of Pará and Maranhão States, north Brazil = Vegetação de manguezais na Amazônia: uma revisão dos estudos da costa dos Estados Pará e Maranhão, norte do Brasil. **Acta Amazônica** [online], v. 38, n. 3, p. 403-420. 2008. Print version ISSN 0044-5967. On-line version ISSN 1809-4392.

METCALF, W. G. Shallow currents along the northeastern coast of South America. **Journal of Marine Research**, [S.l.], v. 26, p. 232-243. 1968.

MICHEL, D.; HOWA, H. L. Short term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 15 (2), p. 429-437. 1999.

MINISTÉRIO DE MEIO AMBIENTE. **Perfil dos Estados Litorâneos do Brasil:** Subsídios à Implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. Brasília: [s.n.], 1996. 301 p. Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro - PNGC. Coordenações Estaduais do Gerenciamento Costeiro. Programa Nacional do Meio Ambiente.

MOORE, L. J.; BENUMOF, B. T.; GRIGGS, G. B. Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego counties, California. **J Coastal Res**, [S.l.], v. 8, p. 121–139. 1999.

MORTON, R.A; MCKENNA, K.K. Analysis and projection of erosion hazard areas in Brazoria and Galveston counties, Texas. **J Coastal Res**, [S.l.], v. 28, p. 106–120. 1999.

PEDREROS, R.; HOWA, H. L.; MICHEL, D. Application of grain-size-trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. **Marine Geology**, [S.l.], v. 135, p. 35-49. 1996.

PEREIRA, S. W. M. **Mapeamento plani-altimétrico e morfo-topográfico da microregião do Salgado paraense a partir de procedimentos fotogramétricos**. Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências, 1995. 126 p. Dissertação de Mestrado.

PINHEIRO, R. V. L. **Estudo hidrodinâmico e sedimentológico do estuário Guajará-Belém (PA)**. Universidade Federal do Pará: Centro de Geociências. 1987. 152 p. Dissertação de Mestrado.

PRESTES, Y. O. **Interações Físicas entre o Estuário do rio Pará e a Plataforma Continental no Norte do Brasil.** Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. 2016. 122 p.

PRESTES, Y. O. et al. Volume transport in the tidal limit of the Pará River, Brazil. Proc. In: PHYS. ESTUARIES COAST. SEAS CONF., 17. 2014. Porto. [**Trabalhos apresentados**]. Porto: [s.n.], 2014.

QIAN, C. L. Effects of the water conservancy projects in the Luanhe River basin on the Luanhe River delta. **Acta Geogr Sin**, [S.l.], v. 49 (2), p. 158-166. 1994.

RANIERI, L. A.; EL-ROBRINI, M. Comportamento morfodinâmico sazonal da Praia da Romana, Ilha dos Guarás (Nordeste do Pará), como indicativo do transporte litorâneo da área. **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 39(3), p. 231-246. 2012.

RANIERI, L. A. **Morfodinâmica e transporte de sedimentos na Praia da Romana, Ilha dos Guarás (Nordeste do Pará).** Universidade Federal do Pará: Instituto de Geociências, 2011. 137 p. Dissertação de Mestrado.

RANIERI, L. A. **Morfodinâmica costeira e uso da orla oceânica de Salinópolis (Nordeste do Pará).** Instituto de Geociências: Universidade Federal do Pará, 2014. 195 p. Tese de Doutorado.

RANIERI, L. A.; EL-ROBRINI, M. Evolução da linha de costa de Salinópolis, Nordeste do Pará, Brasil. **Pesquisas Em Geociências**, [S.l.], v. 42(3), p. 207-226. 2015.

RANIERI, L.R.; EL-ROBRINI, M. Quantificação de sedimentos transportados por correntes nas praias oceânicas de Salinópolis, Nordeste do Pará, Brasil. **Geociências**, São Paulo, v. 35, n. 3, p. 457-471. 2016. UNESP.

ROCHA, A. S. **Caracterização Física do Estuário do rio Mojuim em São Caetano de Odivelas - PA.** Universidade Federal do Pará: Programa de Pós Graduação em Geofísica, 2015. 50 p. Dissertação de Mestrado em Geofísica Marinha.

RODRIGUES, S.W. P.; RAMOS, E. M. L. S. Detecção de Mudança do Litoral da Ilha de Cotijuba, Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, 16., 2013. Foz do Iguaçu. **Anais.** Foz do Iguaçu, PR, Brasil: [s.n.]. 13-18 abr. 2013, INPE: 6953-6960.

RODRIGUES, S.W. P.; SOUZA FILHO, P.W. M. Análise da variação da linha de costa a noroeste do Estado do Pará (Baía de Curuçá) através das imagens Landsat TM e ETM+ e CBERS 2B. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., Curitiba. 2011. **Anais**. Curitiba: [s.n.], 2011. p. 5061.

ROSSETTI, D. F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 14, n. 1, p. 77-89. 2001.

RANIERI. L. A.; EL-ROBRINI M. Avaliação experimental de métodos de armadilhas de sedimentos para determinação do transporte costeiro da Praia da Romana, Ilha dos Guarás (Nordeste do Pará). **Geociências**, [S.l.], v. 31, p. 103-116. 2012.

RAO, N. S. et al. **An Economic Analysis of Ecosystem-based adaptation and Engineering options for Climate Change Adaptation in Lami Town, Republic of the Fiji Islands**. A Technical Report by the Secretariat of the Pacific Regional Environment Programme. Apia, Samoa. 2013. 62p.

RICHARDSON, P. L. et al. North Brazil Current retroflection eddies. **Journal Of Geophysical Research**, [S.l.], v. 99, n. 6, p. 997-1014. 1994.

RODRIGUES, S.W. P.; RAMOS, E. M. L. S. Detecção de Mudança do Litoral da Ilha de Cotijuba, Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, 16., 2013. Foz do Iguaçu. **Anais** Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13-18 abr. 2013, INPE: 6953-6960.

ROSÁRIO, R. P. **Análise de Processos Oceanográficos no Estuário do rio Pará.** UFPA, CPGF. 2016. 137 p. Tese de Doutorado.

ROSSETTI, D. F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. **Sed Geol**, [S.l.], v. 133, p. 295-324. 2000.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A passagem do Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, Maranhão. In: Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Truckenbrodt, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú.** Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001. p. 47-67.

ROSSETTI, D.F. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sediment. Geol.**, [S.l.], v. 169, 2004. p.151-174.

ROSSETTI, D.F.; GOES, A.M. Late Quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, [S.l.], v. 80, n. 3, p. 579-593. 2008. ISSN 0001-3765. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652008000300017>. Ultimo acesso em 12 out. 2018.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Imaging Upper Tertiary to Quaternary deposits from northern Brazil applying ground penetrating radar. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 31, 2001. p. 195-202. 2001.

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. Ground Penetrating Radar: Application in Cenozoic Deposits at the Outeiro Island, PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7. Belém. SBG. 2001a.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W. E GÓES, A. M. Estudo Paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, Nordeste do Pará. **Boletim do Museum Paraense Emílio Goeldi (Ser. Bot.)**, [S.l.], v. 4, p.133-154. 1989.

SÁ, J. H. S. Contribuição à geologia e aos sedimentos terciários e quaternários da região bragantina. **Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro**, [S.l.], v. 3, p. 21-36. 1969.

SANTOS, A. S. DOS **Modelagem Matemática do Sistema Estuarino dos rios Mojuim e Mocajuba (Pará-BR) Belém-Pa.** Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2016. 61p. Dissertação de mestrado.

SAWCZYŃSKI, S.; KACZMAREK, L. M. Sediment Transport In the Coastal Zone. **Technical Sciences**, [S.l.], v. 17(2), p. 165-180. 2014.

SEYMOUR, R.J.; CASTEL, D. Modeling cross-shore transport. In: SEYMOUR, R.J. **Nearshore Sediment Transport**, New York, N.Y.: Plenum Press, 1989. p. 387-401.

SHORT, A. D. Three dimensional beach stage model. **Journal of Geology**, [S.l.], v. 87, 1979. p. 553-571.

SHORT, A. D. Morphodynamics of a macrotidal beach. **Marine Geology**, [S.l.], v. 50, 1982. p. 97-128.

SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, [S.l.], v. 48, 1982. p. 259-284.

SHORT, A. D.; MASSELINK, G. Embayed and Structurally Controlled Beaches. In: Short, A.D. (Ed.) **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. NJ, USA: John Willey and Sons, 1999. p. 230-250.

SASEKUMAR, A. et al. Mangroves as Habitat for Fish and Prawns. **Hydrobiologia** [S.l.], v. 247, 1992. p.195-207.

SILVA JR. O. G. **Morfo-Estratigrafia da Planície Costeira do Município de São José de Pirabas (Porção NW) - NE do Pará.** Universidade Federal do Pará. 1997. Dissertação.

SILVA, M.G.L. et al. Shoreline changes in the Pescadores Estuarine beach, Bragança Coastal Plain, Northern Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PRAIAS ARENOSAS, 1., Itajaí, 2000. **Anais**, Itajaí: ABEQUA. 2000. p. 184-185.

SOUZA FILHO, P.W. M.; TOZZI, H.A. M.; EL-ROBRINI, M. Geomorphology, land-use and environmental hazards in Ajuruteua macrotidal sandy beach, northeastern Pará, Brazil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PRAIAS ARENOSAS, 1., **Anais**, Itajaí: [s.n.]. 2000.

SOARES, A.V. JR. A F**ragmentação do Gondwana na região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico.** , Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 2007. 82 p. Tese de doutorado.

SOARES JR. A.V.; COSTA, J. B. S., HASUI, Y. **Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil**: Três fases distensivas. São Paulo, UNESP, Geociências. 2008.

SOARES JR. A.V.; HASUI, Y.; BAMERGUY, R. L. O Rio Amazonas In: **Geologia do Brasil.** Ed. São Paulo: Beca, v.1, p. 611-622. 2012.

SOUZA FILHO, P.W. M. A**nálise Multitemporal e Multisensor (TM Landsat e Radarsat) da Dinâmica de Ambientes Costeiros dominados por macromaré na Planície Costeira Bragantina-Pará.** Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. UFPA. 2001. Tese de Doutorado em Geociências.

SOUZA FILHO, P.W. M.; EL-ROBRINI, M. A morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfosedimentares da planície costeira bragantina – nordeste do estado do Pará (Brasil). **Geonomos**, [S.l.], v. 4 (2), p. 1-16. 1997.

SOUZA FILHO, P.W. M.; EL-ROBRINI, M. 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, [S.l.], v. 10, p. 45-78. 1998.

SOUZA FILHO, P.W. M.; PARADELLA, W. R. Synthetic Aperture Radar for Coastal Erosion Mapping, and Land-Use Assessment in the Moist Tropics: Bragança Coastal Plain Case Study. In: SESSÃO TÉCNICA ORAL - WORKSHOP, 2001, Foz do Iguacu. **Anais X SBSR**, Foz do Iguacu: NPE, 21-26 abr. 2001, p. 339-347.

SOUZA, F.P.W.M.; EL-ROBRINI, M. Morfologia, Processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da Planície Costeira Bragantina, NE do Pará (Brasil). **Geonomes**, Belo Horizonte, v. 4, n. 2, p. 1-16. 1997.

SOUZA, L. S. B. **Caracterização da Rede de Drenagem na Porção Leste da Ilha do Marajó e Implicações Tectônicas.** Universidade de São Paulo/Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. 2008.

SOUZA, L. S. B. **Evidências Tectônicas no Leste da Ilha do Marajó:** Integração de dados Morfoestruturais e Geofísicos. USP, 163 p. 2010. Tese de Doutorado.

SOUZA, R. R. DE. **Modelagem Numérica da Circulação de Correntes de Maré na Baía do Marajó e Rio Pará**. [S.l.]: USP, 2006. 180 p.

SAWCZYŃSKI, S; KACZMAREK, L. M. Sediment Transport in the Coastal Zone. **Technical Sciences**, [S.l.], v. 17(2), p. 165. 2014.

TATUMI S. H. et al. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 38(3), p. 514-524. v. 27, n. 4, p. 427-437. 2008.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, [S.l.], v. 8: p. 1-45. 1995.

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

WRIGHT, L. D. et al. Morphodynamics of Refletive and Dissipative Beach and Inshore Systems: Southeastern Australia. **Mar. Geol**., [S.l.], v. 32(1-2), p. 105-140. 1979.

WRIGHT, L.D. et al. Morphodynamics of a macrotidal beach. **Marine Geology**, [S.l.], v. 50, p. 97-128. 1982.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamics of Beaches and Surf Zones in Australia. In: Komar P.D. **Ed. Handbook of Coastal Processes and Erosion**. Boca Raton, Crc Press, 1983. p. 35-64.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beachs: a synthesis. **Marine Geology**, [S.l.], v. 56: p. 93-118. 1984.

<WWW.DHN.Mar.Mil.Br>. Acesso em 12 de janeiro de 2017.

<WWW.IBGE.Gov.Br>. Acesso em 10 de dezembro de 2016.

< WWW.IBGE.Gov.br/estimativas populacionais dos municípios em 2016>. Acesso em 01/02/2017.

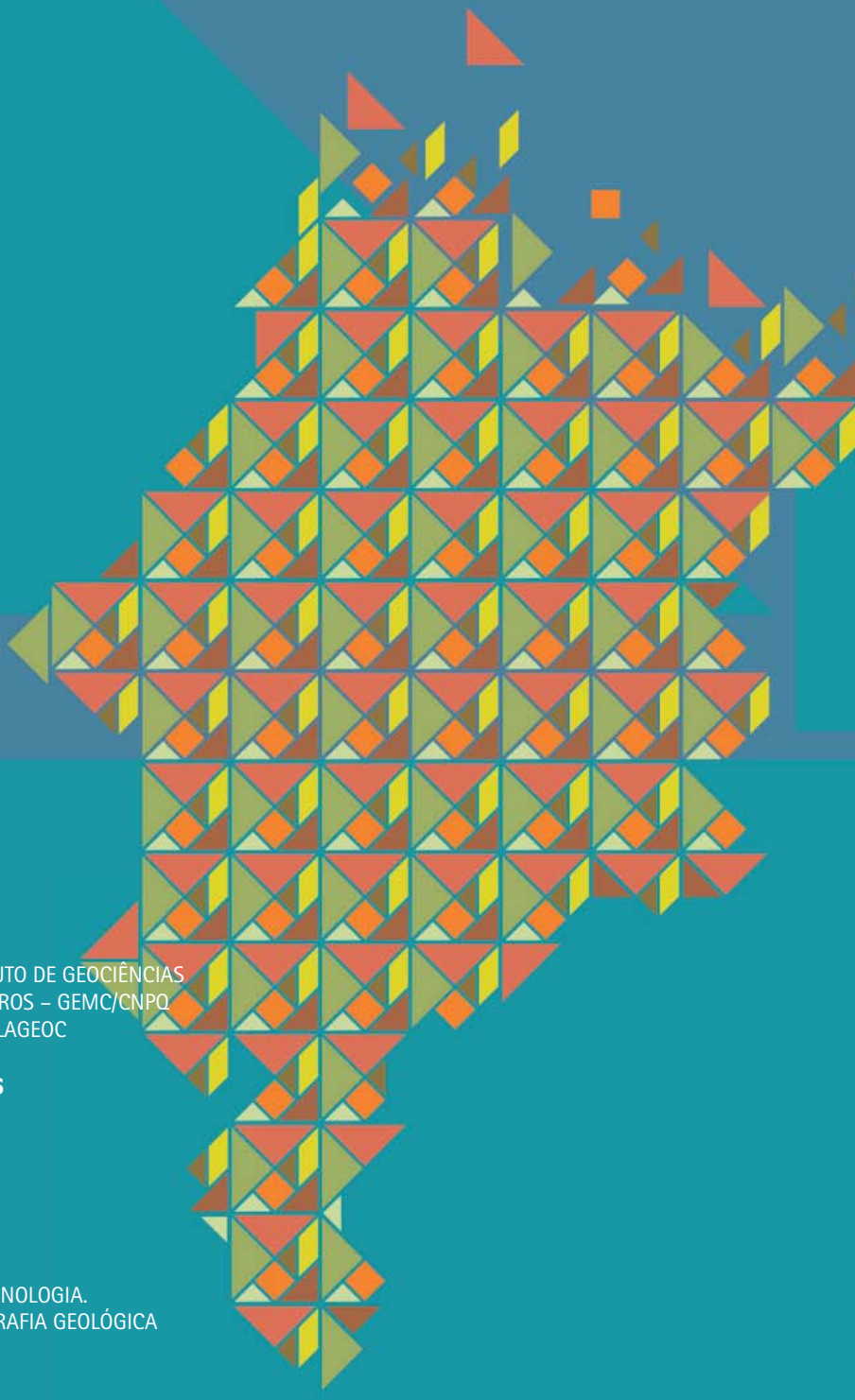
<WWW.INMET.Gov.Br> Acesso em 12 de janeiro de 2017.

ZEMBRUSKI, S. G. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: **Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.** Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES, DINTEP: Serie Projeto REMAC, 7, 1979. p. 129–177.

ZHANG, K.; DOUGLAS B.C.; LEATHERMAN S.P. Global warming and coast erosion. **Clim Change**, [S.l.], v. 64 (1/2): p. 41–58. 2004.

ZHANG, X. D. et al. **Shoreline Change of The Northern Yellow River (Huanghe) Delta After The Latest Deltaic Course Shift In 1976 And Its Influence Factors.** 2016.

ZHUANG, Z. Y. Severe shoreline retreat of some straight sandy coasts in Shandong peninsula. **J. Ocean** Univ Qingdao, v. 19 (1): p. 90–97. 1989.



Maâmar El-Robrini
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE ESTUDOS MARINHOS & COSTEIROS – GEMC/CNPQ
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA OCEÂNICA - LAGEOC

Jorge Hamilton Souza dos Santos
UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
GRUPO DE GEOGRAFIA FÍSICA

Leonardo Gonçalves De Lima
UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E LIMNOLOGIA.
LABORATÓRIO DE ESTUDOS EM OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA

André Luís Silva dos Santos
INSTITUTO FEDERAL DO MARANHÃO

Marcio Costa Fernandes Vaz dos Santos
UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO, DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E LIMNOLOGIA

Ulisses Denache Vieira Souza
COLEGIO UNIVERSITÁRIO - COLUN

MARANHÃO

RESUMO

A Zona Costeira do Estado do Maranhão apresenta-se compartimentada em 5 setores: (i) Golfão maranhense; (ii) Litoral oriental; (iii) Litoral ocidental; (iv) Baixada maranhense e (v) Parque Estadual Marinho do Parcel Manuel Luís. Esta zona configura-se como um litoral de "falsas rias", com rios afogados, bastante ativos. A plataforma continental interna adjacente é recoberta por inúmeros bancos assimétricos e altos (8 a 20m), com direção ENE-WSW. A macromaré é semidiurna com altura de 8m nos setores 1 e 3 e mesomaré (entre 3,83 e 1,57m) nos setores 2, 4 e 5. As correntes de marés são fortes: 2,5m/s e a altura das ondas fica em torno de 0,6 a 1,4m. No Golfão Maranhense, ocorrem sand ridges migratórias (1,8 m/d), com comprimento e altura>342m e 6m, respectivamente, representando estoques arenosos, vindo a influenciar a evolução da linha de costa, sendo essenciais para o balanço sedimentar das planícies arenosas adjacentes. As praias oceânicas da Ilha do Maranhão apresentam uma largura média de 250m e são ultra-dissipativas a disssipativas. Nos setores 1, 2 e 3, os dados apontam, respectivamente: progradação de 79%, 60% e 42,9%, erosão de 6,6%, 2,8% e 22,9%, estabilidade de 79,7%, 60% e 42,9%.

ABSTRACT

The Coastal Zone of the Maranhão State is formed by 5 sectors: (i) Golfão of Maranhão; (ii) Eastern coast; (iii) Western coast; (iv) Baixada of Maranhão and (v) Manuel Luís Marine Park. This zone is a "false river" coast, with drowned rivers, very active. The adjacent inner continental shelf is covered by several asymmetric sandy banks (8 to 20 m), with ENE-WSW direction. The macrotide is semi-diurnal with a height of 8m in the sectors 1 and 3 and mesotide (between 3,83 and 1,57m) in the sectors 2, 4 and 5. Tidal currents are strong: 2.5m/s and the waves height waves are around 0.6 to 1.4m. In the Maranhão Golfão, there are migratory sand ridges (1.8m.d-1), with length and height > 342m and 6m, respectively, representing sandy stocks, influencing the evolution of the coastline, being essential for the sedimentary balance of adjacent sandy plains. The ocean beaches of the northen of the São Luis Island have an average width of 250m and are ultra dissipative to dissipative. In the sectors 1, 2 and 3, the data indicate, respectively, accumulation: 79%, 60% and 42,9%, erosion of 6,6%, 2,8% and 22,9%, stability of 79,7%, 60% and 42,9%.

1. APRESENTAÇÃO

A ZCEM apresenta 5 setores com características fisiográficas bem diferenciadas (Figura 01): (1) Golfão Maranhense – população de 981.972hab. (174,74hab/km²) (IBGE, 2017), caracterizado como um complexo estuarino onde deságuam os afluentes dos rios Mearim, Itapecuru e Munim, entre outros menos expressivos; com deltas (Delta da Ilha do Carangueijo) e praias enexadas (main land beach barrier) (2) Litoral oriental - população de 155.215hab. (13,12 hab/km²)(IBGE, 2017) é marcado por uma linha de costa retilínea, recortando restingas, terraços de maré (tidal flats), cordões de dunas fixas e móveis, manguezais, praias, baías, ilhas, enseadas e sistemas deltáicos, esporões arenosos (spits); (3) Litoral ocidental – população de 280.417hab. (8,07hab/km²)(IBGE, 2017), conhecido como a região das "Reentrâncias Maranhenses", exibindo importantes manguezais e profundos estuários; (4) Baixada maranhense - população de 190.493hab. (22,42hab/km²) (IBGE, 2017) é representada por terras baixas, planas e inundáveis, caracterizadas por campos, matas de galeria, manguezais e bacias lacustres e (5) o Parque Estadual Marinho do Parcel Manuel Luís - população de 0 hab, é uma região recifal coralina, quase totalmente submersa, com afloramentos de algas durante a baixamar (MMA, 1996), que ocorre a 49m da costa.

O litoral do Maranhão apresenta uma extensão de 640km (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

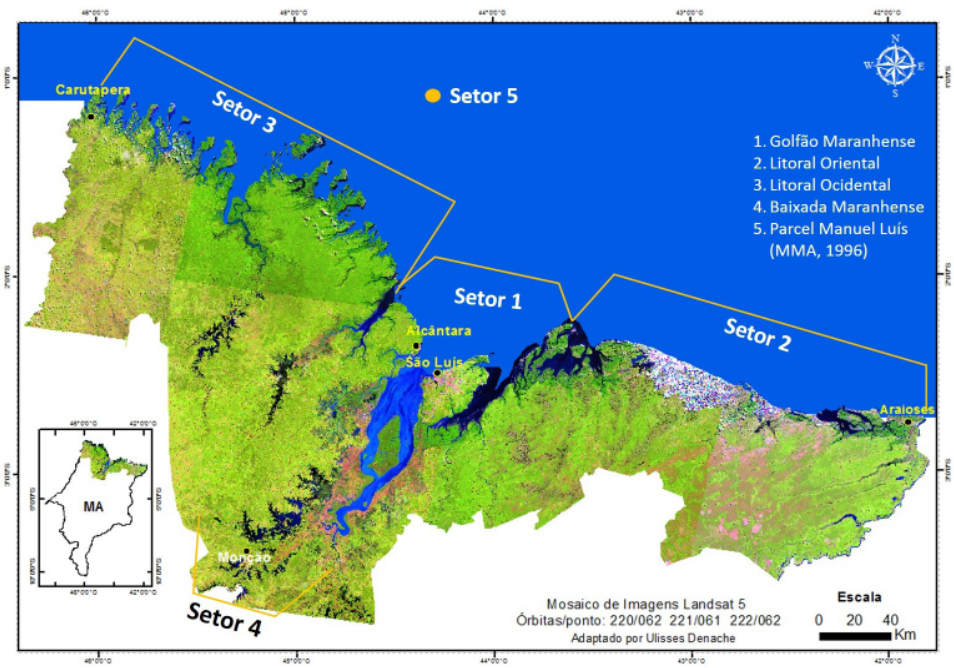


Figura 1
Mapa de Setorização da Zona Costeira do Estado do Maranhão (ZCEM): Setor 1 – Golfão Maranhense, Setor 2 – Litoral Oriental, Setor 3 – Litoral Ocidental Setor 4 – Baixada Maranhense e Setor 5 – Parcel Manuel Luís (Adaptado de MMA, 1996).

nesse contexto costeiro, influenciado por macro (6,65m/FEMAR, 1997) e mesomaré (2,02m/FEMAR, 1997) que os processos de erosão e de acresção modelam uma fisiografia dinâmica.

2. CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOLÓGICA

A ZCEM estende-se até a plataforma continental interna, em função desta, possuir uma estreita conexão com as praias arenosas, zonas de surf, 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 30m, em particular na região de Alcântara (Setor 3, Figura 01) e ao norte da Ilha de São Luis (Setor 1, Figura 1).

2.1 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: (i) ao NW (Setor 3, Figura 1), o litoral é recortado por profundas endentações ("Reentrâncias Maranhenses"), cujas planícies costeiras são colonizadas por manguezais; (ii) a Leste (Setor 2, Figura 1), o litoral é sub-retilíneo, com formações dunárias, praias arenosas e baías e (iii) o Golfão Maranhense (Setor 1, Figura 1), que é sustentado por três unidades geomorfológicas distintas (Costa *et al.*, 1977): (a) o maciço residual que representa as maiores elevações (200m), caracterizando *inselbergs*, desenvolvidos sobre metassedimentos do Grupo Gurupi; (b) a zona dos platôs, que constitui 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 e Pinto, 1973) e o baixo planalto costeiro, sustentado por conglomerados da Formação do Grupo Barreiras, caracterizado por um relevo

colinoso de baixa amplitude. Os sedimentos quaternários representam a planície aluvionar (Costa *et al.*, 1977), correlacionável à unidade morfoestrutural do litoral de "rias" (Barbosa e Pinto, 1973), à planície costeira baixa, caracterizado por manguezais e à planície arenosa, constituída por praias, dunas e cordões litorâneos (beach ridges).

Segundo Silveira (1968), a costa do Maranhão é citada por Raja Gabáglia 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 Zembruski *et al.* (1971), 3 tipos principais de costas foram identificados: (i) costa construcional eólica, correspondendo ao trecho: baía de São José - leste da ilha do Maranhão - é constituído por campos de dunas e *salt-marshs*; (ii) costa construcional marinha no trecho Tutóia - delta do Parnaíba, representada por *barrier beach*, *beach island*, *barrier spits* e cordões litorâneos; (iii) costa mista, compreende o trecho baia 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 a ZCEM em duas subunidades: (i) o litoral de "rias" e os Lençóis 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 35m, onde, 31.37% representa o intervalo de 0 a 5m (situado predominantemente no estirâncio e nas dunas atuais) e 33.44% situa-se entre 5 e 15m.

2.2 Geologia

2.2.1 Litoestratigrafia

A ZCEM compreende várias unidades litoestratigráficas pertencentes desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico (Figura 02). Nos terrenos Pré-Cambrianos (Abreu, 1996 In: Ferreira Jr., 1996) ocorrem no âmbito do Cráton de São Luís, rochas de idade variando do Arqueano ao Proterozóico médio e no âmbito da faixa móvel, de rochas indiferenciadas retrabalhadas durante o evento brasiliano. O Fanerozóico é materializado por várias pequenas bacias com sedimentos Paleozóicos (Abreu *et al.*, 1980, Igreja, 1985 e 1992, Aranha *et al.*, 1990, In: 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 Luis

e de Barreirinhas. Segundo Costa *et al.* (1977), Aranha *et al.* (1990), In: 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.

O preenchimento sedimentar da bacia de São Luís é constituído 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, In: 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;

(2) formação Itapecurú - nas porções NW-SE, assenta-se discordantemente sobre rochas pré-cambrianas do Cráton de São Luis e do cinturão de cisalhamento de Gurupi (Ferreira Jr., 1996), sendo separado dos sedimentos 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, In Ferreira, Jr., 1996).

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 e Leite (1978) referiram-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 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 e Wooldridge (1964) e Miura e 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. Estes foram depositados em camadas horizontais de 4 a 6m de espessura, repousando ora diretamente sobre o embasamento cristalino, ora sobre os sedimentos paleozóicos (Costa *et al.*, *op.cit.*).

Ocorrem sob forma de pequenas lentes calcárias no Litoral NW do Maranhão, nas margens da lagoa do Saco (Maranhão), e no vale do Longá, próximo à localidade de Salgado (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: 0,70m de solo cinza escuro, margoso, com matéria orgânica; 2m de calcário margoso, creme amarelado, intemperizado; e 3m 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 no 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 selecionado, 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 caulinítica, com cimento argilo-ferruginoso, às vezes silicosa. A estratificação é 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 são de quartzo e, mais raramente, de feldspato, blocos de lateritas e outros tipos de rocha, com diâmetros variados. Bigarella (1975) atribui-se uma idade miocênica superior a pleistocênica para essa unidade.

Os sedimentos 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 marcado também por uma discordância angular e erosiva, acompanhados ou/

não por um nível laterítico. Estes sedimentos são caracterizados por várias 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 3 sequências sedimentares relacionadas a evolução do Holoceno: (i) 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; (ii) intermediária - grande extensão é caracterizada por conglomerados, arenitos conglomerados, arenitos maciços e argilitos com laminação plano-paralela e (iii) 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 3 grupos: Grupos Canárias e Caju (Albo-Cenomaniana) e Humberto de Campos (Coniaciano até o Oligoceno) a as formações Pirabas (Mioceno) e Grupo Barreiras.

No Setor 2 (Figuras 01, 02), 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 em áreas bem mais restritas, 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.



Figura 2
Mapa geológico da ZCEM (Rossetti, 2001).

2.2.2 Aspectos Estruturais e Neotectônicos

Segundo Rodriguez *et al.* (1994), vários lineamentos geológicos (fraturas) de direção geral NE-SE e NW-SE, menos frequentemente, NNE-SSW e WNW-ENE são observados 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 arranjo 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 4 domínios:

(i) 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 coli-

nas 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 anastomóticos de falhas subverticais e de direção WNW-ESSE;

(ii) 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 anastomosados, subverticais;

(iii) parte NE 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 130m, nas proximidades do litoral;

(iv) parte SW 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 85m.

No Setor 2 (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 de 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 100m. 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 do Grupo Barreiras.

3. CLASSIFICAÇÃO DO LITORAL E COMPARTIMENTAÇÃO FISIOGRÁFICA

Segundo Inman e Nordström (1971), a compartimentação morfologia fisiográfica da ZCEM está ligada à sua posição em relação ao movimento das placas tectônicas, desta forma, a ZCEM 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 rios 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 (>4 m).

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

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 ZCEM, ocorrem falésias pleistocênicas inativas, campos de paleo-dunas, *cheniers* e dunas atuais, planícies arenosas e planícies lamosas recentes.

Feitosa (2006) fez uma descrição da ZCEM do Maranhão (Figura 01):

Litoral Ocidental - corresponde ao litoral das reentrâncias maranhenses que se estende da foz do rio Gurupi (W) até a margem ocidental da baía de Cumã (Leste), tendo como limite a ponta do Guajuru (município de Cedral). Este trecho evidencia intensa erosão através de recorte da antiga linha da costa, marcada por paleofalésias e antigas rias, onde deságuam vários estuários como o Turiaçu, o Maracaçumé e o Tromaí, além de canais de maré. As antigas rias foram transformadas em braços-de-mar pelo predomínio atual dos processos de deposição, que deram origem a extensas superfícies aluviais demarcadas por um grande conjunto de baías conectadas por canais divagantes e furos que delimitam os manguezais intercalados por ilhas, cordões litorâneos, lagoas, vasas e praias cuja largura. Destacam-se as baías de Turiaçu, Lençóis, Capim, Cabelo de Velha, Cumã,

Mutuoca, Maracaçumé, Carará, Piracaua, Tromaí e Iririaçu, Iririmirim e Gurupi, circundadas por ilhas de extensão e formas variadas.

Entre as baías de Turiaçu e de Lençóis, encontra-se o arquipélago de Maiaú, onde se destacam as ilhas Mirinzal, Lençóis, Maiaú, Aracajá e Malhada e, entre as baías do Capim e Cabelo de Velha, se encontra o arquipélago de Cabelo de Velha, formado pelas ilhas Mangunça, Caçacueira, São João Mirim, São Lucas, Perus e Bicuava.

Golfão Maranhense - abrange a reentrância delimitada, a W, pela ponta do Guajuru (município de Cedral), e a Leste, pela ilha de Santaninha, em Humberto de Campos, tendo, ao centro, a ilha Upaon-Açu, mais conhecida como ilha do Maranhão ou ilha de São Luís, além das ilhas do Medo, Pequena, Livramento, Carangueijos, Duas Irmãs, Tauá-Redonda, Tauá-Mirim e Ponta Grossa e compreendendo as baías de Cumã, São Marcos, São José e Tubarão.

As baías de São Marcos e de São José são consideradas as mais importantes da ZCEM tanto pelos aspectos fisiográficos, por serem desaguadouros dos maiores rios e, onde a hidrodinâmica e a densidade das atividades humanas é alta.

A Baixada Maranhense corresponde à região do entorno do Golfão, caracterizada por relevo plano a suavemente ondulado contendo extensas áreas rebaixadas, sendo alagadas durante o período chuvoso, produzindo lagos extensos (Açu, Cajari, Bacuri, Formoso e Viana) interligados por um sistema de drenagem com canais divagantes, associados aos baixos cursos dos rios Mearim, Grajaú, Pindaré e Pericumã.

A Baixada Maranhense constitui um ambiente rebaixado, de formação sedimentar recente, ponteado de relevos residuais, formando outeiros e superfícies tabulares cujas bordas decaem em colinas de declividades variadas. Na parte interna, ocorrem tesos, com vegetação de terra firme.

A Leste da baía de São José predominam processos de deposição que deram origem a um conjunto de ilhas que formam o arquipélago das Marianas, circundando a baía de Tubarão, dentre as quais se destacam as ilhas de Santana, Carrapatal, Mucunandiba, Rosário, Santaninha e Areinhas, além de vasas e manguezais. Com 140m de largura, o estreito dos Mosquitos, junto com o estreito dos Coqueiros (largura de 200m) formam um furo, onde circulam as águas do Golfão Maranhense, entre as baías de São Marcos e de São José.

Os terrenos aluviais ocupam grandes extensões, distribuindo-se ao longo da planície litorânea, formada por aluviões marinhos e flúvio-marinhos, avançando em direção ao interior do estado, na planície costeira, onde predominam aluviões fluviais e com influência lacustre na Baixada Maranhense. As planícies flu-

viais mais expressivas são da margem direita dos rios Tocantins e Manuel Alves Grande, margem esquerda do rio Parnaíba, e nos baixos cursos dos vales dos rios Itapecuru, Mearim, Grajaú e Pindaré.

O **delta do Parnaíba** (ou "Delta das Américas") no Litoral Oriental é composto por um complexo de 70 ilhas que formam o arquipélago das Canárias, dentre as maiores têm-se de: Santa Isabel, Paulino, Igoronhon, Canárias, Poldros e Bagre Assado, delimitadas por um sistema de canais, onde se destacam os rios Santa Rosa e Torto e os igarapés Timbó e Maria Engrácia. O delta com 60% no estado do Maranhão abrange os municípios de Água Doce do Maranhão, Araioses e Tutóia.

3.1 Planalto Costeiro

O planalto costeiro é conhecido como tabuleiro e/ou baixo planalto sedimentar costeiro, caracterizado por apresentar relevo suave e de baixa altitude. Na zona costeira, a ação erosiva das águas oceânicas sobre os tabuleiros resulta na geração de falésias ativas (Santos, 1989). Estas feições ocorrem na parte norte e nordeste da Ilha do Maranhão (Cavalcante *et al.*, 1983) (Figura 01) e no Litoral NW do Maranhão (Figura 03).

Os tabuleiros não ultrapassam 100 m de altitude e ocorrem no litoral ocidental e no Golfão Maranhense, e são esculpidos nos sedimentos das formações Itapecuru e do Grupo Barreiras. Os tabuleiros do NE maranhense são superfícies estruturais pediplanadas, com vales aplainados e vales pedimentados com retomada recente dos processos de erosão (Barbosa e Pinto, 1973). As superfícies tabulares próximas ao litoral encontram-se recobertas por dunas fixas até uma distância significativa da linha da costa.

Os tabuleiros no Golfão Maranhense ocorrem na ilha do Maranhão e em Alcântara. Na ilha do Maranhão, compõem o tabuleiro central com formas de relevo tabular e subtabular em bordas dissecadas em colinas com baixa, média e alta declividade.

Os tabuleiros do NW do Maranhão são delimitados pelos rios Gurupi e Turiaçu e correspondem a estruturas sedimentares dissecadas em relevos tabulares com bordas decaindo em forma de colinas de baixa a média declividade e amplos vales poucos aprofundados.

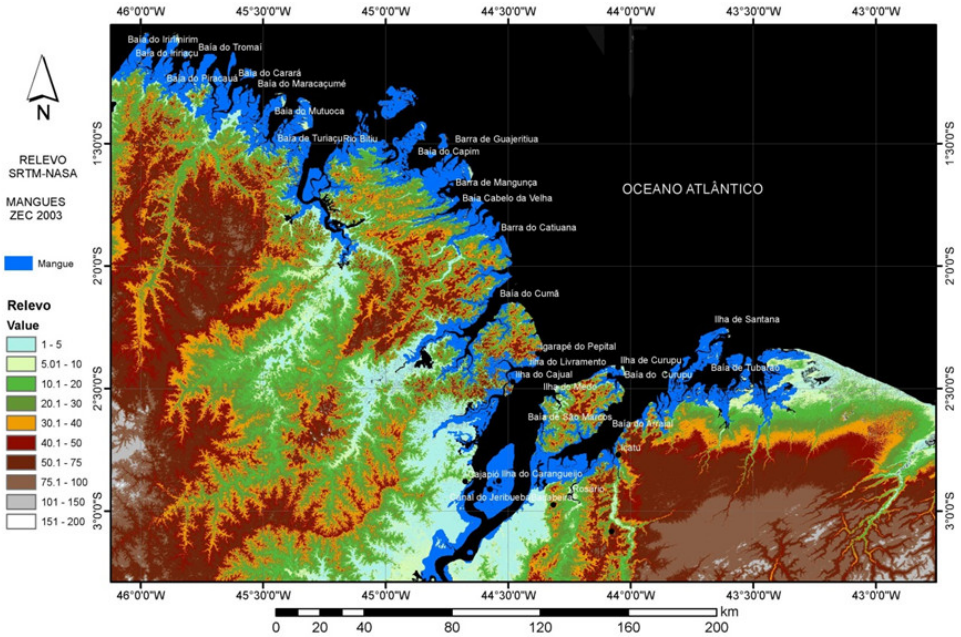


Figura 3
Hipsometria/relevo do litoral do Maranhão.

3.2 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 (Figura 01). O golfão é largamente aberto ao norte sobre a plataforma continental (100km) e é desenvolvido entre os setores 2 e 3 (Figura 01) (a NW, o litoral é constituído por "falsas rias" e a Leste, este trecho é retilíneo e ocupado por campos dunários (El-Robrini, 1992).

A baía de São Marcos (Figura 01) é uma vasta zona estuarina, com orientação NE-SW e cuja, morfologia integra dois tipos contrastantes de costa; ao nordeste, a costa é sub-retilínea, com formação de dunas e praias arenosas (Norte da ilha de São Luís); a NW ao contrário, a costa é recortada por "falsas rias", é uma parte colonizada por manguezal. Esta vasta baía, amplamente aberta sobre a plataforma continental tem 50km na parte Norte, 15km na parte central (entre Alcântara e a Ponta de São Marcos), 25km, ao nível do delta da ilha dos Caranguejos e 4km na foz do rio Mearim. As duas baías que constituem o Golfão Maranhense têm ligação distinta com o mar aberto. A baía de São Marcos, a mais longa, é um estuário ativo, com um canal central bem desenvolvida e dominada por correntes de vazante, onde se sucedem bancos arenosos, em série, desde a foz da baía, até dezenas de quilômetros para o interior.

Foram registradas ondas de areia (sand waves) com comprimento e altura >342m e 6m, respectivamente (Fenster *et al.*, 1990). A migração horizontal chega a 1,8m/dia e

a intensidade de correntes a 1,84m/s sobre o campo de ondas de areia e 2,58m/s nos canais adjacentes. Segundo os mesmos autores, a assimetria do perfil das ondas de areia está intimamente ligada à migração dessas. Essas ondas podem migrar no rumo da propagação das correntes de maré, podendo chegar a uma taxa típica de algumas dezenas de m.ano-1 (Fenster *et al.*, 1990). Segundo Amaral *et al.* (2007), estas ondas podem migrar cerca de 100m, sem tendência definida. O Cabeço do Mearim e a Ilha do Medo são os principais responsáveis pela divisão dos regimes hidrodinâmicos locais forçados pela maré, os quais controlam os padrões morfológicos e migratórios das feições no fundo. As marés são intensas nos canais e ao Sul da Ilha do Medo e menos pronunciadas nas planícies rasas do sistema estuarino.

Segundo Amaral *et al.*, (2007), a evolução dessas ondas aponta taxas de crescimento máximas de 1,3m/ano. Não obstante, as ondas de areia influenciam a evolução da linha de costa e são essenciais para o equilíbrio dinâmico e balanço sedimentar das planícies arenosas do Golfão Maranhense (Figura 04).

Na foz da baía de São José, ocorrem extremidades 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. Na plataforma continental, em frente ao Golfão Maranhense, ocorre a "depressão maranhense".

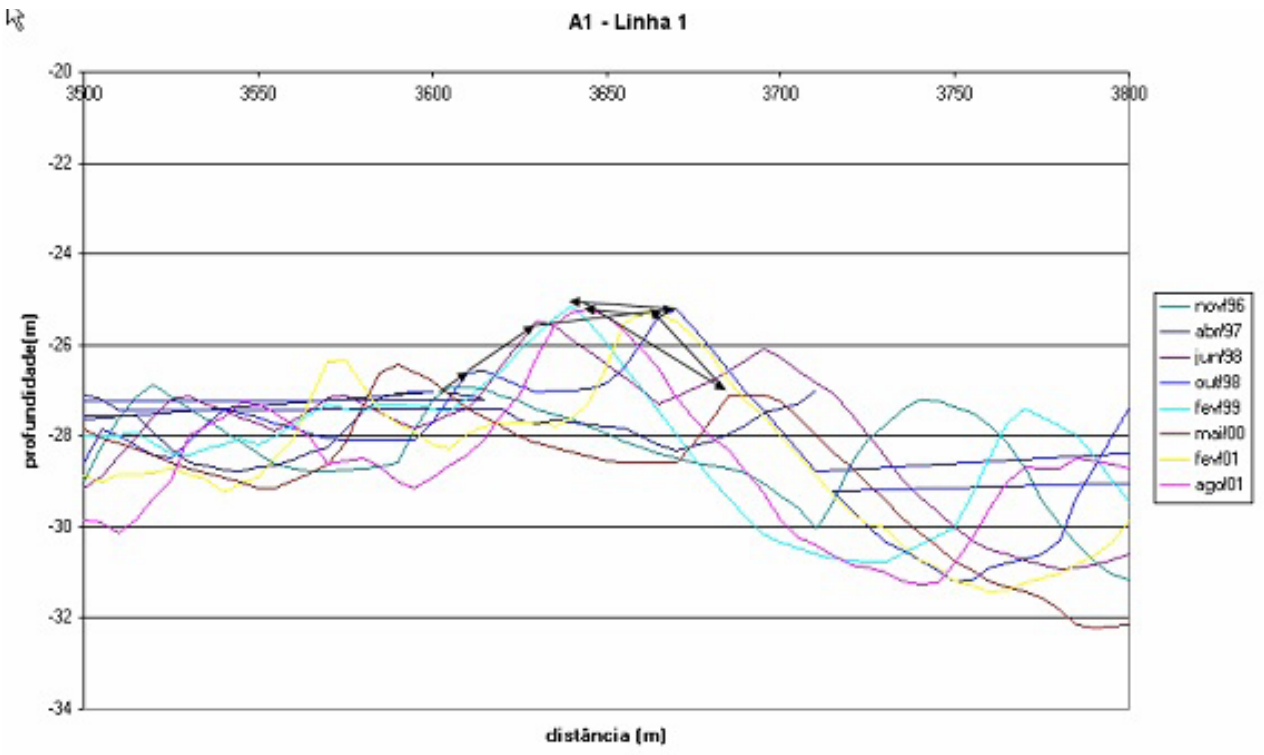


Figura 4
Exemplo de migração de onda no período de novembro de 1996 a agosto de 2001 (Amaral *et al.*, 2007).

3.3 Planicíe Flúvio-Marinha

A planície 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) e planícies de *cheniers*.

A extensa planície no Litoral Ocidental corresponde aos terrenos posicionados em cotas <200m, que adentram a parte interior sempre acompanhando os vales dos rios. Segundo Feitosa (2006) as áreas mais expressivas localizam-se nos vales inferiores de todos os rios que banham as terras do Estado do Maranhão. Neste trecho da ZCEM, ocorre a planície sublitorânea que corresponde ao prolongamento da zona costeira em direção ao oceano. Entretanto, a planície litorânea é modelada por processos marinhos e flúvio-marinhos, sendo responsáveis por originar praias, manguezal, vasas, pântanos, apicuns (pântanos hipersalinos), lagunas e falésias, enquanto que na área de fluxo indireto, ou da área de influência da maré dinâmica, ocorrem os pântanos e campos inundáveis.

Falésias são encontradas também e sofrem solapamento, favorecendo o avanço em direção do continente da linha da costa contribuindo para a retificação do litoral, onde um conjunto de recortes da antiga linha da costa, marcada por paleo-falésias e antigas rias, onde desaguam muitos cursos fluviais como o Turiaçu, o Maracaçumé e o Tromaí, além de pequenos cursos. Nos baixos cursos desses rios a maré enchente penetra vários km para o interior (Andrade, 1969).

Segundo Feitosa (2006) as antigas rias foram transformadas em braços-de-mar pelo predomínio atual dos processos de deposição sobre os de erosão, que deram origem a extensas superfícies aluviais demarcadas por um grande conjunto de baías conectadas por canais divagantes e furos, que delimitam exuberantes florestas de manguezais intercalados por ilhas, cordões litorâneos, lagoas, vasas e praias cuja largura, muitas vezes, supera 1km.

Na parte ao norte estão as baías de Turiaçu, Lençóis, Capim, Cabelo de Velha, Cumã, Mutuoca, Maracaçumé, Carará, Piracaua, Tromaí e Iririaçu, Iririmirim e Gurupi, circundadas por ilhas de extensão e forma variadas.

Têm-se inúmeras baías, entre elas estão situadas as de Turiaçu e de Lençóis, onde se encontra o Arquipélago de Maiaú, e se destacam as ilhas Mirinzal, Lençóis,

Maiaú, Aracajá e Malhada e, entre as baías do Capim e Cabelo de Velha, se encontra o Arquipélago de Cabelo de Velha, formado pelas ilhas Mangunça, Caçacueira, São João Mirim, São Lucas, Perus e Bicuava.

3.4 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, planícies de *cheniers*, dunas costeiras ativas e inativas, deltas de maré enchente e vazante, e barreiras costeiras progradantes do tipo *beach ridge*.

A planície de maré na ilha do Medo se configura como um ambiente de acresção de sedimentos. Ocorrem feições como antigas formações de manguezais compostas por pequenas formações arbustivas indicando alterações no padrão e no tipo de sedimentos carreados para o local (Silva *et al.*, 2006).

3.4.1 Manguezais

Os manguezais são encontrados desde o município de Carutapera, na costa ocidental do estado, estendendo-se pela costa oriental até Tutóia. Ocupam toda a zona abrangida 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 226.600ha 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 a deposição de sedimentos finos (silte e argila).

3.4.2 Campos

Os campos do litoral maranhense ocorrem à NW 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. A 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, 1977).

Os campos desta região conhecidos 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 (IBAMA/SEMATUR, 1991).

3.4.3 Planícies de *Cheniers*

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

3.4.4 Depósitos Eólicos Costeiros (Pleistocênicos e Recentes)

3.4.4.1 Depósitos Eólicos Costeiros Pleistocênicos (Paleo-dunas)

As paleo-dunas ocorrem numa posição afastada da praia e se caracterizam por uma coloração amarelo laranjada, fixadas por uma cobertura vegetal exuberante. As paleo-dunas são localizadas sobre os tabuleiros, com 50 a 60m de altura.

As restingas 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. Foi mapeado, um total de 280.839ha de restingas nos 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 (IBAMA/SEMATUR, 1991). As espécies mais características são: o cipó-de-leite (Oxypetalum sp.), orquídea-da-restinga (Epidendrum eliptícum), guaco-da-restinga (Marcethia taxifolia), cebola-da-restinga (Clusia lanceolata), araticum (Annona coriacea), erva-de-cascavel (Crotallaria striata), coroa-de-frade (Melocatus violacens) e o guriri (Allagoptera arenaria).

3.4.4.2 Depósitos Eólicos Costeiros Holocênicos (Recentes)

De acordo com Gonçalves *et al.* (2003), no litoral Leste do Maranhão, ocorre o maior registro de sedimentação eólica do Quaternário da América do Sul, que corresponde a campos de dunas livres e fixas, que formam os Lençóis Maranhenses (largura de até 50km). Neste litoral, os mesmos autores descrevem vários tipos de dunas: dunas livres ou barcanas, transversais de crista reta (2D) e de crista sinuosa (3D), draa, dunas complexas e cordões longitudinais; dunas associadas à vegetação do tipo *nebkha* e de sombra; dunas fixas correspondendo às parabólicas, cadeias parabólicas e dunas transversais; lençóis de areia; esteiras de dunas e *blow out*.

- **Dunas Livres** - os campos de dunas livres ocupam a maior parte do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses (Figura 01).
- **Dunas barcanas** - as dunas barcanas ocorrem no pós-praia e, gradativamente são deslocadas para a parte interna dos campos de dunas pelos ventos do NE, onde as suas dimensões aumentam com o sucessivo acúmulo de areia proveniente na forma de lençol (Figura 05). No pós-praia e na parte interna, as dunas alcançam alturas e taxas de migração, respectivamente de até 1,5m e 100m/ano; e 15m 15m/ano. As dunas barcanas aumentam no período de estiagem (julho a novembro), com maior incidência de ventos.
- **Dunas transversais de crista reta (2D)** - estas dunas são localizadas, nas zonas laterais e limites internos do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses. O contato frontal e lateral com a vegetação e pequenas drenagens retarda o avanço destas dunas. A altura dessas dunas reflete seu cavalgamento sobre o campo de dunas parabólicas fixas, onde alcançam cotas de 50 a 60m (Figura 06).
- **Dunas transversais de crista sinuosa (3D)** - ocorrem desde o pós-praia até o limite interno dos campos de dunas (Figura 06), com orientação, perpendicular a direção do vento de NE e dimensões, de dezenas de metros próximo à costa e centenas de metros nas partes intermediárias e distais dos campos de dunas (limite interno dos campos de dunas). As dunas 3D formam-se pela ligação lateral de barcanas, à medida de suas migrações pela planície costeira adentro. As dunas 3D com baixa sinuosidade estão posicionadas, preferencialmente, nas extremidades internas dos campos de dunas.
- **Draa ou duna complexa de rio Novo** - estas dunas são complexas e formadas pelo cavalgamento e empilhamento de outras dunas, ocorrendo próximo a foz do rio Cangatá, em rio Novo (Figuras 07A, 07B), e a sua gênese é ligada à dinâmica dos processos fluviais deposicionais e erosivos atuantes.

Estas dunas apresentam altura de 20 a 35m, largura de 2,5km e taxa de migração média de 10m/ano.

- **Dunas oblíquas** - as dunas oblíquas com comprimento de até 2.500m correspondem às formas distribuídas obliquamente em relação ao sentido dos ventos NE. A gênese destas dunas é controlada, principalmente, por processos erosivos, impostos pelos fluxos de água durante o período chuvoso. Esses fluxos migram para o oceano gerando transformações morfológicas nas dunas barcanas, transversais ao longo de sua trajetória (Figura 08).

Os cordões longitudinais são desenvolvidos nas partes laterais de dunas barcanas e transversais durante suas migrações (Figura 09). A formação longitudinal destes cordões independe da presença de ventos bidirecionais.

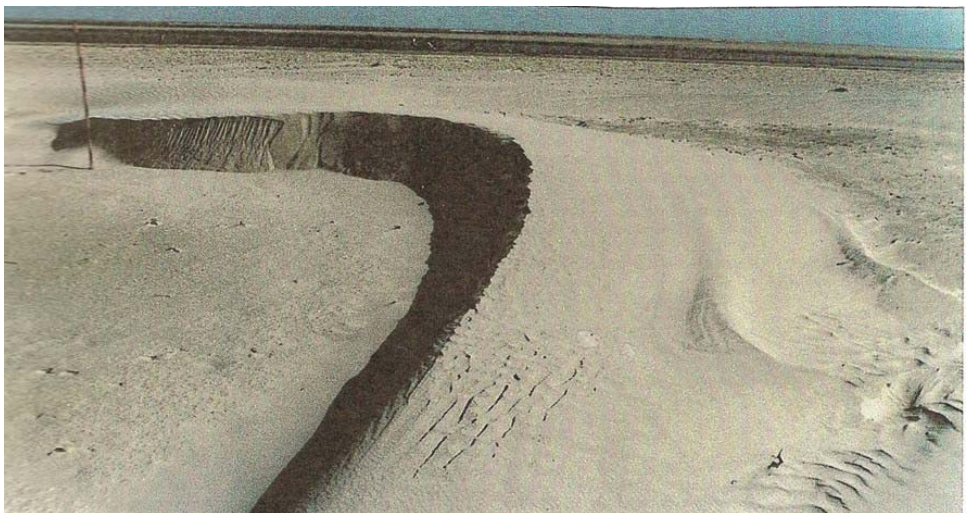


Figura 5
Duna barcana na superfície praial próximo ao rio Novo, com 15 m de largura, 3 m de comprimento e 0,6 m de altura. Observar estruturas de fluxo de grãos próximos à escala (a esquerda da imagem) (Gonçalves *et al.*, 2003).

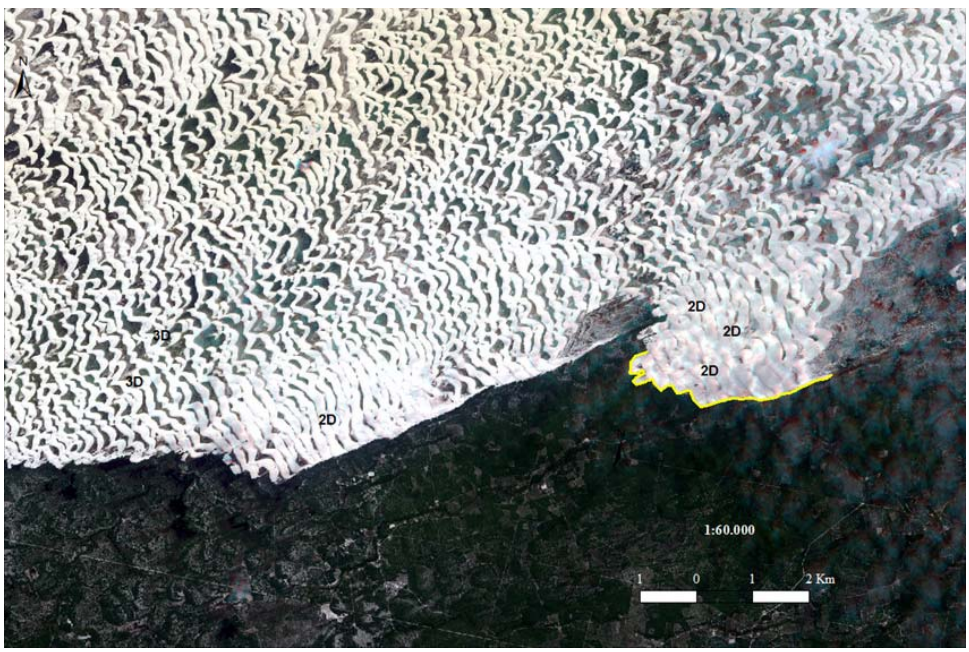


Figura 6
Dunas 2D e 3D com centenas de metros de largura na região de Buriti Amarelo adaptado de Gonçalves et al. (2003). Fonte: Imagem-RapidEye – A3, 2015.

Ocorrem sobre as grandes superfícies de truncamento dos depósitos eólicos com largura de 5 a 80m, altura de 1 a 5m e comprimento de até 2km.

- **Dunas Semi-Fixas** - as dunas associadas à vegetação ocorrem próximas à foz dos rios, são classificadas em: campos de *nebkhas* e dunas de sombra (shadow dunes).
- **Dunas de sombra ¨shadow dunes¨** - estas dunas são formadas pela obstrução de elementos fixos na superfície arenosa. Apresentam-se na forma de línguas com laminações bem desenvolvidas (Reineck e Singh, 1980). (Figuras 11).
- **Dunas fixas** - as dunas fixas são colonizadas por vegetação e são mais antigas do que as dunas livres, e ocupam a maior parte da planície costeira. Estas dunas ocorrem ao sul dos campos de dunas livres que gradativamente vão avançando e recobrindo os campos de dunas fixas.

Figura 7A (à direita)
Draa ou duna complexa vista em planta (imagem RapidEye – A3, 2015), conforme Gonçalves et al. (2003). Fonte: ImagemRapidEye – A3, 2015.

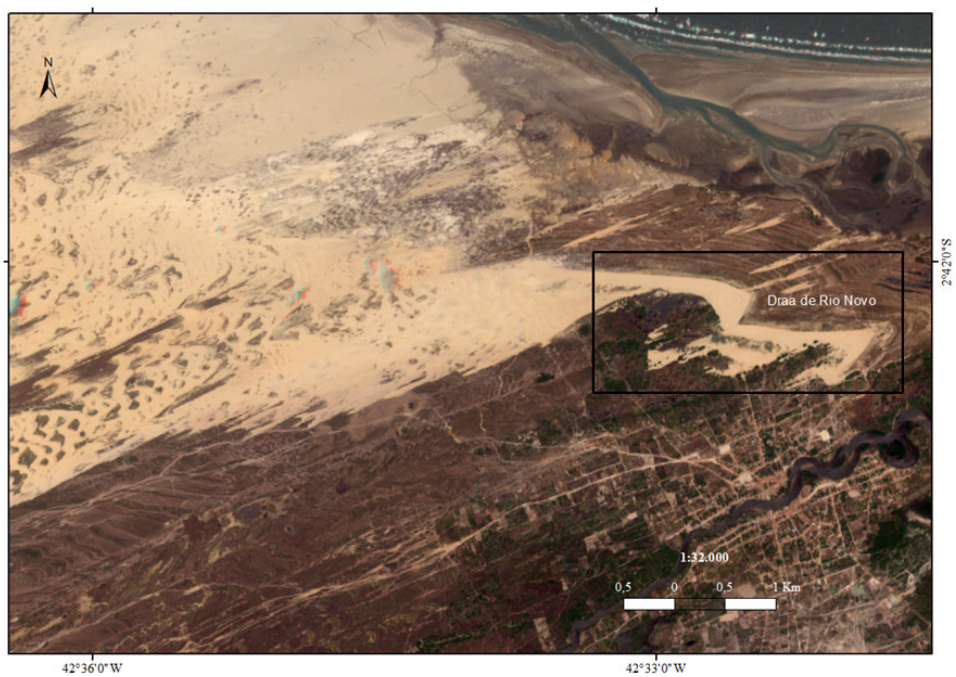
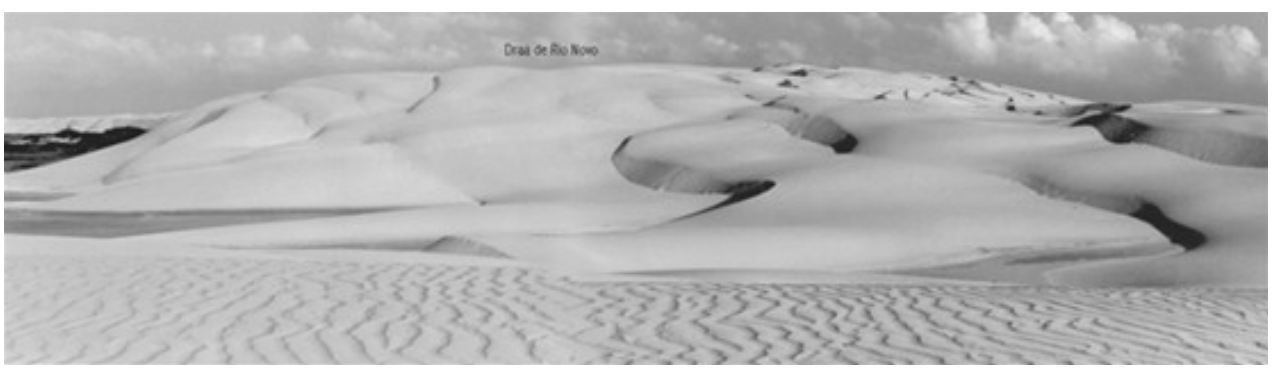


Figura 7B (abaixo)
Draa do rio Novo, observar o cavalgamento (Gonçalves *et al.*, 2003).



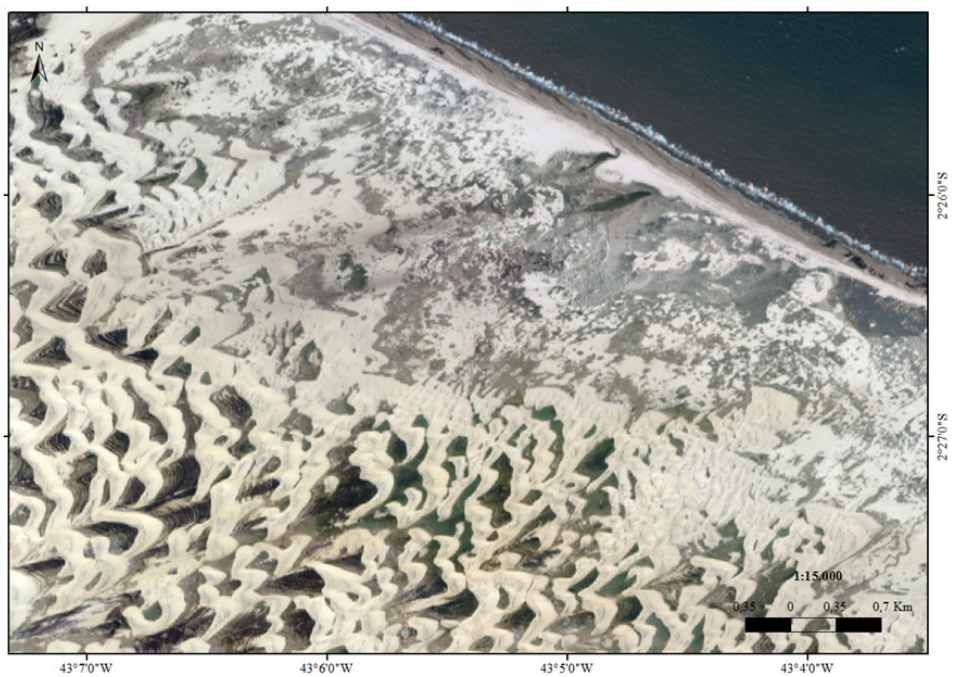


Figura 8 (acima)
Dunas oblíquas geradas por transformações de dunas transversais e barcanas. Fonte: ImagemRapidEye – A3, 2015.

- **Dunas parabólicas** - as dunas parabólicas ocorrem próximo a Barreirinhas e possuem larguras de 250m, altura média das cristas em torno de 10m e comprimento médio de 90m.
- **Dunas transversais de crista reta (2D) e sinuosa (3D)** - essas dunas correspondem às formas dominantes na parte interna da planície costeira, com orientação semelhante à das transversais livres. Suas dimensões alcançam larguras máximas de 280m, ou seja, valores muito próximos dos encontrados para as 2D e 3D nas partes distais dos atuais campos de dunas livres da região de Buriti Amarelo.
- **Lençóis de areia *sand sheets*** - os lençóis de areia são planícies arenosas formadas pelo vento que consistem na estratificação eólica de baixo ângulo. Eles existem nas margens dos campos de dunas (Fryberger *et al.*, 1979).
- **Feições de erosão *blow out*** - os *blow out* são depressões de areia causadas pela remoção de sedimentos pelo vento, e ocorrem nas extremidades laterais dos campos de dunas, onde a vegetação foi temporariamente recoberta pela areia. Com o corte do suprimento, a erosão pelo processo de deflação dá origem às feições de *blow out* que podem ter dimensões variadas (Figura 12).

Os campos de dunas recentes têm significativa expressão territorial no Delta do Parnaíba (Figura 01), 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

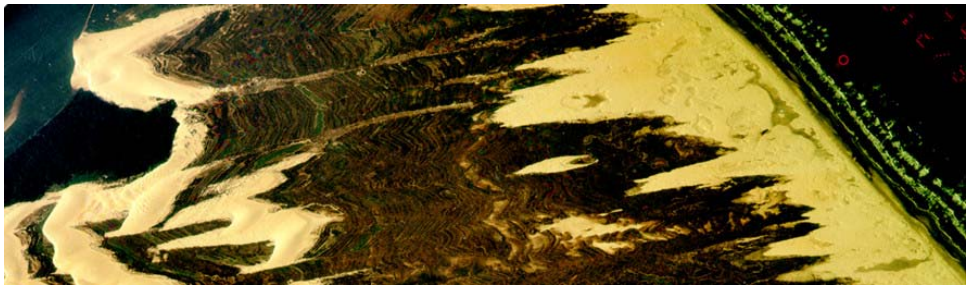


Figura 9
Cordões longitudinais formados por transformações de dunas parabólicas, barcanas e transversais (Gonçalves et al., 2003). Fonte: Fotografiaaérea /INPE, (1999).

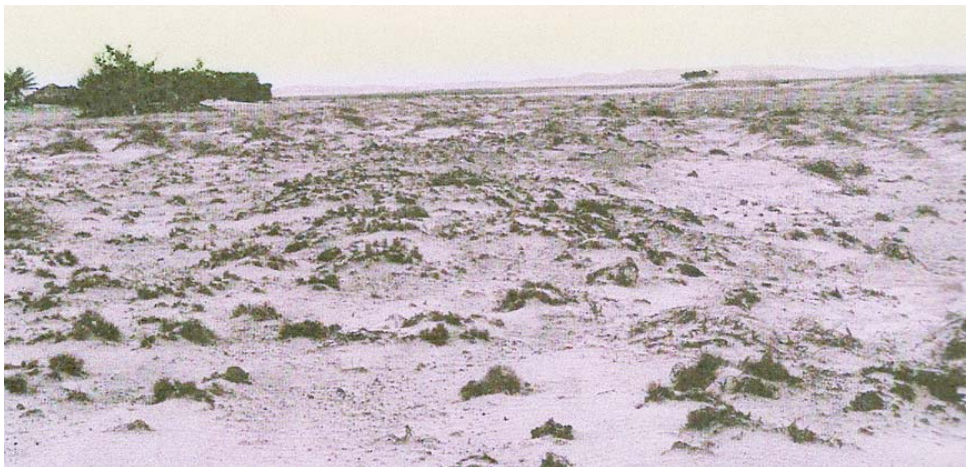


Figura 10
Campo de "nebkhas" no rio Novo (Gonçalves *et al.,* 2003).



Figura 11
Dunas de sombra na região de rio Novo (Gonçalves *et al.*, 2003).



Figura 12
Feições de *blow out* na região de Buriti Amarelo (Gonçalves *et al.*, 2003).

setor mais largo dos cordões dunares localiza-se no trecho entre Tutóia, Paulino Neves e a Barra do rio Preguiças. Neste trecho, ocorrem no extremo NW da área, os Pequenos Lençóis, que representam extensos campos de dunas móveis, localizado a Leste do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses. Nesta localidade, as dunas transgressivas avançam concomitantemente a retrogradação de um esporão arenoso que desenvolve-se na foz do rio Preguiças expondo antigos depósitos de mangues na face praial.

Santos (2008) identificou ainda, dunas fixas a cerca de 160km de distância, do litoral para o interior do continente, no mesmo sentido de migração das dunas atuais (NE-SW), nas proximidades do município de Presidente Vargas.

3.4.5 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.

3.4.6 Cordões litorâneos (*Beach Ridges*)

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 altura de marés característica da região que, durante as marés de sizígia, chegam a 7m (DHN, 2017). As praias são constituídas predominantemente por areias quartzosas, associadas a alguns fragmentos de conchas e restos vegetais e, em alguns pontos próximos à foz dos 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 (duna frontal) até a linha média de maré baixa de sizígia. Margeiam os manguezais interiores, e são dominadas por macromaré semidiurna.

De acordo com Pereira *et al.* (2014), em São Luis, as praias oceânicas são orientadas NE-SW, e devido à ondulação proveniente de NE, apresentam resultante líquida do transporte sedimentar longitudinal para SW. A continuidade destas praias é interrompida somente nos afloramentos dos sedimentos do Grupo Barreiras na praia. Estes setores se encontram em desequilíbrio com as condições morfodinâmicas locais, resultando em intensa erosão.

Os cordões litorâneos são constituídos essencialmente por lineamentos arenosos formados, principalmente por areias quartzosas unimodais finas, de coloração cinza clara a esbranquiçada, bem selecionadas, com fragmentos de conchas, plantas e outros organismos.

Na praia, observam-se ainda canais de maré formados sobre o estirâncio, pelas marés, as quais assumem dimensões variadas e são constituídas por sedimentos finos que com aspecto de "areia movediça" (Feitosa e Cristofoletti, 1993). Entretanto, outras feições foram identificadas como as crostas e as cangas ferruginosas Ocorrem ainda na praia afloramentos rochosos no estirâncio, podendo indicar testemunhos de antigas linhas de costa.

A praia da Ponta d'Areia é um *spit*, de baixa altura e paralelo à costa, em estágio de acresção, 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 1 a 2,5m de altura, constituídos por sedimentos arenosos provindos do estirâncio por processos oceanográficos e climáticos (Santos, 1996). Estas feições alcançam às vezes 500m de extensão.

No Setor 2 (Figura 01), as praias são formadas por areias médias a grossas, ocasionalmente cascalhos (próximo à foz dos estuários 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 praiais: no estirâncio e arrebentação. 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.

Ainda, é comum observar paleomangues (Prancha 01) aflorando no estirâncio do esporão arenoso dos Pequenos Lençóis (Santos, comunicação verbal).

Prancha 1 – Litoral Oriental do Maranhão

Foto de Santos, UFMA



Prancha 1 - Estampa 1
Praia ultradissipativa nos Lençóes Maranhenses. Foto de Santos, UFMA.



Prancha 1 - Estampa 2
Pequenos Lençóes Maranhenses. Foto de Santos, UFMA.



Prancha 1 - Estampa 3
Depósitos de paleomangue aflorando na praia dos Pequenos Lençóis Maranhenses. Foto de Santos, J.H.S. UFMA.



Prancha 1 - Estampa 4
Povoado de Travosa em Santo Amaro do Maranhão no PNLM. Foto de Santos, J.H.S. UFMA.

3.4.7 Lagoas

Em São Luís, 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 a baía de São Marcos quando das marés de sizígia. As suas margens estão ocupadas por manguezais. Esta lagoa era originalmente uma retaguarda lagunar/estuarina vinculada ao desenvolvimento do esporão arenoso (spit) da Ponta d'Areia.

4. PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DO MARANHÃO

A Plataforma Continental Interna do Maranhão está limitada externamente pela isóbata de 20m, com relevo suave, gradiente de 1:2.250 e apresenta uma continuidade com o litoral das "falsas rias" da região.

De acordo com Dias *et al.*, (2004), esta plataforma continental 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 Pomerancblum e Costa (1977); Francisconi *et al.* (1979); Koppler e Nogueira (1973); Kowsman e Costa (1979). Na depressão Maranhense, ocorre localmente cascalho. Segundo Palma (1979), bancos arenosos ou "dunas hidráulicas" ocorrem nesta plataforma continental, dispostos em padrão paralelo, de direção ENE-WSW, perpendicular ou obliquo à direção regional da linha de costa e paralelo às correntes de maré. São bancos assimétricos, com cumprimento entre 14 e 70km, largura em torno de 7m e altura entre 8 e 20m.

5. CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA ZCEM

Segundo Rocha *et al.* (no prelo), a ZCEM está associada a 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 NW para SE, 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 1.000km): formação de aglomerados convectivos associados à ZCAS, no Oeste do NE brasileiro; sistemas subsinóticos (menores que 500km): 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 SW (Cohen, 1989; Cohen *et al.*, 1995); sistemas de mesoescala e pequena escala: aglomerados de CB (aproximadamente 100km) e célula isolada de CB (de 10 a 20km).

5.1 Regime de precipitação

A precipitação média anual no litoral N-NEB é de aproximadamente 1.600mm. Os máximos são observados no litoral Norte com precipitações superiores a 2.500mm/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, é manifestado em 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 1.258mm e 2.221mm, sendo a média de 1.823mm (Feitosa, 1989).

O período chuvoso é caracterizado por elevados valores de umidade relativo (em torno de 80%), baixa insolação (cerca de 150h/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 consequentemente chega uma maior radiação solar global a superfície, constatada pelo aumento da insolação, favorecendo a elevação das taxas de evaporação. No Setor 2 (Figura 1), Lins, 1978, In: Bittencourt *et al.* (1990) indicam uma pluviosidade de 1.000 a 1.250mm/ano.

5.2 Temperatura do ar

A variabilidade da temperatura média é característica 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 à influência de sistemas frontais nesta região (Rocha *et al.*, no prelo). Os máximos são observados na primavera-verão (setembro a março). A temperatura máxima absoluta ocorre em julho (18,8°C) e mínima absoluta em agosto (14,5°C). A temperatura máxima 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.

5.3 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. 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, 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 fica bem definido pelo perfil do vento próximo a superfície. Medições feitas no litoral Norte da Ilha

de São Luís indicam velocidades entre 6.0 e 31km/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 e 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 5,9m/s.

6. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

6.1 Corrente Costeira Norte Brasileira

Segundo Fonseca *et al.* (2000), a Corrente Costeira Norte Brasileira (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 contracorrentes, e transporta águas do oceano 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 continental na direção NW, com uma velocidade que chega até 1,2m/s (Richardson *et al.*, 1994).

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

A velocidade da CCNB varia entre 25 e 200cm/s, 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 CCNB situa-se dentro de uma faixa distante de 20 a 40km da linha da costa, enquanto que as velocidades máximas desenvolvem-se numa faixa, que dista entre 150 a 200km da costa. De acordo com Luedemann (1967), a velocidade média combinada da CCNB é de cerca de 110cm/s 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.

6.2 Ondas

A refração é o mecanismo primário que controla as variações na energia das ondas ao longo da linha de costa (Munk e Taylor, 1967; Goldsmith, 1976, In: 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 e Taylor, 1947; Cherry, 1966; Zenkovitch, 1967; Goldsmith, 1967; Goldsmith e Golik, 1980; Laurence e Davidson-Arnott, 1997; Bittencourt *et al.*, 2000, 2002, In: 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 2, Figura 1) N (N00), NE (N450) e E (N900), com percentuais relativos entre si de 7%, 23% e 7% para as ondas com período de 5s e alturas de 1m. Neste trecho costeiro, eles identificaram uma significativa refração nas frentes-de-onda de Leste.

Em geral, o litoral Norte sofre influência das ondas formadas a partir dos alísios, que apresentam alturas abaixo de 1-1,5m 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 1,4m, com média geral de 1m (Feitosa, 1989). Segundo este autor, os dados sobre a altura das ondas foram agrupados em classes com intervalos de 0,6 a 0,8m, 0,9 a 1,1m, e 1 a 1,4m. As frequências são muito bem distribuídas entre as classes, registrando-se os maiores percentuais de 0,9 a 1,1m que correspondem a um indicador mediano. Os períodos de ondas oscilam entre 11 e 19s, com amplitude relativamente pequena. As médias distribuem-se entre 13,5 e 16,5s e a média geral é de 15,3s.

As ondas atingem a praia obliquamente devido à 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 0,20m têm uma frequência de 95% e as de 2,80m tem apenas frequência de 1%.

Na Ilha do Medo, as ondas são de pouca energia e altura média de 1 m com período de mais ou menos de 6s (Silva *et al.*, 2006). A arrebentação é do tipo progressivo (spiling), fraco, formado por pequenas ondas que ocorrem várias vezes. Em geral as ondas estão associadas aos ventos, que constituem no principal agente modelador costeiro na área em estudo. As ondas que se aproximam 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 13-19/10/1999, o Ciclone Irene (Classe II) provocou ondas superiores a 14m de altura no oceano Atlântico Norte e 3m no litoral norte do Brasil (Innocentini *et al.*, 2000).

6.3 Marés e Correntes de Marés

As médias das preamares de sízigia (MHWS) e as médias das preamares de quadratura (MHWN) diminuem do (i) litoral NW (Setor 3, Figura 1) (respectivamente de 6,12m e 4,79m na Baía de Mutuoca e 6,65m e 5,24m em Turiaçu); (ii) Golfão Maranhense (Setor 1, Figura 1) (5,63m e 4,49m em Alcântara, 6,48m e 4,98m na Ilha do Cajual e 6,02m e 4,87m em São Luis) para (iii) o litoral Leste (Setor 2, Figura 1) (3,83m e 3,03m em Primeira Cruz, 3,15m e 2,41m em Tutoia, 2,78m e 2,20m na Barra do Estuário do rio Preguiça) (FEMAR, 1997). Entretanto, no Recife Manuel Luis (Setor 5, Figura 1), as médias das preamares de sízigia (MHWS) e as médias das preamares de quadratura (MHWN) são respectivamente de 2,02 e 1,57m (FEMAR, 1997).

No Golfão Maranhense, Feitosa (1989) mostra que a amplitude de maré oscila entre 4,9m e 7,2m, com média de 6,6m, no entanto, durante a sizígia, a amplitude alcança a altura de 7,2m, porém, na maioria do tempo (75%) as amplitudes de marés são inferiores a 5,5m (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 praial leste-oeste. Segundo o mesmo autor, durante a maré vazante, a ação das correntes manifesta-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 25 horas, 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 2,5m/s no Canal do Boqueirão. No canal a leste do Banco dos Cavalos, as correntes de maré atingem a velocidade de 2,3m/s e 1,2 a 1,5m/s na parte interna.

O regime de maré com periodicidade semidiurna e amplitude de macromaré, com alturas que podem atingir 7m e influenciar áreas distantes até 150km do litoral. A variação da amplitude determina a presença de fortes correntes (Pereira e Harari, 1995) ao longo de todo o ciclo anual, atingindo valores acima de 3m/s. Consequentemente, cresce a probabilidade de ocorrência de correntes de maré mais intensas neste período.

Medições recentes (Samaritano *et al.*, 2013) na Baía de São Marcos, apontam correntes de maré fortes: de 3m/s durante a vazante de sigízia e 1,9m/s e 2m/s durante a enchente de quadratura. Entretanto segundo estes autores, o fluxo máximo superior a 2,75m/s foi observado na parte SE da baía e 1,86m/s, no centro do canal da Baía de São Marcos.

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 maré de baixa velocidade com índices oscilando entre 0,40m/s e 1,6m/s.

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

7. 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 e 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 tem sido utilizada para determinar a direção da deriva litorânea.

Segundo Komar (op cit.), três métodos têm sido utilizados: (1) medindo-se taxas de acresção 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 e Howa, 1999). Seymour e Castel (1989) testaram alguns modelos de predição de transporte *cross-shore*.

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 Luis, 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 litorâneos, durante a preamar, e pela deposição eólica, após a terceira hora antes da baixamar, as canaletas são alimentadas permanentemente por grandes quantidades de areias, que são retrabalhadas, formando marcas de ondulação do tipo *mega ripples*. As praias do litoral norte da Ilha de São Luis apresentam baixo índice de curvatura, e, consequentemente, alto ângulo de abertura (Christofoletti e Pires Neto, 1976, In: Feitosa e Cristofoletti, 1993), devido 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 converge com a direção geral do vento, que provém do quadrante nordeste. Esta condição favorece o trabalho das ondas, que atingem a praia obliquamen-

te, 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 Christofoletti (1993), no período de maior deficiência hídrica, o transporte eólico se intensifica a partir da terceira hora antes da baixamar 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 húmido, 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 feitos por este autor, que mostra que este transporte acontece do limite da praia do Calhau (Figura 13) até a ponta do Farol (perfil 1, Figura 13), e consequentemente 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 de deriva foi reproduzido. Assim, no litoral oriental do Maranhão, a deriva litorânea efetiva de sedimentos é exclusivamente de leste para oeste (Dominguez e Bittencourt, 1996, MMA/UFRJ/FUJB/LAGET, 1996; Martin, *et al.*, 1998: In: Bittencourt *et al.*, 2003). Segundo Dominguez e 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 da ZCEM o mesmo tendesse a ser negativo ou próximo do zero, considerando o pequeno suprimento sedimentar fluvial. Assim, a tendência de longa duração seria para um recuo ou equilíbrio na posição de linha de costa, situação que parece ter persistido pelo menos desde o Pleistoceno (Dominguez e 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, In: 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 delta, as ondas que se aproximam da costa provém, dominantemente, 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, consequentemente, 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-se bancos arenosos movimentados pelas correntes de maré, aportando sobre os manguezais, ocasionando asfixia destas áreas, assoreando e deslocando pequenos canais de maré.

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

Gonçalves (1998) estudou o transporte eólico de areia nos Lençóis Maranhenses e concluiu que a taxa de transporte ao longo do primeiro semestre do ano (maior pluviosidade) é significativamente menor que a do segundo semestre (seco), 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 2430 e 2520.

Os campos de dunas são responsáveis pelo barramento de algumas drenagens, obstruindo suas desembocaduras e formando, consequentemente, 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 no delta, por vezes promove o assoreamento

de ecossistemas aquáticos (manguezal e lagoas), bem como o recobrimento de estradas e residências (Luis 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 provindas 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 4,0m/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.

8. TIPOLOGIA DAS PRAIAS E ÍNDICE DE MOBILIDADE

As praias do litoral norte da Ilha de São Luís apresentam largura média de aproximadamente 250m, podendo variar em face da grande amplitude de maré. A faixa praial possui em geral extensão com cerca de até 8km. 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 capilares, 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 encontram, está associada às características dos sedimentos e às condições imediatas e antecedentes destes ambientes deposicionais. Em função das características das praias do litoral norte da Ilha de São Luís, estas apresentam um estágio morfodinâmico do tipo ultra-dissipativo, salientando-se a intensa atividade das ondas, marés, correntes litorâneos 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 13):

- 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 subambiente é parcialmente mascarado em virtude da construção de enroncamentos rochosos. No entanto, nota-se ainda pequenos desníveis, formados 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 está em 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.

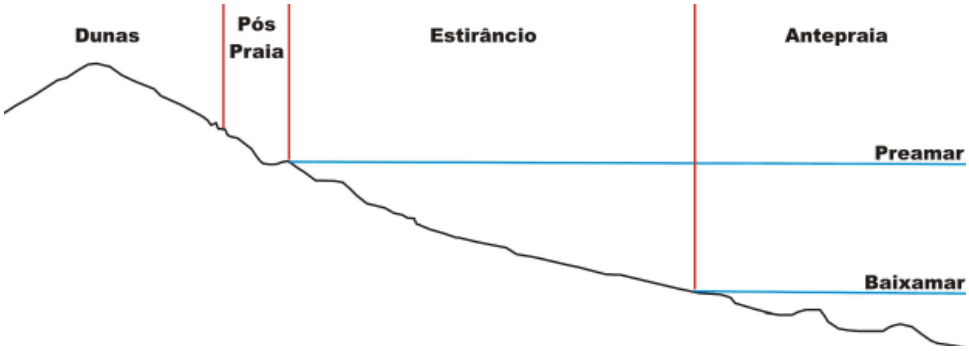


Figura 13
Perfil topográfico típico das praias do norte da Ilha de São Luis (Viana, 2000)

8.1 Litoral NW do Maranhão

Alguns trabalhos foram realizados no Litoral NW do Maranhão, por exemplo: Vizeu, Carutaperá, Alcântara, ilha de São Luís, etc.

Segundo Souza (2012), na praia de Itatinga (Alcântara) (Figuras 14, 15), a assimetria das areias se apresenta da seguinte maneira: nas Dunas, 60% são aproximadamente simétricos, 20% positiva e 20% muito positiva; na Linha de Maré Alta (LMA) 45% das areias são positivos, 22% muito positivos e 33% são aproximadamente simétricos; no estirâncio (EST) 50% das areias apresentam assimetria negativa, 22% aproximadamente simétrico, 17% positivos e 11% muito positivos; na Linha de Maré Baixa (LMB) 50% das areias são aproximadamente simétricos, 33% negativos, 11% muito positivos e 6% muito negativos.

Nesta praia, o padrão de curtose é representado nas dunas por areia leptocúrtica (60%), mesocúrtica (20%), e muito platicúrtica (20%); na LMA as areias se classificam em leptocúrtica (65%), muito leptocúrtica (29%), e mesocúrtica (6%); no EST ocorrem 56% dos sedimentos classificados como leptocúrticos, 39% muito leptocúrticos e 5% platicúrticos, na LMB tem-se 44% dos sedimentos leptocúrticos, 33% muito leptocúrticos, 17% platicúrtica e 6% muito platicúrtica (Souza, 2012).

Na praia de Itatinga, na duna encontra-se uma grande concentração de areia fina (2,13-2,97), correspondendo a 80% da amostragem; na LMA tem-se 84% de areia fina, 11% de areia muito fina, e apenas 5% de areia média, no EST ocorre o predomínio de 94% de areia fina e apenas 6% de areia muito fina; na LMB 83% as areias são classificadas como fina, 11% são de areia muito fina e 6% são de areia média. Na duna, as areias estão classificadas como 60% muito bem selecionadas, 20% são bem selecionadas e 20% são moderadamente selecionadas, na LMA 67% das areias são muito bem selecionadas, 17% moderadamente selecionadas e 16% bem selecionadas; no EST, 44% das areias são muito bem selecionadas, 39% bem selecionadas e 17% são moderadamente selecionadas; na LMB, 50% das areias são classificadas como moderadamente selecionadas, 33% bem selecionadas, 11% muito bem selecionadas e 06% pobremente selecionadas.

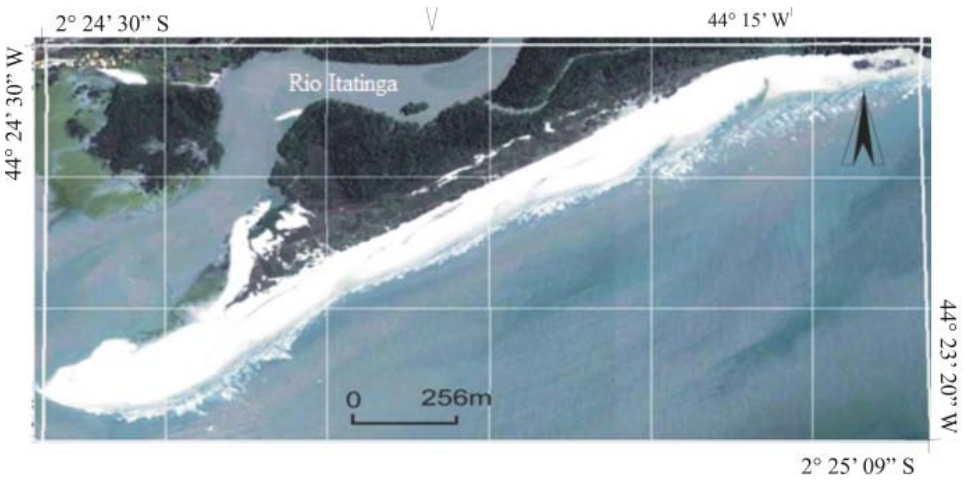


Figura 14
Praia de Itatinga (Alcântara). Foto Googleearth, In: Souza, 2012.

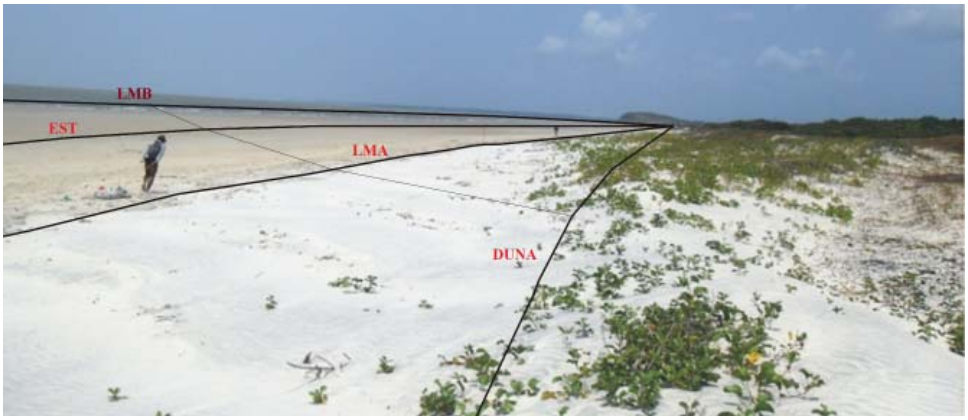


Figura 15
Praia de Itatinga (Alcântara). Foto de Souza, 2012.

8.2 Ilha do Maranhão

Em São Luís, as praias oceânicas são orientadas NE-SW, o transporte sedimentar é longitudinal para SW (Pereira *et al.*, 2014). A continuidade destas praias é interrompida somente nos afloramentos dos sedimentos do Grupo Barreiras na face praial. Estes setores se encontram em desequilíbrio com as condições morfodinâmicas locais, resultando em intensa erosão costeira.

Segundo Santos *et al.* (2004): (i) no setor da ponta do Curimã à ponta da Areia, as praias de areia fina são dissipativas (Figura 16); (ii) entre a ponta do Bonfim e praia Morada Nova, as praias de areia fina são dissipativas, com falésias, plataformas e terraços de abrasão, planície de maré lamosa/arenosa, manguezais, estrutura artificiais lisas e enroncamentos; (iii) entre a ilha de Tauá-Mirim e Ponta do Jurumanduba (Alcântara), as praias de areia fina são também dissipativas, com falésia, planície de maré lamosa e manguezais; (iv) no setor leste da baia de São Marcos, da ilha do Curupu ao porto da CVRD, as praias de areia fina a muito fina



Figura 16
Mapa de localização dos perfis levantados na praia de São Marcos (Viana, 2000).

são dissipativas; (v) no restante do setor leste, na ilha dos Caranguejos e no lado oeste da baia de São Marcos, predominam as planícies flúvio-marinhas (planícies de maré lamosa) com manguezal.

De acordo com Viana (2000) próximo ao Farol na praia de São Marcos, o perfil praial, com 200m de comprimento (Figuras 16, 17) mostra que apesar da presença dos sedimentos da Formação Itapecuru, a declividade é até a linha de baixamar, onde ocorre a quebra brusca do prisma praial, mergulhando na antepraia (Figuras 16, 17). Durante o primeiro período (setembro a novembro de 1997), ou 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 ocorrem no estirâncio superior e sedimentação na parte inferior. Já no período de setembro a novembro de 1999, foram feitas as mesmas observações que no primeiro período de levantamento (Viana, 2000).

No Pontal de São Marcos (Figuras 16, 18), o perfil praial, com extensão de 250m e declive suave, é recoberto por seixos lateríticos rolados espalhados por todo o estirâncio e pós-praia, oriundos de sedimentos da falésia (Formação Alcântara) na mesma localidade. 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

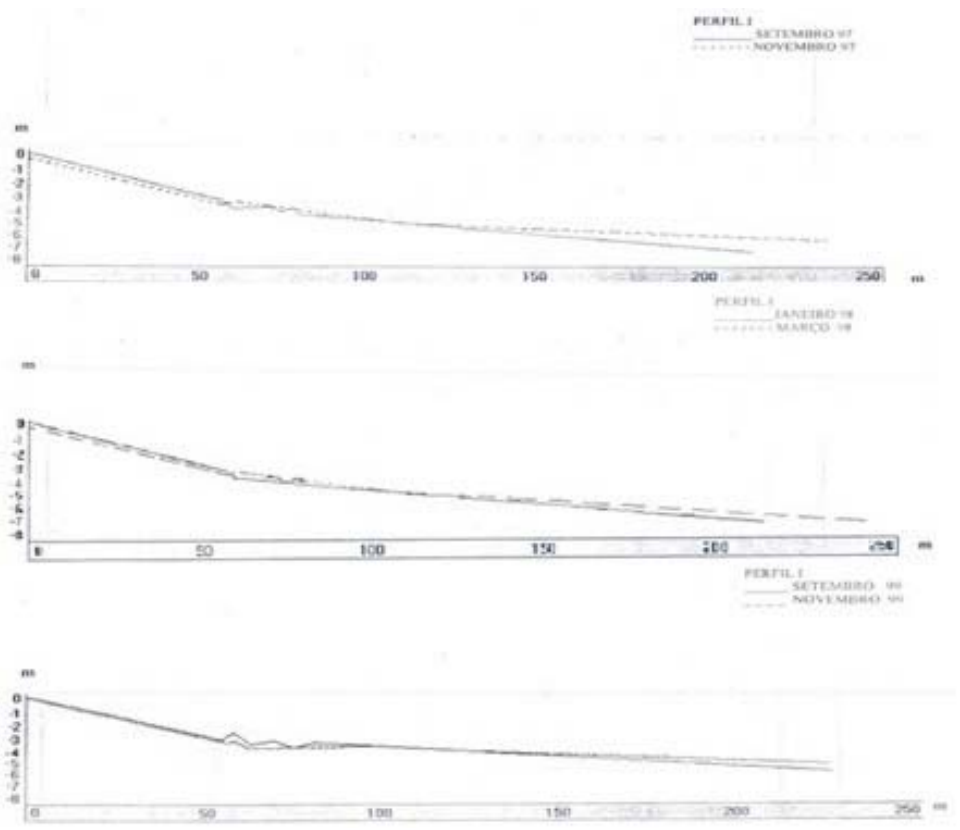
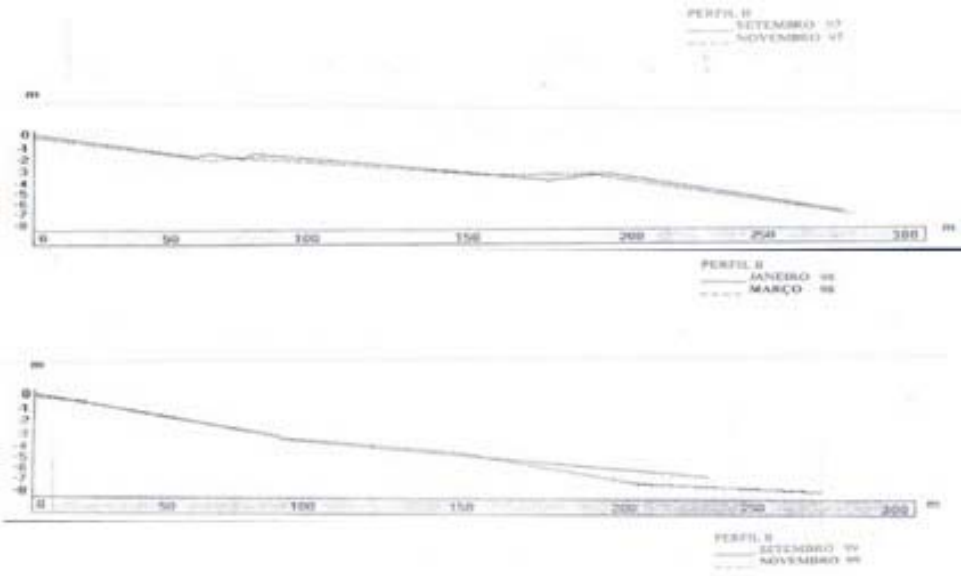


Figura 17
Perfil 1, próximo ao Farol de São Marco na praia do mesmo nome, a localização deste perfil é mostrada na figura 16 (Viana, 2000).



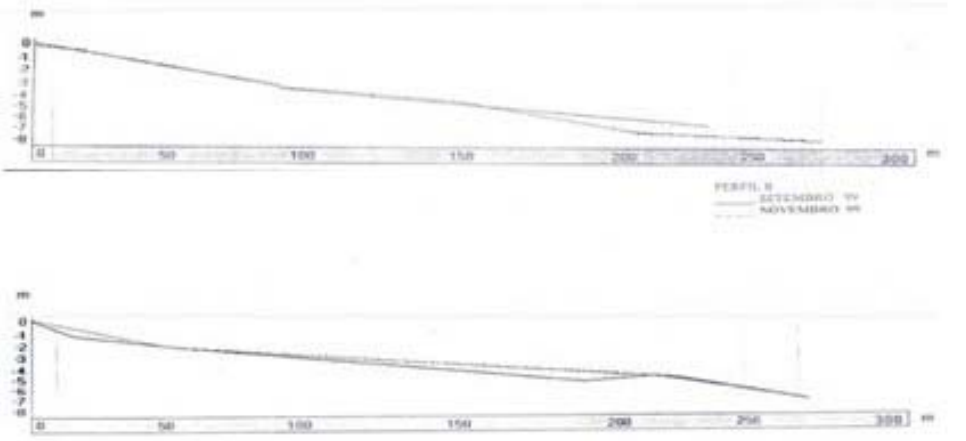
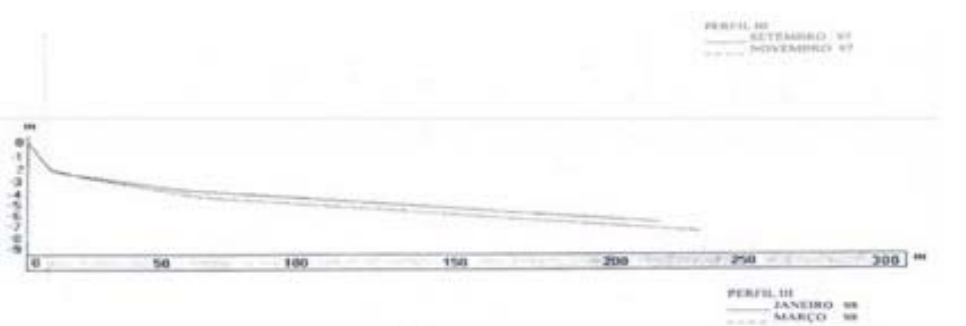


Figura 18
Perfil 2 levantado na praia de São Marcos, a localização deste perfil é mostrada na figura 16 (Viana, 2000).



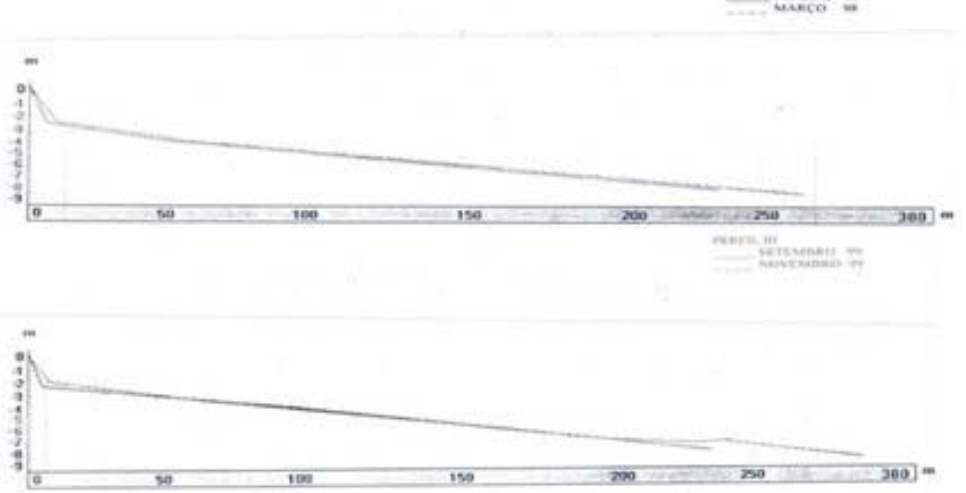


Figura 19
Perfil 3 levantado na praia de São Marcos, a localização deste perfil é mostrada na figura 16 (Viana, 2000).

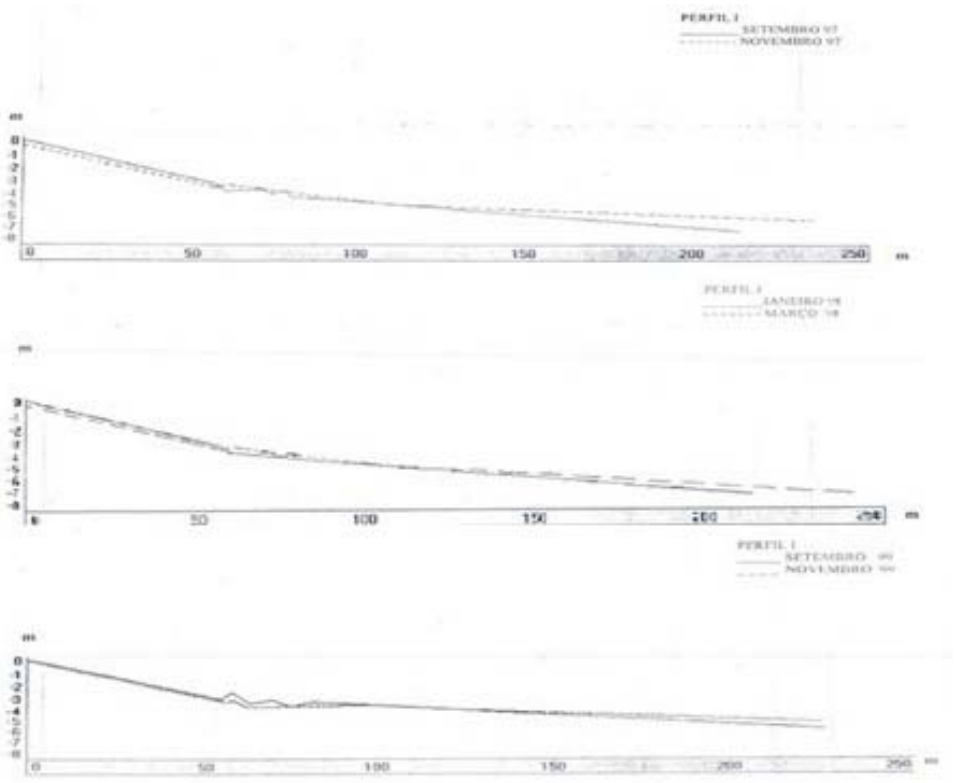


Figura 20
Perfil 4 levantado na praia de São Marcos, a localização deste perfil é mostrada na figura 16 (Modificado de Viana, 2000).

o perfil. No entanto, no período de setembro a novembro de 1999, processos de sedimentação tomaram conta de todo esta praia.

Ao longo do perfil praial 3 com 250m de extensão, na parte central da praia de São Marcos (Figuras 16, 19), o pós-praia apresenta-se bastante modificado, devido aos processos de retificação da linha de costa para construção de uma avenida litorânea (Viana, 2000). 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), observaram-se evidências erosivas 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).

O perfil praial 4 foi levantado perto da foz do rio Calhau (Figuras 16, 20) 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 de 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.



Figura 21A
Praia de bolso na ilha do Medo. Foto de Silva *et al.*, 2006.

Nas praias da Marcela (PM), ponta do Farol (PF) e ponta d'Areia (PA) a média em areia fina (2,6Ø; 2,7Ø e 2,9Ø respectivamente) esteve com variações entre bem, moderadamente e pobremente selecionadas (Pereira *et al.*, 2014). O estirâncio de PA e PF é recoberto por areia muito fina e fina, em função do espigão rochoso (ponta d'Areia) e espigão natural laterítico (ponta do Farol) que retém parte da deriva litorânea (NE-SW) de sedimentos. Próximo à falésia, a areia grossa é oriunda dos sedimentos do Grupo Barreiras.

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

Silva *et al.* (2006) mostram que as praias da Ilha do Medo estão influenciadas pela macromaré da Baía de São Marcos (Figura 21a).

Segundo os mesmos autores, as praias na Ilha do Medo têm um padrão morfodinâmico dissipativo.

De acordo com Trindade (2012), na praia da ponta d'Areia (Prancha 02), os cálculos atribuídos à média nos sedimentos arenosos mostram o seguinte quadro: a duna é composta por areia muito fina (17%) e areia fina (83%), na LMA e EST são concentrados 100% de areia fina e a LMB é recoberta por areia muito fina (5%) e areia fina (95%).

Prancha 2 – Praia da Ponta D'Areia

Fotos de Trindade, GEMC



Prancha 2 - Estampa 1
Praia da Ponta D´Areia.



Prancha 2 - Estampa 2
Praia de São Marcos, observar as plataformas de abrasão expondo sedimentos da formação Alcântara.



Prancha 2 - Estampa 3
Muros de contenção na base do esporão arenoso (*spit*) da Ponta D' Areia



Prancha 2 - Estampa 4
Praia da Ponta D´Areia.



Prancha 2 - Estampa 5
Canalização destruída pelas marés na Praia da Ponta D´Areia.



Prancha 2 - Estampa 6
Praia da Ponta D' Areia Observar ao fundo o espigão costeiro na extremidade do esporão arenoso (*spit*).

Há uma grande variedade na concentração da seleção nos sedimentos arenosos da praia de ponta d'Areia. A duna é composta por areia fina muito bem selecionada (33%), areia fina bem selecionada (50%) e areia muito fina moderamente selecionada (17%). Para os sedimentos da LMA têm-se areia fina bem selecionada (50%) e areia fina muito bem selecionada (50%). No EST, tem-se areia fina bem selecionada (85%) e areia fina moderadamente selecionada (15%). O porcentual de seleção para a LMB destaca-se da seguinte maneira, areia fina bem selecionada (55%), areia fina moderadamente selecionada (40%) e areia fina muito bem selecionada (5%). O intervalo de seleção atribui valores de 0,30-0,82, tendo então grau de seleção variando de muito bem selecionado, bem selecionado a moderadamente selecionado, com exceção da LMA que consiste em um intervalo de 0,25-0,43, variando de muito bem selecionado a bem selecionado.

A praia de Panaquatira possui 8km de extensão e está localizada no NE da ilha de São Luís (município de São José de Ribamar) (Prancha 03). Na praia de Panaquatira, a maioria dos sedimentos foi classificada como areia fina com maior percentual ao sul da praia, principalmente na falésia (100%); estirâncio (76%) e linha de maré alta (71%). Já ao norte da praia identificou-se um padrão mais baixo da distribuição da média com valores de linha de maré baixa (50%) e duna (67%) (Lopes, 2012).

Os sedimentos arenosos na falésia e no estirâncio da praia de Panaquatira foram classificados como leptocúrtica, com 67% e 54%, respectivamente. A LMA foi classificada como mesocúrtica (52%) e LMB como muito leptocúrtica (40%). No estirâncio, os sedimentos apresentam curtose plasticúrtica e extremamente leptocurtica com valores bem próximos, de 12% e 11%, respectivamente. Os sedimentos da duna são representados por 67% como plasticúrticas.

Os sedimentos distribuídos na falésia e na LMB apresentam valores que vão de 100% a 63% de areias moderadamente selecionadas, já os sedimentos da duna até a LMA variam de 67% a 33% de areias bem selecionadas. Identificou-se apenas na LMB e na LMA um percentual de 8% e 4% de areias pobremente selecionadas. Os sedimentos da duna apresentaram maior percentual em relação a areias muito bem selecionadas 33%. A tendência de que as frações mal selecionadas são aquelas associadas à porção mais argilosa das amostras de sedimentos e que existe uma tendência de pior selecionamento na parte sul da praia de Panaquatira, passando a moderadamente selecionado e bem nas frações médias e grossas.

Na região estuarina do rio Santo Antônio (município de São José de Ribamar), extremo leste da Ilha do Maranhão, Costa (2016) encontrou registros da Última Transgressão marinha do Quaternário, preservados dentro de um curso fluvial (Figura 21B). O afloramento de bioclastos contendo conchas de moluscos bivalves e gastrópodes apontou a evidência de um paleonível marinho (+3,2m). Baseando-

Prancha 3 – Praia de Panaquatira (Ilha de São Luís, MA)

Fotos do GEMC



Prancha 3 - Estampa 1
Falésia ao sul da Praia de Panaquatira, observar os seixos lateríticos acumulados na base.



Prancha 3 - Estampa 2
Dunas escarpadas ao norte da Praia de Panaquatira.



Prancha 3 - Estampa 3
Pós-praia, presença de material biodetritico (setas) na LMA



Prancha 3 - Estampa 4
Estirâncio da Praia de Panaquatira com seixos lateríticos rolados.

se na análise tafronômica de 600 exemplares de conchas, comportando 16 tipos de animais, todos marinho-estuarinos, o autor constatou que os bioclastos acumulados foram resultado de uma condição hidrodinâmica pretérita, que permitiu a deposição em ambiente de alta energia, uma concentração sedimentológica de conchas de moluscos e gastrópodes quando ainda não se fazia presente o esporão arenoso (*head-land-spit*) da praia de Panaquatira. Esta condição hidrodinâmica pretérita difere-se das condições atuais segundo as quais a instalação e o desenvolvimento do esporão arenoso bloqueou a ação de ondas em sua retaguarda lagunar transformando um ambiente outrora de alta energia em um ambiente de baixa energia, onde os terraços de maré foram tomados por manguezais.

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

Trabalhos desenvolvidos nos Setores 1 e 2 (Figura 01) da ZCEM indicam processos de erosão e de acresção e são mostrados a seguir.

9.1. 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 zonas costeiras do mundo. Segundo Bird (1985), 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 praiais por ondas, ventos, marés

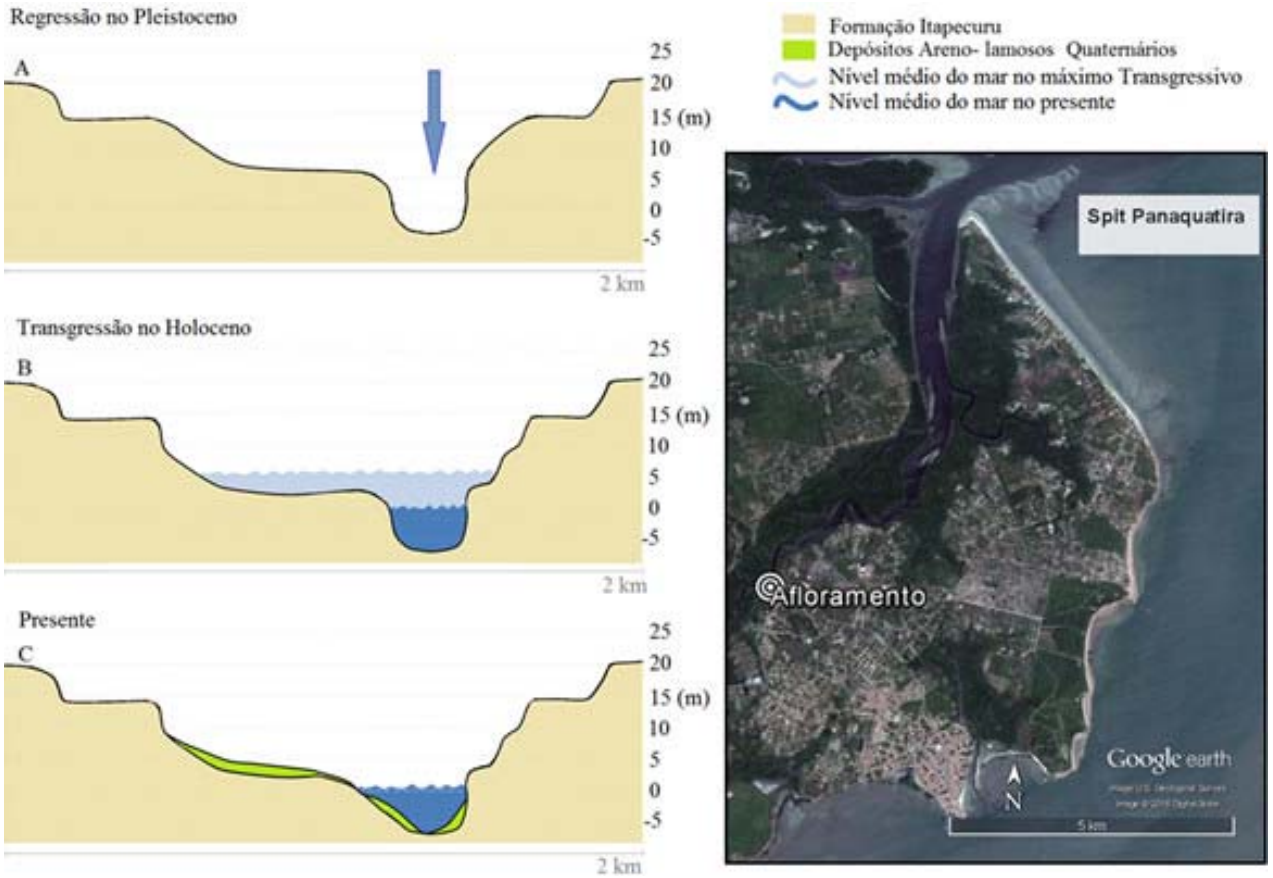


Figura 21B
Esporão arenoso (*headland-spit*) da praia de Panaquatira (Costa, 2016).

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, tem sido discutida 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 entres 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) e Short e Hesp (1982) sugeriram que os estados morfodinâmicos da praia e da zona de surfe são igualmente importantes juntamente com outros fatores na determinação de processos erosivos de escala local e de curta duração.

Os minerais pesados também têm sido utilizados como indicadores de erosão. Frihy e 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 do Maranhão sofrem transformações morfológicas (Santos, 1989; Feitosa, 1989, 1997; Tarouco e Santos, 1997; Sobrinho, 1998). Além de processos naturais, estes autores mostram que as alterações morfológicas são também de origem antrópica, devido ao 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 do Maranhão(Figuras 16, 17, 18, 19 e 20) apresentam as seguintes observações:

Praia de São Marcos, no período de setembro a novembro de 1997 (estiagem) traços de erosão apareceram na parte superior e deposição na parte inferior da praia. No entanto, no período de setembro a novembro de 1997, ocorrem erosão no estirâncio superior e sedimentação na parte inferior.

No 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 processos oceanográficos, associados aos ventos. A curtose apresenta domínio de leptocúrtica a muito leprocúrtica, traduzindo um processo sedimentológico com energia capaz de transportar sedimentos arenosos ao longo do perfil, produzindo uma 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 (Commun. Verbal), a linha de costa recuou de 700-800m em 2 anos, sempre foi regressiva, com uma taxa de ±3m/ano. Este recuo foi

atribuído a diminuição da área do Salgueiro, em função da construção dos diques dos criatórios de camarão e do aumento da altura das marés com cerca de 1,5m no mesmo período.

No trecho entre a Pedra do Sal e a foz do rio Igarassú (Delta do Parnaíba), observou-se, no 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 também experimentam processo acelerado de erosão, com registros de degradação de vias públicas e patrimônios particulares.

Bococcoli (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.

Trabalhos recentes (Souza *et al*., 2011) no litoral NW do Maranhão mostram alto grau de vulnerabilidade da paisagem em função da intensa dinâmica sedimentar. Segundo os mesmos autores, as atividades humanas não representam fator de desequilíbrio, exceto nas áreas de influência direta dos povoados por causa do predomínio do emprego de técnicas ainda rudimentares na pesca e na extração de recursos como o sururu e madeira de mangue.

Rafael *et al.* (2009), em trabalhos de ensaios laboratoriais nas falésias esculpidas em sedimentos da Formação Barreias da Ilha de São Luís, revelam predomínio de solos arenosos ou siltosos, não plásticos e predominantemente cauliníticos. Os mesmos autores, afirmam que os ensaios de infiltração mostram valores iniciais de infiltração elevados, e decréscimo suave em todos os casos, com valores maiores em materiais arenosos pouco coesos (entre 4.000ml e 600ml). As medições de resistência à penetração indicaram valores baixos. Estes autores apontam que as feições erosivas estudadas têm características recorrentes, e mostram para a suscetibilidade dos materiais à erosão de uma maneira regular, o que explica o recuo das falésias e a migração das praias em direção à parte interna da ilha de São Luis.

A distância total da linha de costa analisada com 52,18km na Ilha do Maranhão, passa pelos 4 municípios existentes na citada ilha: São Luís (25,92%), Raposa (64,94%), São José de Ribamar (7,30%) e Paço do Lumiar (1,84%). Ao longo deste trecho as praias arenosas são do tipo dissipativas a ultradissipativas, com presença de dunas, falésias e tabuleiros (Figura 22) em retro terra (Vasconcelos, 2016).

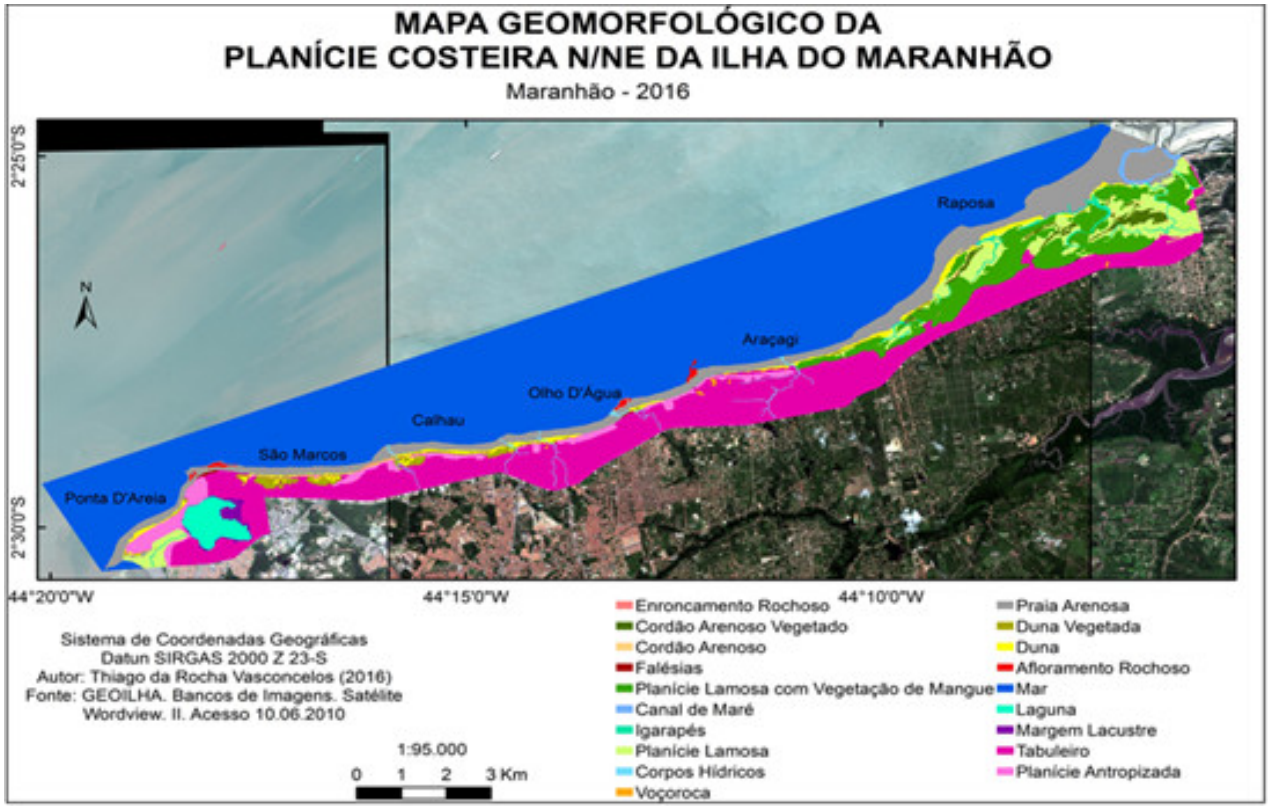


Figura 22
Feições morfológicas existentes na Planície Costeira N/NE da Ilha do Maranhão (Vasconcelos, 2016).

Em parte da linha de costa da Raposa pode ser observada a presença da planície lamosa a retaguarda das praias arenosas ora colonizadas por manguezal. As praias neste setor da ilha, apresentam-se com largura variando de 50m (parte abrigada da praia da ponta da Areia) até aproximadamente 1km (município da Raposa), sendo constituídas predominantemente por areias finas a muito finas (Figura 23), com erosão acentuada em alguns locais.

Em geral, 16,83% da orla em erosão, 9,25% com tendência à progradação, 11,31% estabilizada por obras de engenharia (enrocamentos, espigões, calçadões, escadarias e muros) e 62,61% estável (Vasconcelos, 2016) (Figura 24).

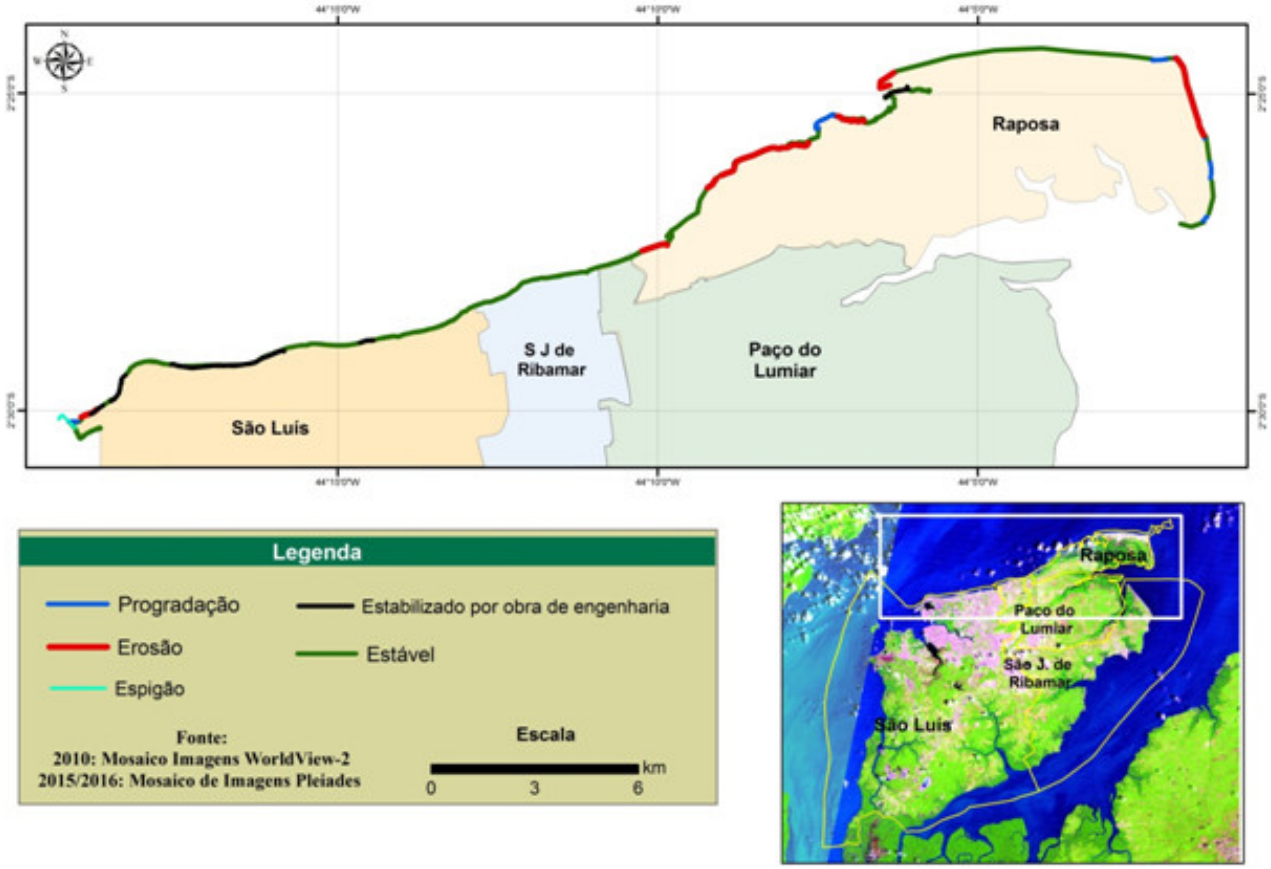
Destas áreas em erosão 3,76% foram identificadas em São Luís nas proximidades do hotel praia-mar, do calçadão da Ponta da Areia (Vasconcelos, 2016) (Figura 25).

Contudo, os processos de erosão foram bastante significativos no município da Raposa (24,42%), embora na maioria dos casos não haja maiores problemas, uma vez que a orla do referido município ainda encontra-se com ocupação humana rarefeita, devido em grande parte a presença da planície lamosa com manguezal a retaguarda das praias arenosas. Na ilha de Curupu, evidências de erosão foram detectadas, não constituindo maiores problemas devido à baixíssima presença humana no local (Figuras 26, 27).

Figura 23 (à direita)
Processo erosivo na praia da Ponta da Areia, São Luís – MA



Figura 24 (abaixo)
Mapa da linha de costa da ilha do Maranhão (Elaborada por Denache, U e Santos, J.H.S. 2016).



Processos de progradação podem ser identificados ao longo da linha de costa, na forma de pequenas áreas, nas proximidades do espigão em São Luís com 1,91%, onde ocorre um pequeno campo de dunas em crescimento devido a construção do espigão costeiro que se transformou num obstáculo ao transporte eólico existente na Ponta da Areia (Figura 28).

Os locais considerados estáveis foram espacialmente os mais representativos ao longo da linha de costa, representando 100% nos trechos abrangidos pelos municípios de Paço do Lumiar e São José de Ribamar; 59,70% do município da Raposa e 56,72% em São Luís.

Devido ao avanço da urbanização em direção à linha de costa no setor analisado do município de São Luís, dos 13,5km de extensão cerca de 5km encontra-se estabilizada por obras de engenharia, embora alguns destes locais já apresentem processos erosivos em estagio avançado, a exemplo da praia da Ponta da Areia (Figura 29).

No município da Raposa também pode ser observada a presença da estabilização da linha de costa por obras de engenharia (2,40%) no cais e nas suas proximidades (Figura 30).

Contudo, tais obras terminam muita das vezes alterando significativamente a morfodinâmica e a paisagem local. A erosão observada neste ponto do município da Raposa deve-se provavelmente a migração do canal principal de um igarapé o qual vem sendo entulhado pela migração de um spit defronte a área em questão.



Figura 25
Erosão na praia da Ponta da Areia São Luís – MA.



Figura 26
Praia arenosa ultradissipativa defronte ao farol do Aracagi, sem presença de edificações, Raposa – MA.



Figura 27
Presença das áreas de erosão identificadas na ilha de Curupu – Raposa.



Figura 28
Área em progradação com presença de dunas embrionárias, sendo formadas pela presença do espigão da Ponta da Areia.



Figura 29
Ataque das ondas sobre o calçadão da Ponta da Areia, na cidade de São Luís - MA.



Figura 30A
Obra de engenharia no município de Raposa (Ilha do Maranhão).



Figura 30B
Obra de engenharia no município de Raposa (Ilha do Maranhão).

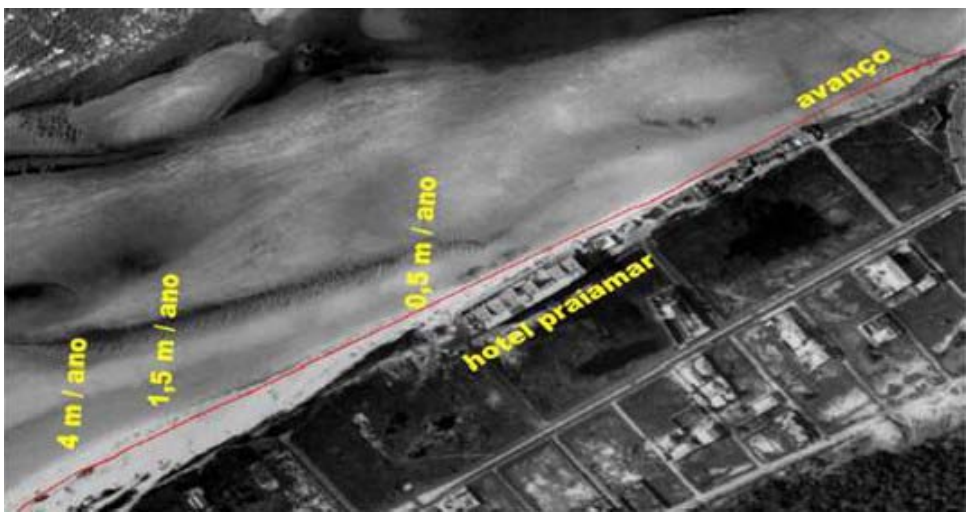


Figura 31
Taxas de erosão na parte intermediária da Ponta da Areia. Alinha vermelha indica a linha de preamar de 2007 e a foto é de 1988 (VALE/FSADU, 2007, In: Azevedo: 2012).

Ainda com relação aos processos erosivos, VALE/FSADU (2007, In: Azevedo: 2012) destacou que na parte distal da praia da Ponta da Areia a erosão atingiu uma taxa de 15 m/ano. Na parte mais central da praia, a taxa de erosão cai para menos de 1m/ano (Figura 31).

De oeste para leste, a taxa cai de 4m/ano para menos de 0,5m/ano. Na extrema direita da foto ocorreu avanço (deposição), sendo que a erosão volta a predominar na região da Praça do Sol e Hotel Brisamar. Contudo, neste setor, a erosão torna-se menos visível, uma vez que, a linha de costa é protegida por estruturas de concreto e enrocamento.

9.2 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, ocorrem extensos bancos arenosos, defronte à foz de rios que descobrem nas grandes baixa-mares de sizígia (DHN, 2017).

Azevedo (2012) analisou o processo de assoreamento na foz estuarina de São Luís, da Ponta da Guia até a Ponta da Areia compreendendo os braços de mar do Bacanga e Anil, localizados na margem leste da Baía de São Marcos (Figura 32).

Azevedo (2012) desenvolveu pesquisas sobre o assoreamento desta região por período:

- 1947-1966 (19 anos) ocorreu uma taxa de assoreamento negativo, tendo em vista, que para esse período havia ainda certo equilíbrio ente as taxas de transporte de sedimentos;
- 1966 a 1984 (período de 18 anos e acumulado de 37 anos) a barragem do Bacanga foi implantada, diante disso, houve modificação dos processos na foz;
- 1984 a 2006 (período de 22 anos e acumulado de 59 anos) ocorreu um volume elevado de sedimentos (15.000.000m^3) na área de estudo;
- 2006 a 2011 (intervalo de 05 anos e acumulado de 64 anos) o volume do assoreamento extrapolou valores de 26.000.000m^3, com aumento de mais de 70% com relação aos resultados no período de 1984 a 2006.

Entretanto, Azevedo (2012) fez estimativas para os seguintes períodos:

- 2011 a 2017, em uma estimativa de assoreamento na ordem dos 31.000.000m^3;
- 2011 a 2027 em um volume acumulado de 46.561.524m^3, indicando uma forte tendência evolutiva deste processo.

10. TAXAS DE EROSÃO/PROGRADAÇÃO COM INCLUSÃO DE ÍNDICE DE MOBILIDADE

Trabalhos baseados em análises de dados no período de 1961 – 1991 (Feitosa, 1996) mostram que não ocorreram alterações significativas na extensão da zona costeira (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 2,3km^2. 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 1.1km^2.

Segundo Viana (2000) em trabalhos feitos na praia de São Marcos (Figuras 16, 17, 18, 19, 20), 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.



Figura 32
Mapa da foz estuarina de São Luís, da Ponta da Guia até a Ponta da Areia compreendendo os braços de mar do Bacanga e Anil, localizados na margem leste da Baía de São Marcos (Azevedo (2012).

Na ZCEM, 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 acrescão (LABOHIDRO, 1999).

Segundo Santos *et al.* (2004), na praia da Ponta D´Areia (São Luís), a linha de costa recuou cerca de 20 – 30m nas últimas décadas, causando solapamento na base das falésias. Os mesmos autores apontam outro grande impacto como a construção de prédios nas planícies arenosas.

Estudos de vulnerabilidade a mudança do clima mostram grau de vulnerabilidade baixo a médio nos litorais NW e Oriental do Maranhão, e alto na Ilha de São Luís e no Delta do Parnaíba (Nicolodi e Petermann, 2010).

Estudos de simulação de subida do nível do mar sobre os manguezais (Bezerra, 2014), consideradas como de proteção no Golfão Maranhense apontam que este

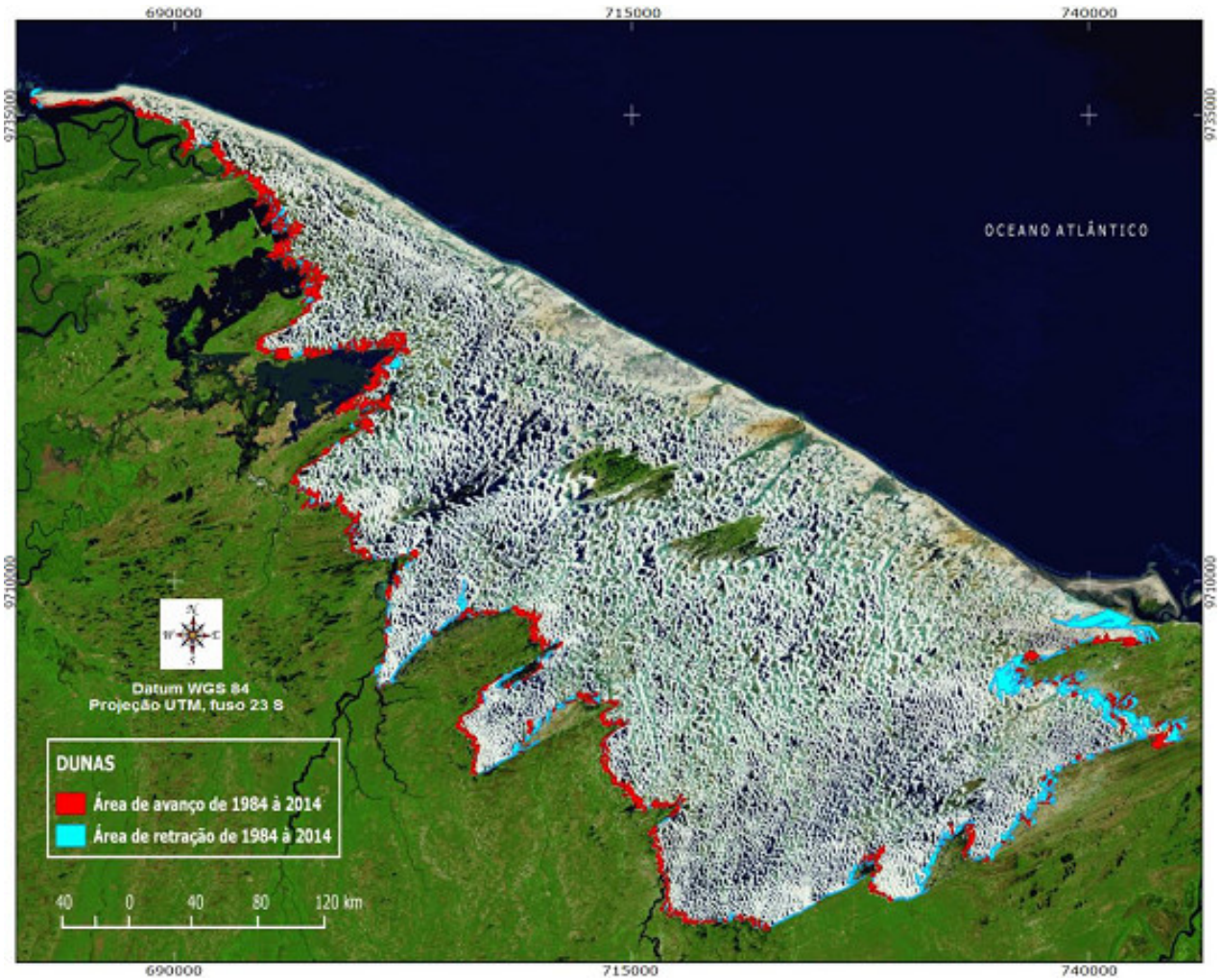


Figura 33
Imagem de 2014 e a representação das áreas que apresentaram avanço ou retração dunária em 31 anos (Araujo e Fonseca, 2016).

ecossistema costeiro torna-se vulnerável ao processo de elevação do nível do mar. Os resultados obtidos pelo autor mostram a capacidade de resistência do manguezal a elevação do NRM, que correspondeu a uma variação de 0,01 a 0,13m, neste caso a área de manguezal total e remanescente permaneceu aproximadamente constante, com 17.711 e 16.916ha, respectivamente, ou seja, com taxas de perda e ganho constates e equivalentes. Entretanto, para elevação do NRM a partir de 0, 14m (2025), o manguezal apresentou um decréscimo da área ocupada e declínio.

De acordo com Azevedo (2012) o processo de assoreamento na foz estuarina de São Luís (da Ponta da Guia até a Ponta d´Areia) atingiu taxas altíssimas de 26.000.000m^3, com aumento de mais de 70% no período de 2006 a 2011, e previsão de alcançar um volume acumulado de 46.561.524m^3 para o período de 2011 a 2027.

Araújo e Fonseca (2016) mapearam as mudanças do sistema dunário do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses no período de 1984 a 2014. Estes autores produziram mapas do deslocamento das dunas neste período de 31 anos. Isso permitiu identificar as áreas de avanço e retração do sistema dunário. A área total de avanço das dunas foi de 23,69km^2 enquanto que a retração apresentou 14,95km^2. A expansão das dunas ocorre do litoral em direção a parte interna do continente no sentido NE-SW, seguindo a circulação dos ventos alísios (Figura 33).

O litoral maranhense não é composto por uma simples linha de baixamar, pois em sua maior parte apresenta ilhas aluvionais com vegetação de mangue que atingem mais de 20km de extensão. Dessa maneira o litoral maranhense deve ser visto como composto de duas linhas litorâneas, com a primeira constituindo o limite de baixamar com o continente, e a segunda sendo representada pela linha externa das ilhas de mangue e restinga. Foi considerada apenas a linha litorânea externa, pois a linha interna se apresentou estável em praticamente toda a sua extensão. A linha litorânea externa tem aproximadamente 1.100km de extensão.

A presente análise classificou a dinâmica litorânea do limite externo em quatro categorias, mais especificamente Progradação, Erosão, Deslocamento Lateral e Estável. As duas primeiras consideram o deslocamento do alinhamento litorâneo em sentido perpendicular à linha de costa, e o deslocamento lateral representando áreas que apresentam simultaneamente erosão a barlavento e deposição a sotavento em alinhamento paralelo à linha de costa. A categoria estável representa as áreas litorâneas para as quais não foi observada variação na análise por sensoriamento remoto.

A classificação foi baseada nos mosaicos digitais georeferenciados de imagens satélite LANDSAT para os anos de 1984 e 2000 para toda a ZCEM, com resolução de pixel de 60m, equivalendo a uma escala aproximada de 1:300.000. O mosaico de

imagens utilizado é o mesmo utilizado no Zoneamento Econômico e Ecológico do Maranhão (EMBRAPA 2001).

A classificação dividiu a ZCEM em três setores que refletem condições fisiográficas e oceanográficas distintas. Os 1.109km da linha litorânea externa estão distribuídos com 306km no setor ocidental, 611km no setor Golfão, e 192km no setor oriental. O quadro abaixo apresenta as porcentagens da extensão linear de linha litorânea por setor e categoria de classificação (Tabela 01).

Tabela 01 -Avaliação dos setores de progradação, erosão, deslocamento lateral e erosão no litoral maranhense.

SETOR	Progradação (%)	Erosão (%)	Deslocamento lateral (%)	Estável (%)
Litoral Ocidental	18,5	22,9	15,7	42.9
Golfão Maranhense	5,5	6,5	8,1	79,7
Litoral Oriental	7,5	2,8	29,8	60,0

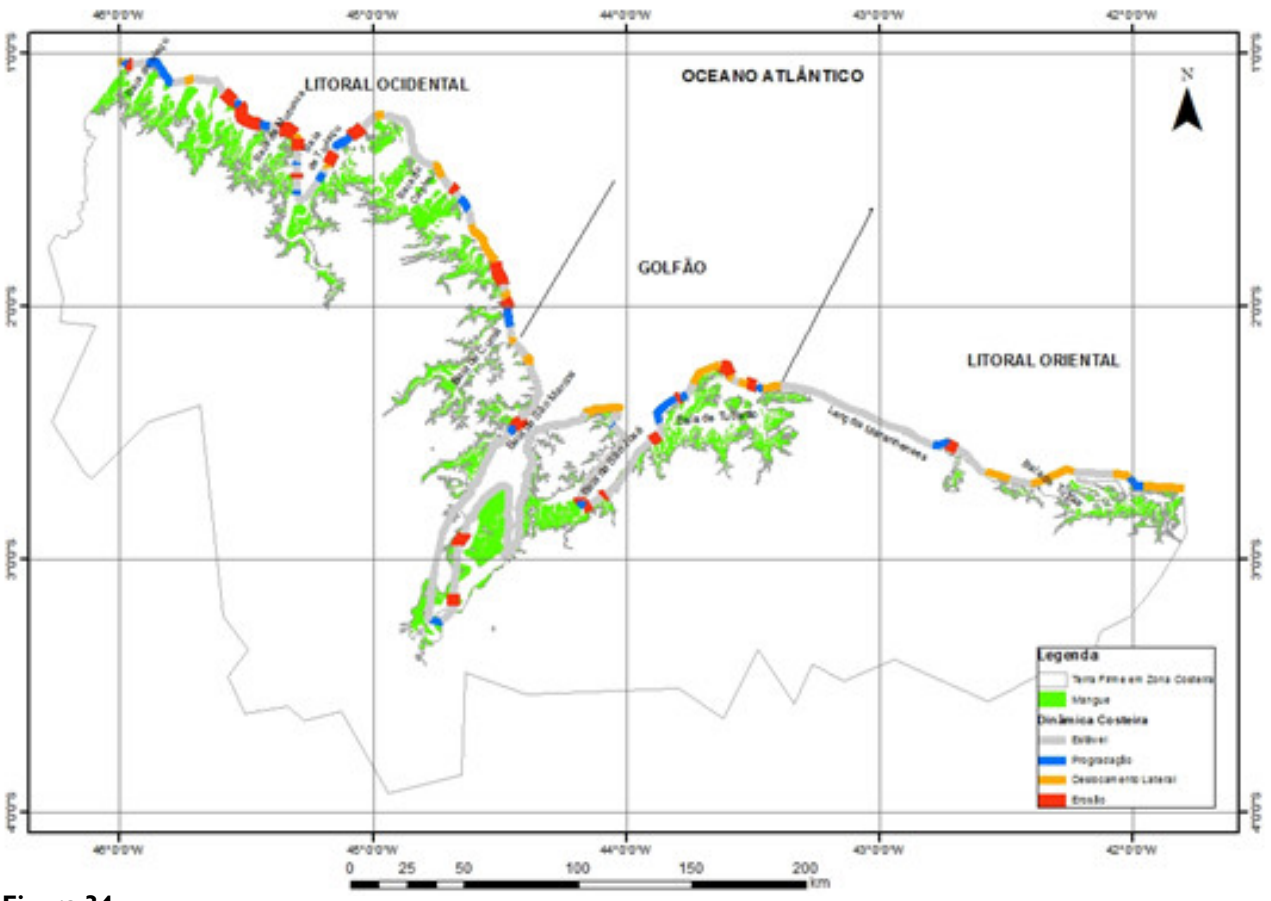


Figura 34
Avaliação dos setores de progradação, erosão, deslocamento lateral e erosão no litoral maranhense (elaborado por MárcioVaz).

O limite litorâneo interno nas áreas de manguezal não apresentou alterações no período de 1984 a 2000. O presente mapeamento mostra que de modo geral a franja costeira se apresenta resiliente, com pontos localizados de erosão acentuada. Importante ressaltar que a presente classificação deve ser considerada como indicadora de sítios com dinâmica costeira significativa. Considerando que a resolução de pixel das imagens satélite utilizadas é de 60m e que o período de observação foi de apenas 16 anos, somente áreas com taxas de erosão e deposição superiores a 3,8m/ano teriam com ser identificadas.

11. CONCLUSÃO

A síntese dos trabalhos disponíveis permitiu obter uma visão regional sobre a dinâmica da ZCEM, sobretudo nos setores 1 e 2. A ZCEM, com um litoral diversificado: o Golfão Maranhense, aberto (10km) 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 subunidades: (i) planalto costeiro, (ii) planície flúvio-marinha; (iii) planície costeira (manguezais, campos, *cheniers*, depósitos eólicos costeiros pleistocênicos/paleodunas, depósitos eólicos holocênicos/recentes, deltas de 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 migratórias. Estas estruturas arenosas móveis são assimétricas com cumprimento entre 14 e 70km, largura em torno de 7m e altura entre 8 e 20m. 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 180m/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 1-1,5m e 6,65m (macromaré) no litoral NW e Golfão Maranhense (Setores 1 e 3, Figura 1) 1,57m (macromaré) no litoral oriental (Setor 2, Figura 1).

Na ZCEM, poucos trabalhos versam sobre o transporte de sedimentos costeiros. Porém em áreas restritas como ao norte da Ilha de São Luis, 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.*

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

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

Estas praias são submetidas às transformações morfológicas (Santos, 1989; Feitosa, 1989, 1997; Tarouco e 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

ABREU, F. A. M. DE; VILLA, R. N.; HASUI, Y. Esboço estrutural do Pré-Cambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. **Anais.** Camboriú: SBG, 1980. p. 647-698. v. 03.

AGUIAR, G. A. Revisão Geológica da Bacia do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. **Anais**. São Paulo: SBG, 1971. p. 113-122. v. 3.

AMARAL, R. F. DO; ALFREDINI, P.; ARASAKI, E. As Conformações de Fundo do Canal de Acesso do Complexo Portuário do Maranhão. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 17., 2007, [S.l.], [**Trabalhos apresentados**]. [S.l.]: , 2007. p. 1-18.

ANDRADE, M. C. DE. **Paisagens e problemas do Brasil**. 2ª Ed. São Paulo, Brasiliense. 1969.

ARANHA, L. G. F.; LIMA, H. P.; SOUZA, J. M. P.; MARINHO, R. K. 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**. Rio de Janeiro: Petrobrás. 1990. p. 221-233.

ARAUJO, T. D.; FONSECA, E. L. DA. Análise multitemporal dos Lençóis Maranhenses entre 1984 a 2014, utilizando sensoriamento remoto orbital. **Revista Brasileira de Geografia Física**, [S.l.], v. 09, n. 1, p. 280-295. 2016.

AUGUSTINUS, P. G. E. F. Cheniers and Chenier Plains: A General Introduction. **Marine Geology**, [S.l.], v. 90: p. 219-229. 1989.

AZEVEDO, J.W. DE J. **Assoreamento em Ambientes Costeiros e seus efeitos sobre a Sustentabilidade Ambiental**: Estudo de Caso da Embocadura Estuarina de São Luís - MA. Universidade Federal do Maranhão: Programa de Pós-Graduação em Sustentabilidade de Ecossistemas. 2012.124 p. Dissertação de Mestrado.

BARBOSA, G.V.; PINTO, M.N. Geomorfologia da Folha SA-23 (São Luís) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza). In BRASIL, **Projeto Radam Brasil**. Rio de Janeiro: [s.n.]. 1973. Cap. 2, p.3-26.

BEZERRA, D. DA S. **Modelagem da Dinâmica do Manguezal frente à Elevação do Nível do Mar**. Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 2014. 158 p. Tese de Doutorado

BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. **Anais.** Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro, 47 (supl.), 1975. p. 365-393.

BIRD, E. C. E. Coastline Changes, **John Wiley**, New York. 1985.

BITTENCOURT, A. C DA S. et al. Uma 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**, [S.l.], v. 33 (2): p.159-166. 2003.

BITTENCOURT, A. C DA S. et al. Variações texturais induzidas pelo vento nos sedimentos da face da praia de Atalaia, Piauí. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 20 (1-4), p. 201-207. 1990.

BOCOCCOLI, G. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros – Uma Tentativa de Classificação. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, 14 (1), p. 5-38. 1971.

BRANNER, J. C. Geology along the Pernambuco coast south of Recife. **B. Geol. Soc. Amer.,**, [S.l.], v. 13: p. 58-92. 1902.

CAMPBELL, D. F. **Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin**. Belém, Petrobras (Rept.7). 1949.

CAVALCANTE P. R. S., et al. **Levantamento ecológico na área de Influência da Indústria de Aluminio do Consórcio Alumar na Ilha de São Luis**: Sub-Projeto Geologia e Geomorfologia. São Luis: Laboratório de Hidrologia. 1983.

COHEN, J. C. P, SILVA DIAS, M. A.; NOBRE, C. Environmental Conditions Associated With Amazonian Squall Lines: A Case Study. **American Meteorological Society**, [S.l.], v. 123 (11), p. 3129-3143. 1995.

COHEN, J. C. P. **Um estudo Observacional de Linhas de Instabilidades na Amazônia**. São José dos Campos: INPE (INPE-4865 TDL/376). 1989. Dissertação de Mestrado em Meteorologia.

COSTA, A. L. B. **Reconstituição Paleogeográfica do Quaternário no Estuário do Rio Santo Antônio, Ilha do Maranhão - Brasil.** Trabalho de Conclusão de Curso em Oceanografia: UFMA. 2016. 82 p.

COSTA, J. B. S. et al. Aspectos da tectônica cenozóica na região do Salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. 1991. Belém. **Resumos Expandidos**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 1991. p. 156-165.

COSTA, J.L.ET. AL. **Projeto Gurupi.** Belém: DNPM/CPRM. Relatório Final. 1977. v.1: 258 p.

DIAS, G.T.M. et al. **Carta de Sedimentos do fundo da plataforma Continental Brasileira (Sul, Centro, Nordeste e Norte) - Área de Oceanografia Geológica**, Carta J tipo. 2004.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Programa de Gestão e Administração Territorial - GATE**. Relatório de visita técnica à Residência da CPRM em Fortaleza. Salvador. 1993. 9 p.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Erosão costeira na região leste-nordeste do Brasil.** Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia,1999. 175 p. Tese de Professor Titular.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Regional Assessment of Long-term Trends of Coastal Erosion in Northearn Brazil. **An Acad. Bras. Ciências**, [S.l.], v. 68, p. 355-371. 1996.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. 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**, [S.l.], v. 13 (2), p. 98-105. 1983.

EL-ROBRINI, M. **Evolution Rapide des fonds d´une zone estuarine: le Secteur d´Itaqui-Baie de São Marcos-Maranhão (Brésil).** Paris: Editions IFREMER, 1992. p. 159-175.

EL-ROBRINI, M. A **Cobertura Sedimentar da Plataforma Continental do Norte do Brasil.** Relatório do Score/NO – Programa REVIZEE, 30 p. 1999.

EL-ROBRINI, M. et al. **Atlas Oceanográfico na Área de Influência do Bloco Exploratório BM-BAR-I**. 2002.

EL-ROBRINI, M.; TUMA, L. S. R.; SILVA, C. A. DA. Estudo Sedimentológico das Areias Litorâneas do Nordeste do Pará e do Noroeste do Maranhão. In: CONGRES. ASSOCIA. BRASIL. ESTUD. QUATERN. - ABEQUA, 4., 1993, São Paulo. [**Trabalhos apresentados**]. São Paulo (Brasil), 5-8 Jul. 1993, p. 89.

FEITOSA, A. C. Relevo do Estado do Maranhão: uma Nova Proposta de Classificação Topomorfológica. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA/REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 1., 2006. Goiania. [**Trabalhos apresentados**]. Goiania: [s.n.], 6-10 set. 2006. p. 1-11.

FEITOSA, A.C.; CHRISTOFOLETTI, A.C.F.E.A. Caracterização geomorfológica das praias do litoral norte do município de São Luís Ma. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 5., 1993. São Paulo. V Simpósio de Geografia Física Aplicada - **Anais**. São Paulo: USP, 1993. p. 231-236. v. 1.

FEITOSA, A. C. **Evolução Morfogenética do Litoral Norte da Ilha do Maranhão.** Rio Claro: UNESP. 1989. 210 p. Dissertação de Mestrado.

FEITOSA, A. C. Parâmetros analíticos dos sedimentos da praia do Canto, Paço do Lumiar - Ma. In: REUNIÃO ESPECIAL DA SBPC, 3., 1996, Florianópolis. **Ecossistemas costeiros: do conhecimento à gestão.** Florianópolis: UFSC, 1989. p. 408-409. v. 1.

FEITOSA, A. C. Morfodinâmica da área costeira a nordeste da ilha do Maranhão. In: SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 7., 1997, Rio Claro. VII Simpósio de Quantificação em Geociências - **Anais**. Rio Claro: UNESP. 1997. p. 45-47. v. 1.

FEMAR. **Catálogo das Estações Maregráficas do Brasil**. 1997.

FENSTER, M. S. et al. Stability of giant sand waves in eastern Long Island Sound. **Marine Geology**, [S.l.], v. 91: p. 207-225. 1990.

FERREIRA JR., C.R.P. **Neotectônica na Bacia de São Luis.** CPGG/UFPA, 139 p. 1996. Dissertação de mestrado.

FIGUEIREDO, A. M. F. et al. **Projeto Barreirinhas**: reavaliação da bacia cretácea, áreas terrestre e marítima. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rel. Interno. 1982.

FLAGG, C. N.; GORDON, R. L.; MCDOWELL, S. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf in the western equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, [S.l.], v. 16, p. 1412-1429. 1986.

FONSECA, C. A. et al. **Estudo numérico dos vórtices emitidos pela corrente norte do Brasil.** Laboratório de Modelagem dos Oceanos (Lab. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO/USP). 2000.

FRANCISCONI, O. et al. **Geologia Costeira e Sedimentos da Plataforma Continental Brasileira**. REMAC, n. 5. 1979.

FRIHY, O. E.; KOMAR, P. D. Long-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of Nile delta, Egypt. **Marine Geology**, [S.l.], v. 115: p. 253-261.1993.

FRYBERGER, T. S. AHLBRANDT, S. ANDREWS. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, **Colorado Journal Sedimentary Petrology**, [S.l.], v. 49 (3), p. 733-746. 1979.

GEYER, W. R. et al. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 16: p. 575-616. 1996.

GONÇALVES, R. A. Sobre o transporte eólico de areia nos Lençóis Maranhenses. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte (MG). **Anais**. Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 262.

GONÇALVES, R.A.; LEHUGEUR, L.G DE O.; CASTRO, J.W.DE A.; PEDROTO, A.E.S. Classificação das Feições Eólicas dos Lençóis Maranhenses - Maranhão - Brasil. Mercator - **Revista de Geografia da UFC**, [S.l.], n. 03, p. 100-112. 2003.

GUEIROS, B. B. et al. **Mapeamento da Sensibilidade Costeira a derrames de Óleo na Baía de São Marcos**, Maranhão, Brasil. PetroRiscoMA: 3 p.

IBAMA/SEMATUR. **Diagnóstico dos principais problemas ambientais do Estado do Maranhão.** São Luís, MA: Ed. Lithograf. 1991. 194 p. 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.

IGREJA, H. L. S. Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do NE do estado do Pará. Belém: Universidade Federal do Pará. 1992. 192 p. Centro de Geociências. Tese de Doutorado.

INMAN, D. L.; NORDSTRÖM, C. E. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **Journal of Geology**, [S.l.], v. 79: p. 1-21. 1971.

INNOCENTINI, V. et al. Marulhos no litoral norte do Brasil geradas por furacões: Caso 24 de outubro de 1999. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. [**Trabalhos apresentados**]. Rio de Janeiro: [s.n], 16-20 Out 2000.

KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation.** Prentice Hall Editors. Englewood Cliffs. New Jersey. 1976. 429 p.

KOMAR, P. D. **Handbook of coastal processes and erosion.** fl: CRC Press, 1983. p. 1-20.

KOPPLER, J.; NOGUEIRA, R. A. **Influência de Possíveis Rochas Fontes na Plataforma Continental Brasileira.** [S.l.]: CAMIN/ CPRM - REMAC. 1973.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. D. A. **Sedimentação quaternária da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes.** [S.l.]: REMAC, 1979. n. 8, 55 p.

KUHLMANN, E. Vegetação. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Geografia do Brasil-Região Nordeste.** Rio de Janeiro, v. 2, p. 85-110. 1977.

LABOHIDRO. **Diagnóstico Ambiental da Ilha do Caju**. [S.l.]: LABOHIDRO/UFMA, 1999. 96 p. Relatório Síntese das Unidades Ambientais.

LEBIGRE, J. M. Tannes et Transitions Marécageuses de l'Amazonie et du Nordeste du Brésil. **Trav. Lab. Géo. Phys. Appl., Bordeaux**, [S.l.], n. 12, p. 7-19. 1994a.

LEBIGRE, J. M. Les Marais Maritimes de la Baie de São Marcos (Maranhão – Brésil). **Trav. Lab. Géo. Phys. Appl.**, Bordeaux, [S.l.], n. 12: p. 21-35. 1994b.

LIMA, E. DE A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba.** Integração geológica-metalogenética. Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM, 1978. 16v. il. mapa.

LOPES, E. R. **Identificação e Distribuição Espacial de Minerais Pesados na Praia de Panaquatira (Ilha de São Luís/Maranhão)**. [S.l.]: FAGEO/UFPA, 2012. 93 p. Trabalho de Conclusão de Curso.

LUEDMANN, E. F. Preliminary results of drift-bottle releases and recoveries on the western tropical **Atlantic. Bol. Inst. Oceanogr**., [S.l.], v. 16 (1): 13-22. MA. 2007. 673 p. 1967.

MELO, T. DE. **Dinâmica de Nutrientes e da Matéria Orgânica em um Manguezal NE da Ilha de São Luis (MA)**. [S.l.]: UFPA/CPGG. 2002. 152 p. Tese de Doutorado.

MESNER, J.; WOOLDRIDGE, P. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretácea do Maranhão. **Boletim Técnico PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v.7, n. 2, p. 137-164. 1964.

METCALF, W. G. Shallow currents along the northeastern coast of South America. **Journal of Marine Research**, [S.l.], v. 26: p. 232-243. 1968.

MICHEL, D.; HOWA, H. L. Short term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 15 (2): p. 429-437. 1999.

MINISTÉRIO DE MEIO AMBIENTE. **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. 301 p. 1996.

MIURA, K.; BARBOSA, J. C. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. **Anais**. Belém: SBG, 1972. p. 57-66. v. 1.

MORAIS, J. O. O Processos de Sedimentação na Baía de São Marcos. Estado do Maranhão, Brasil. **Arquivo de Ciências do Mar**, Fortaleza, v. 17 (2): p. 153-164. 1977.

NICOLODI, J. L.; PETERMANN, R. M. Mudanças Climáticas e a Vulnerabilidade da Zona Costeira do Brasil: Aspectos ambientais, sociais e tecnológicos = Climate Changes and Vulner-

ability of the Brazilian Coastal Zone in its Environmental, Social, and Technological Aspects. **Revista da Gestão Costeira Integrada.** [S.l.], v. 10(2), p. 151-177. 2010.

PAIVA, G. DE; SOUZA, H. C. A.; ABREU, S. F. Ouro e Bauxita na Região do Rio Gurupi (Pará-Maranhão). Brasil. MME, D.N.P.M., **Boletim**, Rio de Janeiro, n.13, 172 p. 1937.

PALMA, J.J.C. Geomorfologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. In: H.A.F. Chaves (Editor), Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. **Relatório Final.** Rio de Janeiro: PETROBRAS - REMAC n. 7, p. 25-51. 1979.

PAMPLONA, H. R. P. Litoestratigrafia da Bacia Cretácea de Barreirinhas. **Bol. Téc. PETROBRÁS**. Rio de Janeiro, v.12, n. 3: p. 261-290. 1969.

PEDREROS, R., HOWA, H. L.; MICHEL, D. Application of grain-size-trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. **Marine Geology**, [S.l.], v. 135, p. 35-49. 1996.

PEREIRA, D. M. et al. **Avaliação Preliminar da Proveniência Sedimentar das Praias Oceânicas da Marcela, Ponta do Farol e Ponta D' Areia de São Luis/MA**. CBO´2014 Associação Brasileira de Oceanografia - AOCEANO: Universidade do Vale do Itajaí - UNIVALI. 2014.

PEREIRA, J. E. R.; HARARI, J. Modelo numérico tri-dimenslonal linear da plataforma continental do Estado do Maranhão. **Boletim Inst. oceanogr.**, S. Paulo, 43(1), p. 11-26. 1995.

POMERANCBLUM, M.; COSTA, M. P. A. **Sedimentologia da Plataforma Continental Norte Brasileira.** [S.l.]: REMAC. 1977. n. 1. p. 125-146.

PORTOBRÁS. **Parecer Técnico quanto aos Aspectos Hidráulico/Sedimentológicos Referentes às Alternativas de Solução para Implantação do Pier Petroleiro do Porto Comercial do Itaqui.** [S.l.]: [s.n.], 1988. v. 1, 51 p.

REBELO, F. C.; MEDEIROS, T. C. C. **Cartilha do Mangue de São Luis**. [S.l.]: UFMA, 1988. 31 p.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments**. Berlin: Springer-Verlag, 1980. 549 p.

RICHARDSON, P. L. et al. North Brazil Current Retroflection Eddies. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 99, n. 6, p. 997-1014. 1994.

ROCHA, E. J. P.; RIBEIRO, E. B. M.; EL-ROBRINI, M. **Caracterização Climática da faixa costeira do NE do Pará.** No prelo.

RODRIGUES, T. L. DAS N.; FAVILLA, C. A. C.; CAMOZZATO, E.; VERISSIMO, L. S. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Bacabal. Folha SB.23-X-A. Estado do Maranhão, Brasília: CPRM. Escala 1:250000. 1994. 124 p. Il.

ROSSETTI, D. F. Arquitetura Deposicional da Bacia de São Luis-Grajaú. In: GÓES, A.M.; ROSSETTI, D. F; TRUCKNENBRODT, W. O Cretáceo da Bacia de São Luis-Grajaú. **Coleção Friedrich Katzer**, Belém, p. 32-34. 2001.

SAMARITANO, L., et al. Hydrodynamic modeling over a sand wave field at São Marcos Bay, Brazil. In: MARINE AND RIVER DUNE DYNAMICS, 4., Bruges, 2013. **Proceedings** MARID4, Abstract. 2013.

SAMARITANO, L. et al. **Introdução ao Estudo Geomorfológico da Praia da Ponta D'areia - São Luís/MA**. São Luís: UFMA. 1989. 64p. Monografia de Graduação.

SANTOS, J. H. S. DOS. **Análise por Geoprocessamento da Ocupação na Franja Costeira ao Norte da Cidade de São Luís - MA.** Rio de Janeiro: UFRJ/PPGG. 1996. 149 p. Dissertação de Mestrado.

SANTOS, J. H. S. et al. Características geológicas e geomorfológicas da baía de São Marcos, Golfão Maranhense-MA. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, SÃO LUÍS, 4., 2004, [S.l.]. **Anais eletrônicos.** [S.l.]: [s.n.], 2004. p. 152-162. 1 CD.

SANTOS, J. H. S. DOS. **Lençóis Maranhenses atuais e pretéritos**: um tratamento espacial. Rio de Janeiro: UFRJ/PPGG, 2008. 249 p. Tese de Doutorado.

SEYMOUR, R. J.; CASTEL, D. **Modeling cross-shore transport**. New York, N.Y.: Nearshore Sediment Transport, Plenum Press, 1989. p. 387-401.

SHORT, A. D. Three dimensional beach stage model. **Journal of Geology**, [S.l.], v. 87, p. 553-571. 1979.

SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, [S.l.], v. 48, p. 259-284. 1982.

SILVA JR., O.G.; EL-ROBRINI, M. Morfoestratigrafia do noroeste da planície costeira de São João de Pirabas (Nordeste do Pará). **Revista Brasileira de Oceanografia**, [S.l.], v. 49 (1/2), p. 99-114. 2001.

SILVA, G. DA. et al. Aspectos Geomorfológicos da Ilha do Medo, São Luís - MA. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6. 2006, Goiânia. Goiânia: [s.n.], 2006. 1-10 p. Regional Conference on Geomorphology, 6-10 set. 2006

SILVEIRA, J.D. DA. Morfologia do Litoral. In: Azevedo, A. **Brasil, A Terra e o Homen**. v. 1. São Paulo: Cie Ed Nacional. 1968. p. 254-305.

SOBRINHO, J. P. C. **Estudo Morfodinâmico da Praia do Meio - São José de Ribamar -MA.** UFMA, 1998. 50 p. Monografia de Graduação de Bacharel de Geografia.

SONU, C. J. Field observations of nearshore circulation and meandering currents. **Journal of Geophysical Research**, [S.l.], v. 77, p. 3232-3247. 1972.

SOUZA FILHO, P.W. M.; EL-ROBRINI, M. 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, [S.l.], v. 10, p. 45-78. 1998.

SOUZA, M. M. **Avaliação e Quantificação dos Minerais Pesados em Sedimentos Arenosos da Praia de Itatinga, Município de Alcântara-Maranhão.** [S.l.]: FAGEO/UFPA, 2012. 109 p. Trabalho de Conclusão de Curso.

SOUZA, U. D.V.; FEITOSA, A. C.; KUX, H. J. H. Modelagem do Relevo da Zona Costeira Ocidental do Estado do Maranhão, Brasil. **Revista Geográfica de América Central**, Costa Rica. Número Especial , p. 1-12. II Semestre 2011. EGAL

TAROUCO, J. E. F.; SANTOS, J. H. S. DOS. Morfodinâmica da Praia do Araçagi. Paço do Lumiar - MA. In: FÓRUM LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA FÍSICA APLICADA, 1., Curitiba, Paraná. **Anais**. Curitiba, Paraná: [s.n.]. 1997. p. 474-478. Volume I.

TRINDADE, A. DO C. **Distribuição e Identificação dos Minerais Pesados na Praia de Ponta D'Areia, São Luís Maranhão.** [S.l.]: FAGEO/UFPA, 2012. 100 p. Trabalho de Conclusão de Curso.

UEMURA, S. Hydrodynamic modeling over a sand wave field at São Marcos Bay, Brazil. In: MARINE AND RIVER DUNE DYNAMICS (MARID IV), 4., 15-16 abr. 2013. Bruges, Belgium. [**Trabalhos apresentados**]. Bruges, Belgium: [s.n.], 2013. p. 241-247.

VALE/FSADU. **Estudo de Impacto Ambiental.** Relatório de Impacto Ambiental (EIA/RIMA) para a implantação do molhe de contenção costeiro. Espigão da Ponta D'Areia e Dragagem (Canal de Navegação - Acesso Bacanga), São Luís.

VASCONCELOS, T. R. **Aspectos geomorfológicos e sedimentológicos do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses, MA/Brasil.** São Luís: UFMA. 2017. 64 p. Relatório Final de Iniciação cientifica.

VIANA, J. R. **Estudo da Morfodinâmica da Praia de São Marcos São Luís - Maranhão.** São Luís: UFMA, 2000. 91 p. Monografia de graduação do Curso de Geografia.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, v. 8, p. 1-45. 1995.

WRIGHT, L.D.; NIELSEN, P.; SHORT, A.D.; GREEN, M.O. Morphodynamics of a macrotidal beach. **Marine Geology**, [S.l.], v. 50, p. 97-128. 1982.

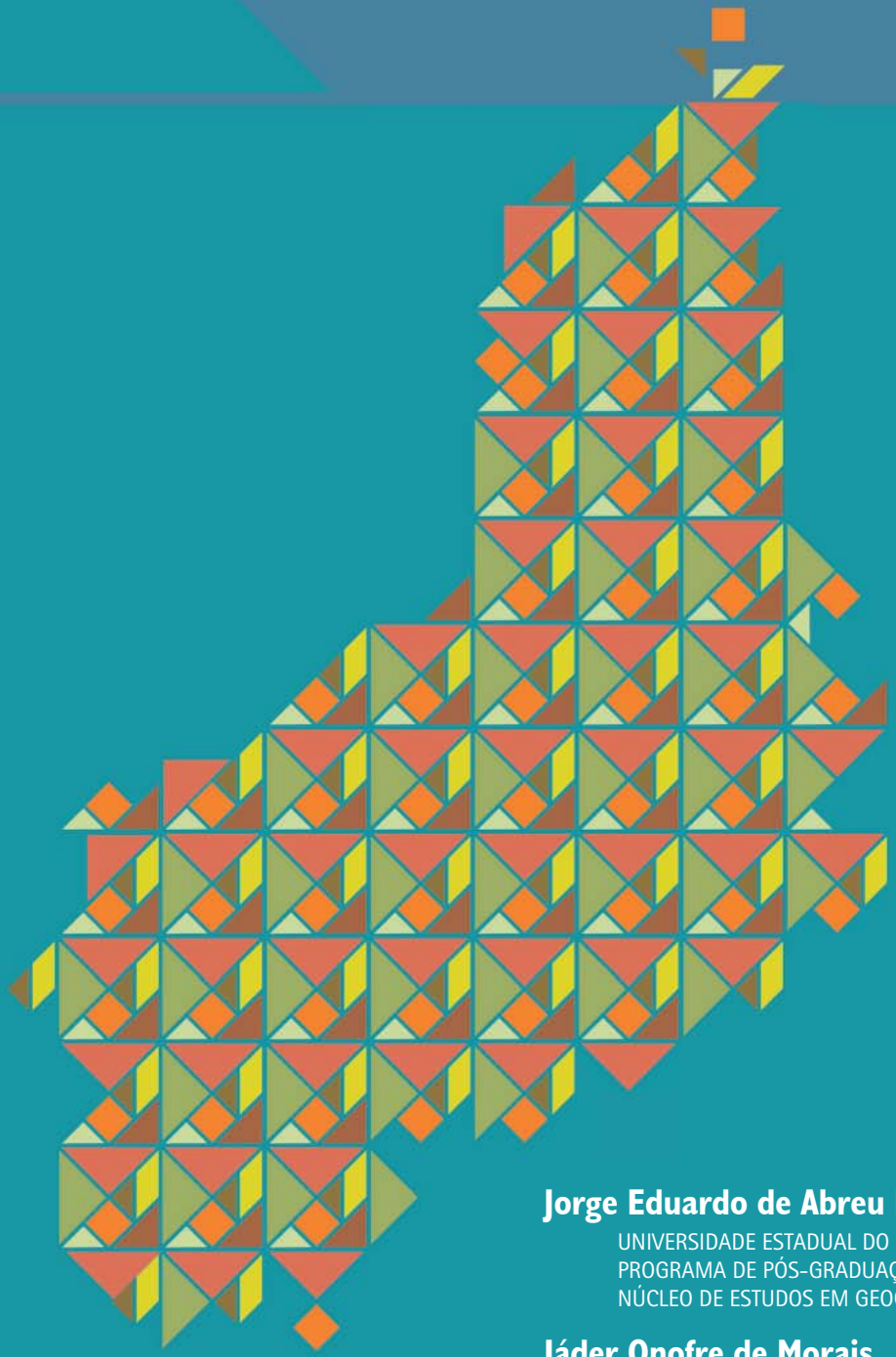
WRIGHT, L.D. **Morphodynamics of inner continental shelves.** London: CRC Press Lewis Publishers, 1995. 240 p.

WRIGHT, L. D.; CHAPPELL, J.; THORN, B. G.; BRADSHAW, M. P.; COWELL, P. Morphodynamics of refletive and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. **Mar. Geol.**, [S.l.], v. 32(1-2), p.105-140. 1979.

ZEMBRUSCKI, S.G. et al. Fisiografia e Distribuição dos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental Brasileira. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**. Rio de Janeiro, v. 14 (3/4), p. 127-55. 1971.

<www.dhn.mar.mil>. Acesso em: 20 jan. 2017

<www.ibge.com.br>. Acesso em: 12 mar. 2017



Jorge Eduardo de Abreu Paula
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO PIAUÍ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS MARINHAS TROPICAIS-UFC
NÚCLEO DE ESTUDOS EM GEOGRAFIA FÍSICA DA UESPI-NEGEO

Jáder Onofre de Morais
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA (LGCO) DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR-LABOMAR-UFC

Lidriana de Souza Pinheiro
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR-LABOMAR-UFC

Maria Luzineide Gomes
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO PIAUÍ
NÚCLEO DE ESTUDOS EM GEOGRAFIA FÍSICA DA UESPI-NEGEO

PIAUÍ

RESUMO

A linha de costa do Estado do Piauí tem aproximadamente 66km de extensão e está inserida na área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba. As principais atividades econômicas são pesca artesanal, aquicultura, pecuária e turismo. O estado do Piauí tem a menor densidade demográfica comparada aos outros estados litorâneos do país, porém os processos erosivos da linha de costa aumentaram nas últimas décadas. O litoral é caracterizado pelos depósitos Tércio-Quaternários das dunas, terraços marinhos, eolianitos, beachrocks e praias planas com barras arenosas. Em alguns locais as rochas do Pré-Cambriano afloram, a exemplo da ponta da Pedra do Sal. A partir de mapeamentos em campo foram identificados indicadores de vulnerabilidade à erosão, com a maioria dos casos associadas aos processos naturais. A configuração da linha de costa favorece o transporte de sedimentos depositados na praia para o interior do continente na forma de dunas. As praias situadas na porção Oeste (Ilha Grande), junto à frente deltáica recebem influência da descarga do rio Parnaíba, havendo progradação do perfil transversal da praia. Foram calculadas as taxas de variação da linha de costa entre os anos de 1987 e 2010, com valores que variaram de 2 a 18m/ano. A erosão causada pela ocupação humana é observada nas Praias de Coqueiro e Pedra do Sal. A partir do levantamento integrado foi possível estimar que aproximadamente 11% da linha de costa apresenta processos erosivos, 34% apresenta tendências erosivas, 6% da linha de costa apresenta progradação e 50% apresenta condições de estabilidade. Ações de ordenamento do território são urgentes para que ocupações em áreas vulneráveis sejam controlados e impactos minimizados.

ABSTRACT

The coastline of the Piauí has approximately 66km long and it is part of the Environmental Protection Area of the Parnaíba Delta. The main economic activities are artisanal fishing, aquaculture, livestock and tourism. The Piauí state has the lowest demographic density compared to the other coastal states of the country, but the coastal line erosive processes have increased in the last decades. The coast is characterized by the Tertiary-Quaternary deposits of dunes, marine terraces, eolianites, beachrocks and flat beaches with sandy bars. The Pre-Cambrian rocks outcrops in some places, such as, the Pedra do Sal beach. The erosion vulnerability indicators were identified from field mappings and remote sensors, with the most cases associated with natural processes.

The configuration of the coastline favors the transport of sediments from the beach to the continent wich favors the dunes fields. The beaches located in the western sector (Ilha Grande), close to the delta are influenced by the discharge of the Parnaíba River. This fact causes the progradation of the beach transversal profile. The erosion rate, between 1987 and 2010, varied from 2 to 18m/year. The erosion caused by human occupation is observed in Coqueiro and Pedra do Sal Beaches. It was possible to estimate that approximately 11% of the coastline is facing erosive processes while trends of coastal erosion is about 34%. 6% of the coastline in under progradation and 50% shows no indication erosion. The management of the coast needs urgent actions in order to discipline the occupation in vulnerable areas in order to minimize the impacts.

1. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O litoral do Estado do Piauí, com 66km de extensão, está inserido naÁrea de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba, limitado pelos Estados do Maranhão e Ceará. A linha de costa com direção predominante de E-W está inserida nos municípios de Cajueiro da Praia, Luís Correia, Parnaíba eIlha Grande de Santa Isabel, que fazem limite com o Oceano Atlântico (Figura 1).

O Estado do Piauí tem uma população de 3.160.748 habitantes, o que corresponde a 1,62% da população brasileira (IBGE, 2013). Os municípios litorâneos apresentam taxas de crescimento demográfico enquanto a capital apresenta reduções nas taxas de crescimento (Paula,2013). As principais atividades socioeconômicas são: pesca artesanal, pecuária, a extração mineral de sal, a aquicultura, a urbanização e turismo.

O Estado do Piauí está inserido em uma zona de transição climática, entre os domínios Pré-Amazônico Úmido e o Nordeste Semiárido (Andrade Jr. *et al.* 2004). A Zona de Convergência Intertropical-ZCIT exerce forte influência naestação chuvosa, com precipitações concentradas e irregulares no tempo e no espaço. No litoral, os totais pluviométricosanuais alcançam1300 mm, registrados entre os meses de fevereiro e abril (SILVA *et. al.*, 2010). As temperaturas mínimas e máximas, em Parnaíba, chegam a 23,03ºC e 31,4ºC respectivamente.

No limite oeste do estado merece destaque o rio Parnaíba, que compõe um sistema deltaico, com contribuição importante de sedimentos para frente deltaica e praias do município de Ilha Grande. A vazão média do rio Parnaíba, com base nos dados de 1981 a 2007, é de 4.527m^3/s, com concentração de sedimentos de 399mg/l (Ana, 2010). Estima-se um transporte de sedimentos para o litoral na ordem de 115ton/ano/km^2 (BRASIL, 2006). A concentração de sedimentos no rio Amazonas é de aproximadamente 500mg/l (Le Guennec e Strasser, 2007), o que ressalta a contribuição desse sistema para a sedimentação das praias e plataforma continental adjacentes.

O escoamento das drenagens para o litoral também é condicionado pelo controle geológico de coberturas sedimentares Tércio-Quaternárias e falhas do embasamento cristalino. As bacias dos rios Timonha/Ubatuba, São Miguel/Camurupim e Parnaíba representam os principais sistemas continentais que aportam sedimentos para a zona costeira. Os rios Portinho e Arrobado foram barrados pelos campos de dunas e não apresentam escoamento para o oceano.

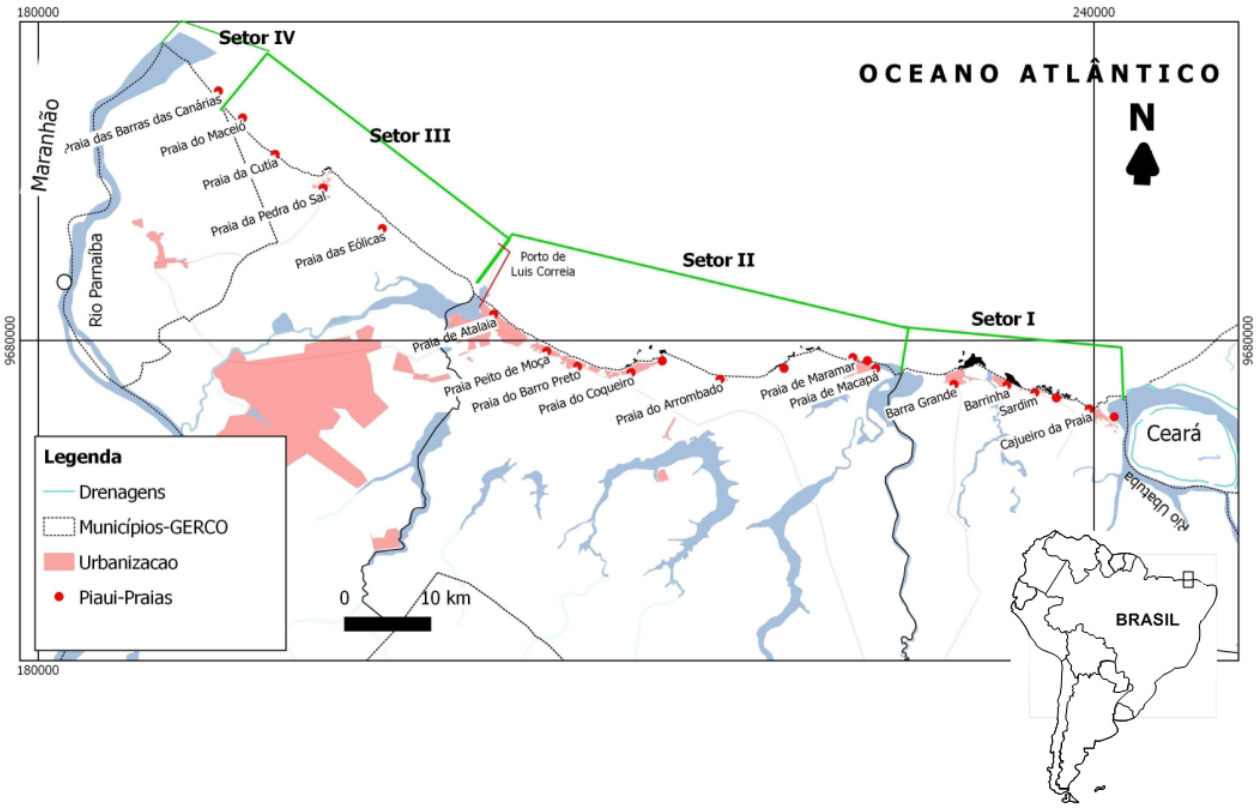


Figura 1
Localização da área.

Os ventos alísios de E-NE são predominantes associados a ação das brisas locais. A velocidade varia entre 0,5 e 9,2m/s, com máximas de 11m/s, registrados em agosto/2011 por Paula (2013). A direção dos ventos e a configuração de grande parte do litoral no sentido E-SE para N-NW auxilia transporte de sedimentos da faixa de praia para o continente.

As ondas são de N-NE e E-NE variando geralmente entre 15º e 80º. A altura das ondas variou entre 0,60m a 1,10m (Paula *et al.*, 2016). Aproximadamente 70% das ondas são do tipo sea, com período (Tp) entre 6 e 9s, segundos. Porém, ocorreram ainda variações de incidência (entre 340º e 10º) indicando entrada de ondas entre N-NW e N-NE que estão associadas a ocorrência de ondas swell e a influência de promontórios, recifes de arenito e barras submersas juntas a desembocaduras fluviais que, por vezes, são responsáveis pelo processo de difração de ondas. As marés são do tipo semidiurnacom amplitude de 3,7m, caracterizando o litoral como um ambiente de mesomarés (Paula *et al.*, 2016). A direção predominante da corrente de deriva litorânea é de E-W, com velocidade máxima da corrente de -1,0m/s (Paula *et al.*, 2016).

A construção da paisagem costeira atual e de suas feições morfológicas individualizadas derivam das relações dos componentes naturais Tércio-Quaternárias associadas principalmente às variações do nível do mar, e pelo controle geológico morfoestrutural. Nesse contexto se destacam a bacia sedimentar do Parnaíba e o

rebaixamento isostático da parte frontal da baciaassociada a diversos falhamentos. Assim, as oscilações climáticas pretéritas e atuais criaram vastos campos de dunas, terraços marinhos, falésias rebaixadas e plataformas de abrasão na forma de recifes. Nos sistemas fluviais possibilitaram a migração constante de desembocaduras bem como a criação de cordões arenosos (ex. Barra Grande).

No sistema deltáico as oscilações climáticas e do nível do mar foram ainda mais decisivas, com a construção das ilhas de sedimentação flúvio-marinha e organização da drenagem pré-litorâneacriando sistemas fluviais meandrantes. Além de gerar grande contribuição de sedimentos para o sistema eólico de grande expressão situado à sotamar da área (os lençóis maranhenses).

Os depósitos compostos predominantemente por sedimentos inconsolidados pertencem ao Cenozóico, onde pode ser citado o Grupo Barreiras e os depósitos Quaternários associados a sistemas deposicionais diversos.OGrupo Barreiras é composto por conglomerados, arenitos grosseiros e finos com intercalações locais de siltitos e argilitos (Paula, 2013). Tem coloração variando de cinza claro, vermelho-alaranjada, e amarelo-avermelhada. Sua estratificação é indistinta e em geral com suave inclinação para o mar. Por correlação estratigráfica, esses depósitos continentais são referentes ao Tércio-Quaternário, sendo do Plio-plesitoceno. Encontra-se disposta à retaguarda das dunas em disposição paralela à linha de costa.

Da faixa costeira em direção sul, para o interior do continente, a extensão dessa formação tem largura média de 25-30 km, em contato com as rochas do embasamento cristalino.Em alguns setores essa formação chega próximo da linha de costa, como acontece próxima à praia de Carnaubinha, mas sem haver contato direto com a zona de atuação da maré, sempre recoberta pelos sedimentos dos depósitos eólicos litorâneos ou dos depósitos litorâneos (Paula,2013).

Os depósitos sedimentaresdo Quaternário recobrem toda a planície costeira, incluindo os depósitos aluviais, depósitos flúvio-marinhos, depósitos eólicos continentais, depósitos litorâneos e os depósitos eólicos litorâneos. Os depósitos aluviais são constituídos de sedimentos Quaternários das aluviões que são representadas por todos os depósitos fluviais ou lagunares recentes (que bordejam os baixos cursos fluviais do Parnaíba, Timonha, Camurupime outros pequenos cursos d'água), que recobrem as rochas Pré-Cambrianas. Litologicamente são caracterizadas por areias mal selecionadas, argilas, siltes e às vezes cascalhos, de cores escuras (devido à matéria orgânica) ou cores variadas (Paula,2013).

Foram identificados terraços marinhos Holocênicos e cordões arenosos em Barra Grande na cota ±6m, eolianitos entre as praias de Itaqui e Coqueiro, acima ±25m do nível do mar atual, indicando um nível marinho inicial mais baixo que o atual

e sambaquis na praia do Macapá (composto por restos de moluscos e fragmentos de cerâmica) achados ±11m acima do nível marinho atual.

Os depósitos eólicos pleistocênicos repousam discordantemente sobre os sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Verifica-se ainda concordância com a direção de deslocamento dos pacotes dunares recentes livres, de NE/SW. São acumulações constituídas por areias inconsolidadas, de coloração acastanhada, acinzentada e/ou esbranquiçada, de granulação média a fina, bem classificadas, de composição quartzosa e quartzofeldspática, com grãos de quartzo foscos e arredondados.

Os depósitos eólicos recentes têm significativa expressão territorial no litoral do Piauí, ocorrendo como uma faixa quase contínua, de largura variável, que começa a se esboçar a partir da preamar e pós-praia, disposta paralelamente à linha de costa. Os primeiros, dispostos perpendicularmente à direção dos ventos, apresentam feições de barcanas, com declives suaves a barlavento (5º a 10º), contrastando com inclinações mais acentuadas (em torno de 30º) das encostas protegidas da ação dos ventos (sotavento). 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 que merece destaque são os depósitos eólicos antigos já consolidados na forma de eolianitos (Figura 2). Esses pacotes dunares apresentam estratificação cruzada com níveis altimétricos que chegam a 30m. Encontram-se dispostos entre a Praia de Carnaubinha e Coqueiro, sendo bastante expressivos na Praia de Itaqui.

Os afloramentos de arenitos de praia (beachrocks) estão localizados entre a praia do Sardim e praia de Barrinha (Figura 3). Ocorrem ao longo do estirâncio médio até a zona de antepraia, mantendo-se sempre encoberto na preamar. Considerando a sua estratificação cruzada, e a forma do pacote longitudinal seguindo o lineamento da costa, pode-se afirmar que eles são provas de antigas faixas praiais que passaram por processo de cimentação por carbonato de cálcio, estando geralmente relacionados à desembocaduras fluviais. Neste caso pode estar associado à antiga desembocadura do riacho da Barrinha, atualmente disposto à 1,3km à oeste do afloramento.

A erosão da faixa de praia em alguns setores do litoral favorece o afloramento de depósitos de paleomangues (Figura 4).

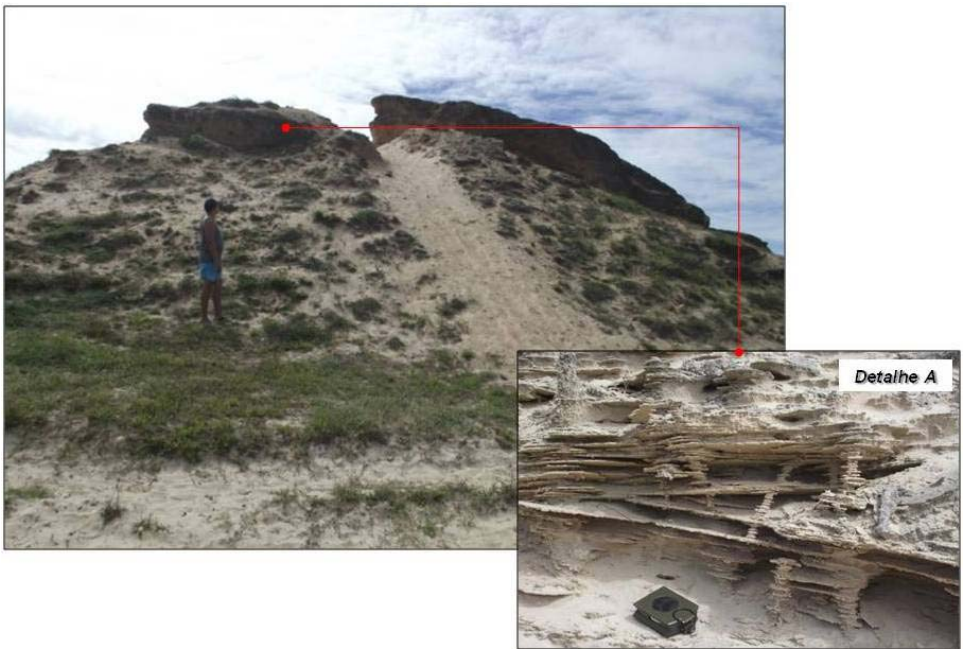


Figura 2
Eolianitos na região da Praia de Itaqui. Detalhe A: Estratificação cruzada comum em pacotes dunares e formas resultantes de retrabalhamento eólico. Foto: Paula,J.E.A.



Figura 3
Beach rocks na praia de Barrinha com estratificação cruzada e mergulho em direção ao mar sugerindo antiga faixa de praia, tem textura predominantemente arenosa. Foto: Paula,J.E.A.

A presença de afloramentos de antigos fundos fluviais e/ou de lagoas interdunares é importante para a análise da variação do nível marinho. A menos de 400m da linha de praia (com altimetria de aproximadamente 7 metros) ocorrem afloramentos na forma de terraços distribuídos de forma alongada, geralmente acompanhando os pequenos cursos fluviais atuais na praia de Peito de Moça. Esses terraços sobrepostos a uma fração arenosa (que deve ser de origem dunar ou dos próprios terraços marinhos holocênicos) e tem espessura variando entre

20 e 70cm composto por material arenoargiloso com imbutimentos de pomacea canaliculata (Figura 5).

A pomacea canaliculata é um molusco nativo das regiões tropicais da América do Sul, que habitam ecossistemas de lagoas e rios de água doce (VENTURINI, 2008), não sendo identificadas espécies de hábitos marinhos.

No setor I localizado na influência dos rios Timonha/Ubatuba as praias são predominantemente caracterizadas como planícies de marés arenosas e lamosas, expostas, dissipativas e com pontais formados por afloramentos do Grupo Barreiras. No setor II entre as praias de Barra Grande e Atalia predominam as planícies de marés arenosas, com praias planas e dunas transversais. Afloramento do Grupo



Figura 4 (à direita)
Afloramento de paleomangues na praia do Macapá resultante da erosão do perfil de praia. Foto: Paula,J.E.A.

Figura 5 (abaixo)
Afloramentos de fundos fluviais e/ou de lagoas interdunares na praia de Peito de Moça. Com fraco entalhamento e embutimento de moluscos (pomacea canaliculata). Foto: Paula,J.E.A.





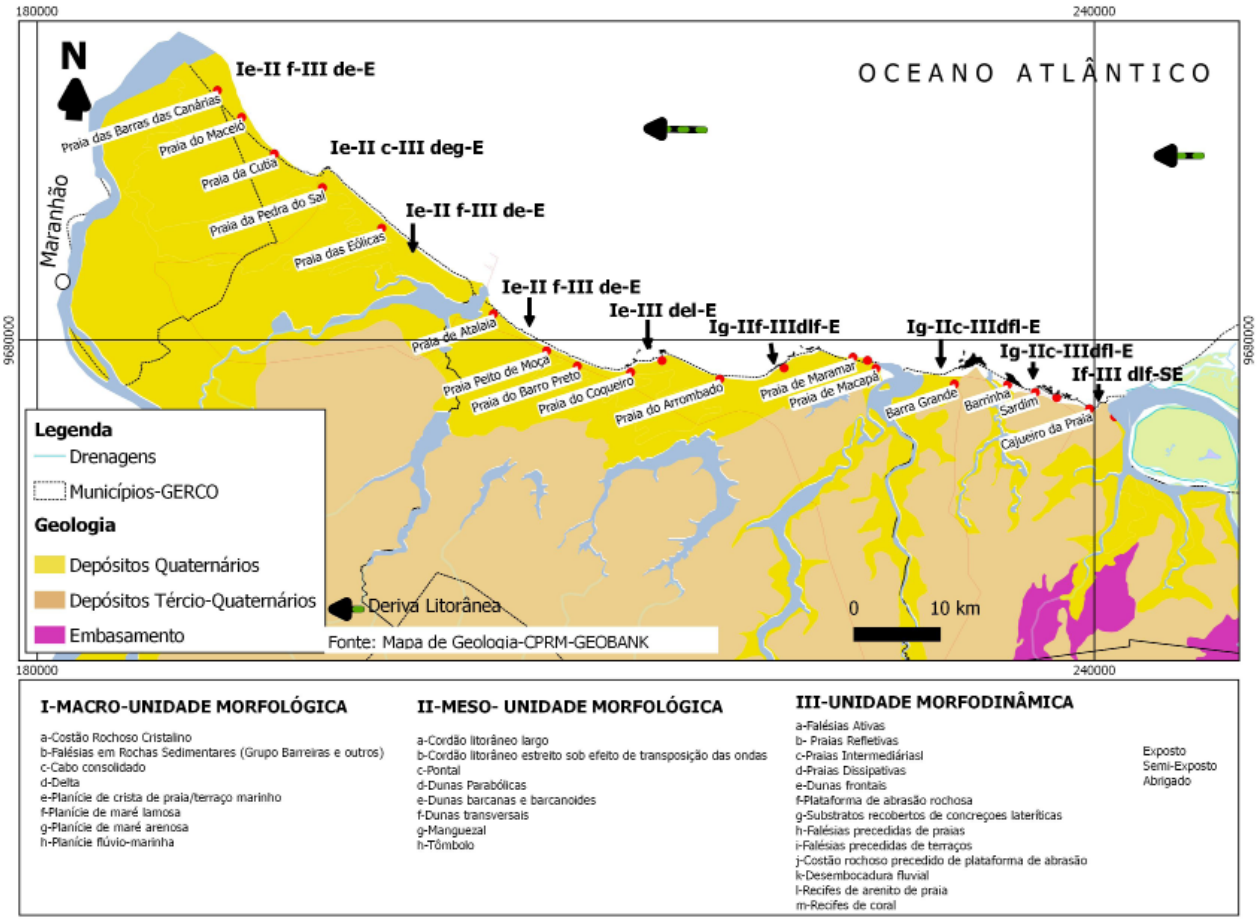


Figura 6
Mapa de Geologia

Barreiras de beachrocks formam as sequencias de enseadas e modificações pontuais na direção das ondas incidentes na faixa de praia. A partir desse ponto até a foz do rio Parnaíba predominam as planícies de cristas de praias, com terraços marinhos. A retaguarda existe campos de dunas móveis que migram na direção do continente com ocorrências pontuais de dunas frontais (Figura 6).

2. COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL

O litoral do Piauí pode ser compartimentado em quatro setores considerando a extensão, a acessibilidade, a urbanização, as estruturas costeiras naturais e antrópicas (recifes, promontórios, molhes) e a dinâmica natural. Os setores coincidem com os limites políticos administrativos dos municípios costeiros de Cajueiro da Praia, Luis Correia, Parnaíba e Ilha Grande.

2.1 Setor 1 – Cajueiro da Praia

As praias do setor 1, localizado a leste da área, sofre a influência direta dos rios Ubatuba e Timonha. As praias do Mangue e Cajueirosão semiabrigadas, com topografia plana e inclinação média de 2,4º. A extensão do perfil é de aproximadamente 600 m, com bancos de areia e rochas no estirâncio. No perfil emerso predominam as areias quartzosas finas e na antepraia areia muito fina, com elevado percentual de silte e argila, provavelmente oriundo do sistema estuarino Ubatuba/Timona.

Na praia de Cajueiro, o núcleo urbano está instalado na cota de 4,3m. Apresenta configuração de uma planície de maré lamosa com praias dissipativas e recifes-conglomeráticos (Paula,2013). Usando imagens de satélites no período de 1980 a 2010, foi calculada taxa de recuo na praia do mangue de aproximadamente -0,46m/ano. Na praia de Cajueiro os processos de deposição predominam com taxa de progradação de 1,5m/ano, o que resultou na progradação de 45m da linha de costa.

Napraia da Barra Grande, a difração de ondas nos afloramentos rochosos alteram as características dos bancos de areias submersos e da linha de costa. A pós-praia é estreita (25m) e ocupada pela infraestrutura hoteleira. A largura do perfil é de aproximadamente 500m e com recifes presentes no estirâncio. O perfil de praia é plano com declividade inferior 2,0° (Paula *et al.*, 2016). A declividade do perfil favorece a migração sazonal dos bancos da antepraia para o estirâncio, favorecendo um balanço positivo de sedimentos. No estirâncio existem lâminas de sedimentos finos com microdrenagem entrelaçada na direção do mergulho do perfil. Ripple marks simétricassão frequentes no estirâncio inferior e antepraia. Nos últimos 10 anos houve a expansão urbana sobre as dunas frontais e pós-praia facilitado sobretudo pela via costeira.

No perfil emerso predominam as areias médias e no submerso, as areias finas, com percentuais elevados de siltes e argilas (Paula,*et al.*, 2016). A inclinação média do estirâncio é de 3,6º. No centro da enseada foram encontrados geoindicadores de inundação costeira na preamar. As ondas difratadas nos recifes atacam frontalmente à praia na preamar, erodindo a pós-praia. Predominam ao longo do perfil emerso as areias grossas e na antepraia, as areias médias, indicando redução da influência do sistema estuarino Timonha-Ubatuba, na sedimentação (Figura 7). Na margem direita do rio Macapá foi identificado um cordão arenoso largo com 2km de extensão.

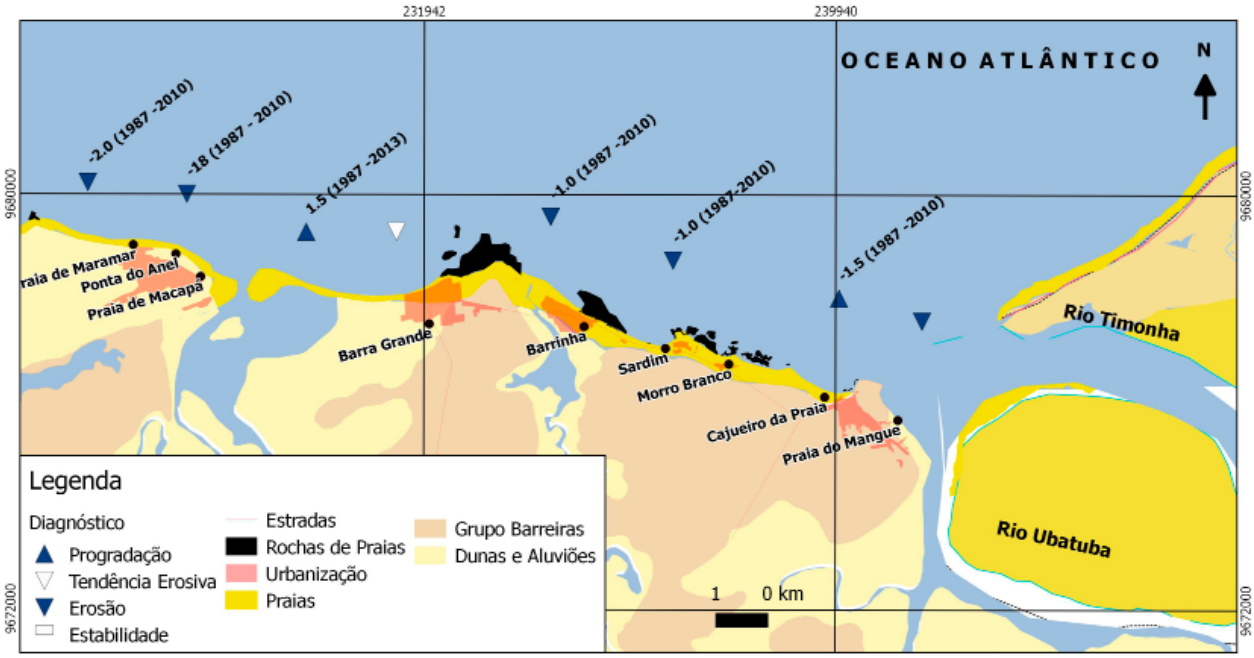


Figura 7
Diagnóstico e taxa da erosão e progradação do Setor I do litoral do Piauí.

2.2 Setor 2 – Luis Correia

As praias neste setor são urbanizadas e frequentadas por turistas, visitantes e veranistas. São possíveis causas da erosão: a) Ocupação próxima à linha de costa; b) Aprisionamento dos sedimentos do pós-praia e c) Difração e refração das ondas geradas pela presença de afloramentos rochosos e/ou promontórios na área influenciada pelas marés.

Nas praias de Atalaia, Ponta do Anel, Maramar e Arrombado predominaram os processos erosivos resultantes da migração lateral e sazonal do canal estuarino e da refração e difração das ondas na parta central da enseada. As taxas de erosão variaram de 1,6 a 18m/ano, com maiores valores nas praias de Ponta do Mel e Macapá.

Na Praia de Coqueiro, a pós-praia apresenta cotas altimétricas de 6m e extensão de 45m. A partir daí encontram-se dispostos linhas de eolianitos. Sobre essas feições foram construídas casas de veraneio. A largura do estirâncio é de aproximadamente 350m e o mesmo sofre a influência da difração das ondas na ponta de Itaqui.Esse processo é refletido na inclinação da berma e nas características dos sedimentos, indicando aumento de energia durante a preamar.

O perfil emerso é constituído predominantemente por areias médias, e antepraia, por areias finas e silte. No setor centro-oeste da praia dos Coqueiros na preamar o espraio das ondas alcança as barracas de praia causando danos às infraestruturas instaladas. Algumas tentativas de intervenção no local já foram realizadas, tais

como a colocação de sacos de areia para conter a erosão. A pós-praia encontra-se totalmente ocupada e o recuo de barracas foi citado por comerciantes e residentes, como alternativa de convivência com o avanço do mar nas últimas duas décadas. A taxa de erosão nesse setor é de 3m/ano.

As praias de Peito de Moça e Barro Preto localizadas a Oeste da Praia de Coqueiros apresentam pós-praia com 30m de extensão, a partir daí encontram-se as barracas, em seguida a Avenida Teresina e a primeira linha de casas (Figura 8). São comuns na zona de pós-praia, casas de veraneio, hotéis, pousadas e edifícios de até 3 pavimentos. Esse perfil apresentou variações regulares na morfologia no estirâncio médio e inferior ao longo de todo o ano, com surgimento de cavas a bancos arenosos em direção da antepraia.

O que também representa riscos aos usuários, pois a área apresenta elevados índices de afogamento, o que justifica a presença constante do corpo de bombeiros (Paula *et al*., 2016). As praias apresentam extensões de aproximadamente 350m. A inclinação média do estirâncio é de 1,6º e os sedimentos predominantes são as areias quartzosas de granulometria fina. Na antepraia predominam as areias muito finas.

A praia de Atalaia é a maisurbanizada e frequentada por turistas de todas do litoral piauiense. O aumento de sua urbanização foi marcante a partir dos anos 80, com a especulação imobiliária motivando a compra e venda das "segundas residências". Além disso, o fato de ser o trecho litorâneo mais acessível virou rapidamente atrativo para a instalação de infraestrutura hoteleira e de colônias de férias de instituições diversas. O porto de Luís Correia, instalado em uma desembocadura fluvial, também tem sua parcela de contribuição nesse processo. O molhe tem 2,8km de extensão e conta com dois piers de atracação.

A atividade portuária ainda é incipiente e várias estruturas encontram-se abandonadas e/ou subutilizadas.Dentre os principais problemas ali existentes se destaca o assoreamento na foz e a deposição dos sedimentos transportados pela pluma do delta do Parnaíba.

Nesse setor, apesar da urbanização bastante consolidada, não foram observados episódios erosivos da faixa de praia, com progradação da linha de costa nos últimos 30 anos de aproximadamente 60m e afloramentos de recifes. O delineamento da costa passa a ser retilíneo, e a incidência das ondas ocorre frequentemente junto à linha de costa, diferentemente do que ocorria nas células onde, em baixamar, as ondas arrebentavam nos recifes situados costa afora. Assim, percebe-se que a relação processo-forma tem também estreita associação ao tipo de costa. No limite oeste de Atalaia a linha de costa mantem a principal característica, com perfis planos, sedimentos finos e com extensão de aproximadamente 400m (Figura 9).

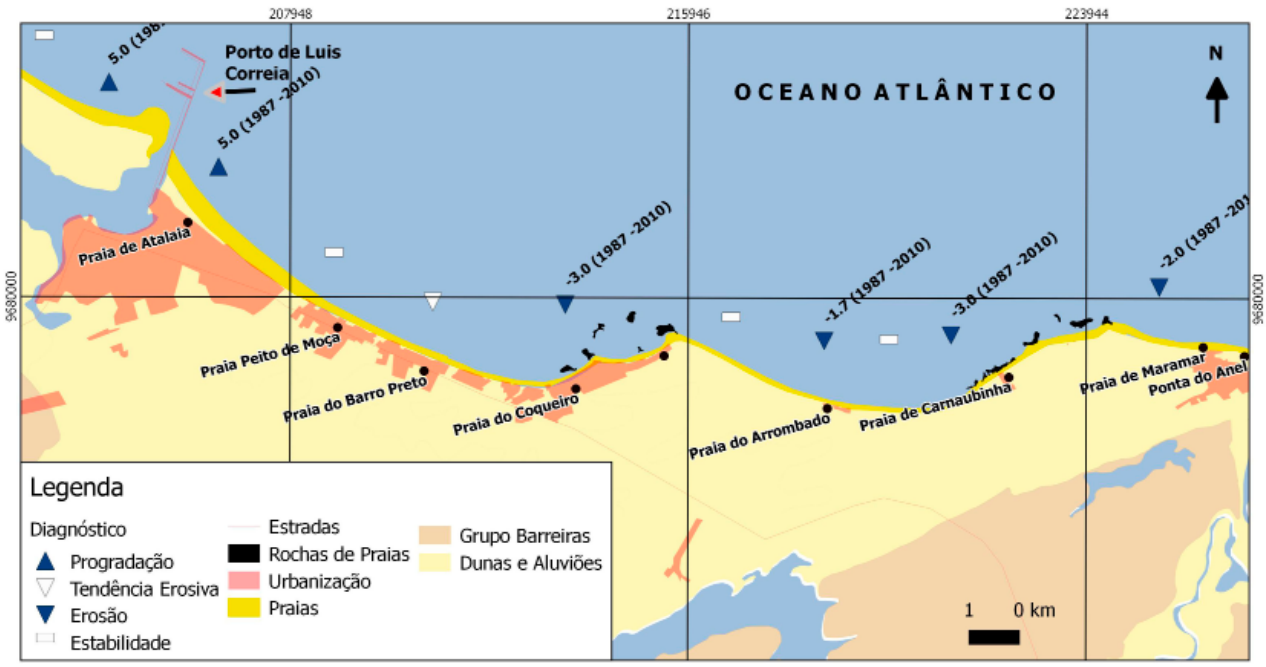


Figura 8 (acima)
Diagnóstico e taxa da erosão e progradação do Setor II do litoral do Piauí.



Figura 9 (à direita)
Figura 9 (à direita) Perfil de praia plano em Atalaia (município de Luis Correia-PI). Fonte: Paula, J.E.A.

Este setor engloba três praias do município de Parnaíba (praia da Eólica, praia da Pedra do Sal e praia da Cutia). A Praia das Eólicas por ser mais distante é também a menos urbanizada dentre as demais. Existe apenas a usina eólica situada a 400m da linha de costa. A feição mais marcante da linha de costa é o promontório da Pedra do Sal, afloramento de rochas do embasamento cristalino,que tem a sua origem associada aos falhamentos da borda setentrional da bacia sedimentar do Parnaíba (Paula, 2013).

As ondas ao difratarem e refratarem na Pedra do Sal resultam na erosão a sotamar e barlamar do pontal, local onde a população expandiu a construção de barracas de praias e estradas de acesso (Figura 10). O processo erosivo é intensificado nas preamares de sizígia e marés equinociais , com a consequente destruição das infraestruturas ali instaladas. Paula (2014) calculou um recuo de aproximadamente 100m em frente ao Polo de Lazer da Pedra do Sal. Esse setor recebe a contribuição direta dos sedimentos do rio Paranaíba. Os sedimentos são predominantemente constituídos de areias finas, com elevado percentual de silte a argila na antepraia.

A linha de costa a leste e a oeste da Pedra do Sal até a foz do rio Parnaíba, a ocupação é restrita as aerogeradores para produção de energia. A retaguarda da pós-praia são observados extensos campos de deflação eólica e dunas transversais que migram na direção do continente. O perfil é plano e com sedimentos variando de areia media a grossa, na pós-praia a areia fina na antepraia. Na praia



Figura 10
Erosão da faixa de praia da Pedra Sal com destruição de casas, barracas e estradas de acesso. Fonte: Paula, J.E.A.

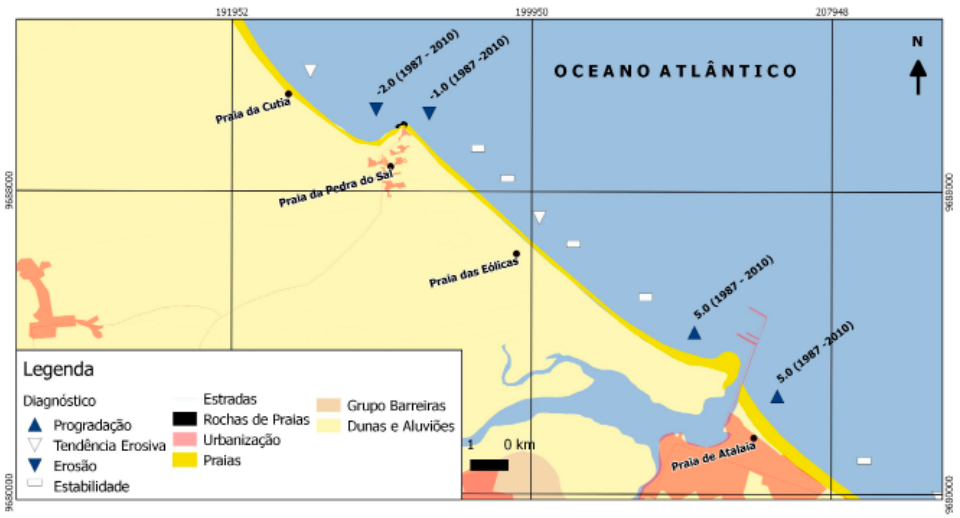


Figura 11
Diagnóstico e taxa da erosão e progradação do Setor III do litoral do Piauí.

da Cutia, o perfil de praia é alterado pela vazão de pequenos riachos temporários que deságuam na área nos períodos chuvosos, trazendo mudanças no perfil principalmente no estirâncio superior. A taxa de erosão variou de 1 a 50m/ano, com os maiores valores registrados na praia da Cotia (Figura 11). Como pode ser observado, a linha de costa do município de Parnaíba apresenta tendência erosiva.

2.4 Setor IV- Ilha Grande

Na região da Barra das Canárias (a leste da foz do rio Parnaíba), nos últimos 33 anos, houve uma progradação superior a 500m. Nesse sentido, as praias que integram a Ilha Grande, ou seja, que fazem parte do Delta propriamente dito recebem grande influência da descarga do rio Parnaíba, que gera uma pluma de sedimentos que ultrapassa 15 quilômetros costa-afora e que certamente alteram a morfologia das praias da região, mesmo à montante da foz.

A linha de costa juntos às desembocaduras é um exemplo bem típico de áreas de extrema dinâmica e que mudam, em curto espaço de tempo, independentes da intervenção humana. As áreas à sotamar de promontórios são também naturalmente por uma tendênciaerosiva em função do processo de difração de ondas. No litoral do Piauí verificou-se recuo na linha de costas em setores à sotamar dessas estruturas de até 180m, como ocorrido na Pedra do Sal.

Nos núcleos urbanos costeiros nos quais existe a ocupação da faixa de intermaré, como Coqueiro e Pedra do Sal, os efeitos erosivos serão mais destacados. Atalaia, apesar de apresentar urbanização relativamente consolidada, por ter uma praia plana e larga não apresenta fortes indicativos de erosão. Assim, a estrutura atual da orla tende a ser preservado caso se mantenham as formas de uso e ocupação atual, bem como se não houverem alterações no suprimento de sedimentos da linha de costa. No entanto, em geral não é isso que acontece, pelo contrário o litoral torna-se cada vez mais atrativo.

Assim, verifica-se que a área conta com bastantes indicadores de vulnerabilidade à erosão. No entanto há que se considerar que as causas associadas a tais indicadores são quase sempre relacionadas a condicionantes naturais.Isso porque mesmo havendo urbanização e uso do solo ela ocorre de forma efetiva somente nas praias de Barra Grande, Coqueiro e Atalaia. Fazendo um balanço geral das praias e considerando o risco à erosão, pode-se afirmar que:

- 11% da linha de costa apresentam processos erosivos;

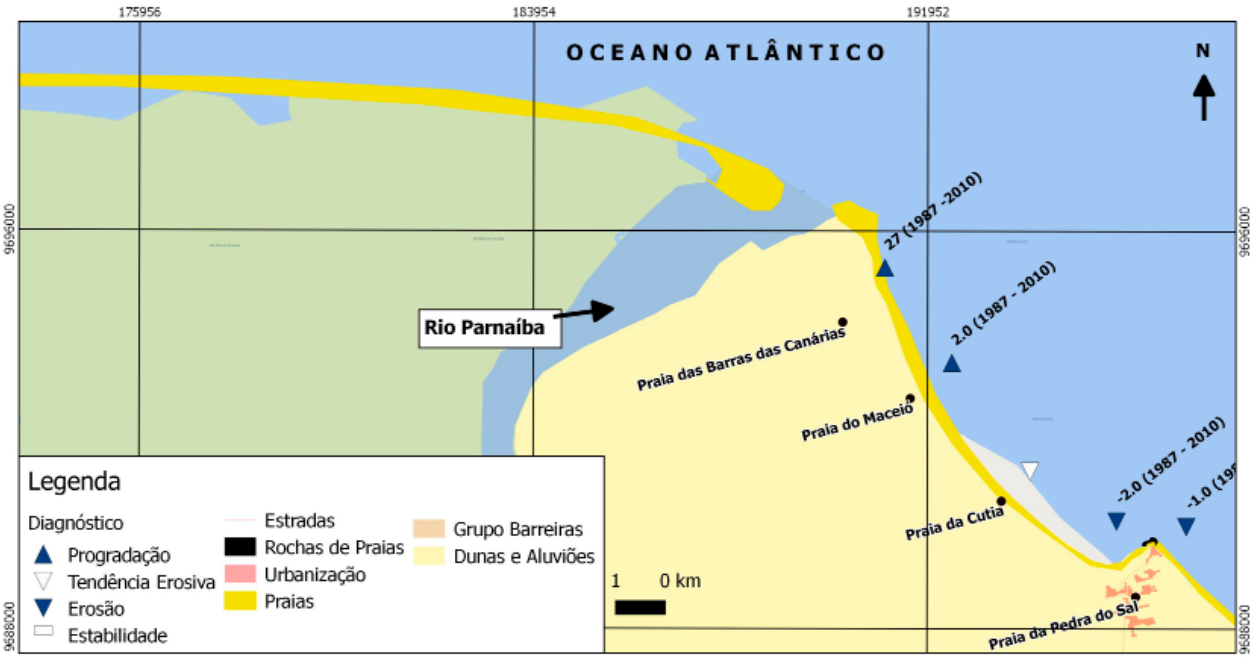


Figura 12
Taxa da erosão e progradação do Setor IV do litoral do Piauí.

- 34% da linha de costa se apresentam com tendências erosivas;
- 6% da linha de costa se apresentam com progradação;
- 50% da linha de costa se apresentamem condições de estabilidade.

As causas naturais da erosão costeira são predominantes, porém é necessário que haja o ordenamento da região compatível com as suscetibilidades dos ambientes e a dinâmica costeira da área. Sugere-se a continuidade da realização de pesquisas sistemáticas do comportamento da linha de costa, monitorando a morfodinâmica praial e os processos de uso e ocupação do solo de modo a permitir projeção de tendências do comportamento da área e ainda estar atento à possíveis mudanças nos indicadores de vulnerabilidade, para que se evite o desenvolvimento de indicadores e processo associados a causas antrópicas.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem ao CNPq pelo financiamento do projeto "Erosão costeira e reordenaçãoTerritorial: Desafios para Gestão Costeira nos Estados do Ceará/Piauí" Processo No.551619/2009-0

REFERÊNCIAS

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Sistema de Informações Hidrológicas.** 2010. <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp>. Acesso em 2013.

ANDRADE, J. R., A. S. et al. Classificação climática do Estado do Piauí. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Centro de Pesquisa Agropecuária do Meio Norte. Documento 86, ISSN 0104-866X, 120 p. 2004.

BASTOS, E. A.; NUNES, B. H.; ANDRADE JR., A. S. Documentos/Embrapa Meio Norte. **Boletim agrometeorológico para o município de Parnaíba**, Teresina-Pi, n. 46. p. 2000-2010. Jan. 2012.

BRASIL, MMA. **Erosão e progradação no litoral brasileiro.** Dieter Muehe (org.). Brasília: MMA, 2006. p. 476.

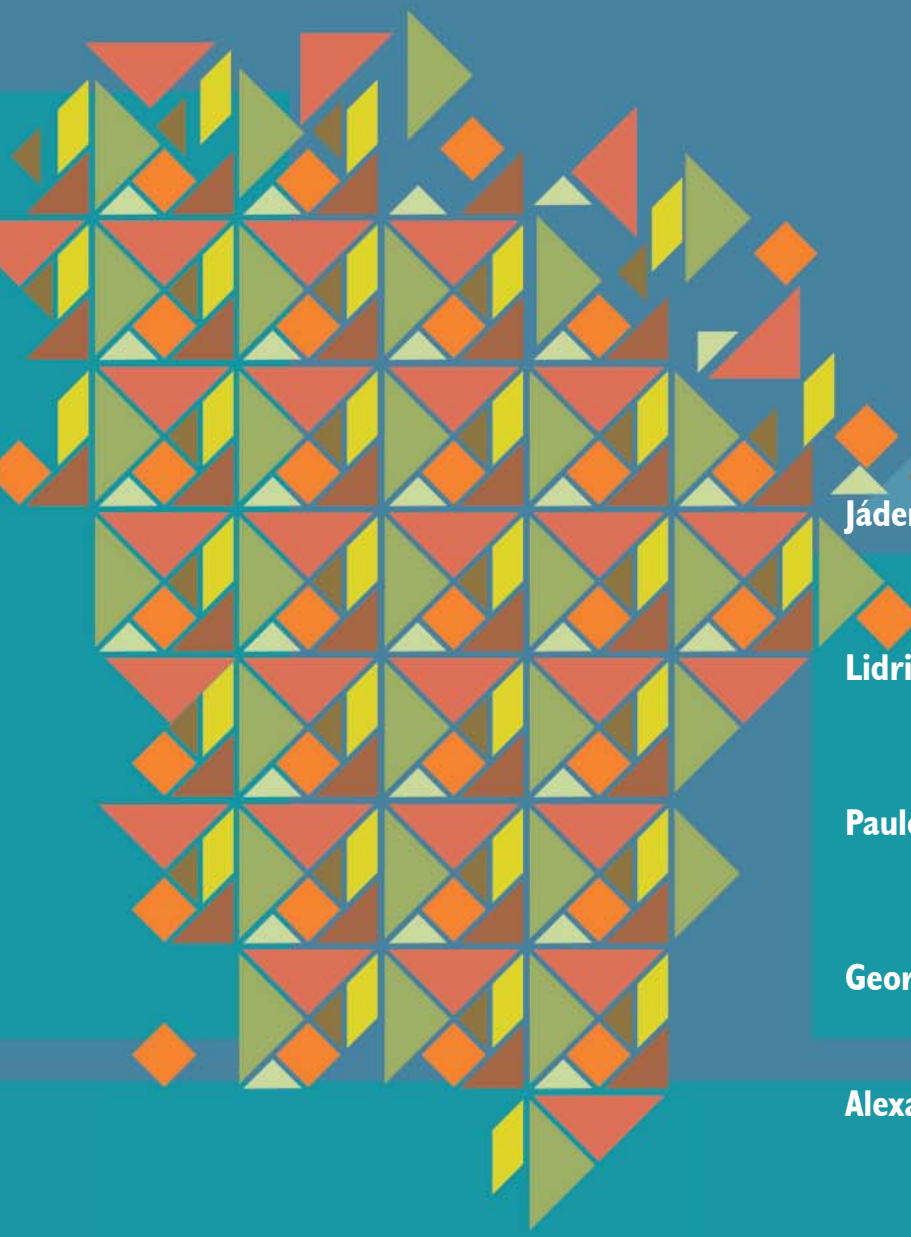
INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA ESTATÍSTICA (IBGE) **Estimativa da população** 2012. Rio de Janeiro. Disponível em <www.ibge.org.br>. Acesso em jun. 2013.

LE GUENNEC, B.; STRASSER, M. A. O transporte de sedimentos em suspensão no rio Amazonas: o papel do leito médio e maior na avaliação da capacidade de transporte dos sedimentos finos em regime não permanente. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 17., 2007, São Paulo. [**Trabalhos apresentados**]. São Paulo, [s.n.], 2007.

LIMA, E. A. M.; BRANDÃO R. L. Mapa de Geologia. In: PFALTZGRAFF, P. A. S.; Torres, F. S. M.; Brandão, R. L. (Orgs.). **Geodiversidade do Estado do Piauí - Recife**. CPRM, p. 200. 2010.

PAULA, J. E. A. et al. Piauí Beach Systems. In: Andrew D. Short, Antonio Henrique F. Klein. (Org.). **Brazilian Beach Systems**. 1ed. Switzerland: Springer, v. 1, p. 153-175. 2016.

PAULA, J. E. A **Dinâmica morfológica da planície costeira do Estado do Piauí**: evolução, comportamento dos processos costeiros e a variação da linha de costa. [S.l.]: Universidade Federal do Ceará, 2013. p. 243. Tese de Doutorado



Jáder Onofre de Morais

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA (LGCO) DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR-LABOMAR-UFC

Lidriana de Souza Pinheiro

INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR-LABOMAR-UFC
LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA (LOG)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

Paulo Roberto Silva Pessoa

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA (LGCO)
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

George Satander Sá Freire

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

Alexandre Medeiros de Carvalho

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR-LABOMAR-UFC
LABORATÓRIO DE DINÂMICA COSTEIRA - LABDIC

Renan Gonçalves Pinheiro Guerra

PPGCMT (UFC) E LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA (LGCO-UECE)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

Eduardo Lacerda Barros

PPGCMT (UFC) E LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA (LGCO-UECE)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

Francisco José Maciel de Moura

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA (LGCO-UECE)
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

CEARÁ

RESUMO

O Estado do Ceará – situado no Nordeste do Brasil – apresenta uma linha de costa de 573km que vem sofrendo extensivos processos erosivos ao longo das últimas décadas. A avaliação dos processos costeiros integrados nas suas mais variadas nuances e os impactos ocorrentes na zona costeira é o que está disposto neste capítulo. Para isto 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 sub-unidades 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 praiais, altura de ondas, taxas de erosão e progradação foram calculados no sistema de informação geográfica (GIS) e na base de dados de projetos de pesquisas. As interações e dados coletados foram provenientes das áreas praiais correspondentes às principais áreas hidrográficas do Estado. A implantação de equipamentos tais como áreas portuárias e desenvolvimento urbano foram avaliadas. Da mesma forma foram enfocadas as atividades extrativistas, de mineração, desmatamento, uso e abuso de áreas e avaliação de medidas que devem ser rigorosamente estabelecidas para preservação e evolução da faixa costeira. As variações sazonais de direção do vento, ondas, a configuração de marés altas, o barramento de corredores eólicos, e ocupação inadequada são as principais causas dos processos erosivos. A partir disto foi possível chegar ao diagnóstico de que aproximadamente 30% da extensão da linha de costa do Estado apresentam esrosão, 17% tendência erosiva, 10% são áreas com progradação e 43% apresenta tendência à estabilidade.

ABSTRACT

Ceará State lies in the Northestern Brazil and its coastline has undergone a great amount of erosion provided by anthropogenic or geogenic reasons over the last decades. The evaluation of the integrated coastal processes in their varied aspects and the coastal zone impacts are shown in this chapter. Thus, it describes the main physiografic and geoenvironmental features of the coastal zone, which represents the morfogenetic, climatic and oceanographic interactions as a geological framework. This area has been taken into different geoenvironmental units and sub-units giving rise to a geologial

patterns 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 have been treated into the Geographic Information System (GIS). The collected data and interactions were obtained from beach areas which correspond to the state principal hydrografic basins. The urban development and structural equipment such as harbour areas ad marinas were focused . It was also taken into account the extrativism, mineral explotation, deforestation, earth material use and abuse and a set of rules to be rigorously followed for the preservation and evolution of the coastal zone. The wave and winds seazonal shiftings, the configuration of high tide and the eolean corridor obstruction with inadequate occupation are the principal causes for the erosive processes. Then, it has been possible to assure that approximately 30% oftheCeara coastline are undererosive processes, 17% erosivetendency, 10% ofareas are underprogradation processes and43% shows for stabilizationtendency.

1. CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA

O Estado do Ceará tem um litoral com extensão de aproximadamente 573km (IPECE 2013). A partir de Icapuí, no limite com o Estado do Rio Grande do Norte, até Fortaleza apresenta uma direção predominante de SE-NW e partir da Ponta de Itapajé. Do município de Acaraú até o limite como Piauí apresenta direção de E-W.

Segundo o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC), a zona costeira 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) (MMA, 2016). Desses, apenas 20 municípios tem como limite o oceano Atlântico, apresentando as maiores densidades demográficas com variação de 200-2000 habitantes por km², com densidade máxima na cidade de Fortaleza, capital do Estado (IPECE, 2013).

Nos 194km de linha de costa dos municípios da Região Metropolitana de Fortaleza-RMF, que fazem limite com o mar, aproximadamente 101km está totalmente urbanizada, o que corresponde a mais de 50% da linha de costa (Paula, 2015). O Município de Fortaleza é mais populoso, com população estimada para 2016 de 2.609.716 habitantes, e uma densidade demográfica de aproximadamente 7.786,44hab/km² (IBGE, 2017). Em face disto, os primeiros registros dos impac tos da erosão costeira no Estado do Ceará datam da década de 1950, no litoral de Fortaleza, entre as praias do Mucuripe e Iracema (Morais, 1981). Para esse capítulo, o litoral do Ceará foi compartimentado em quatro setores utilizando como critério as mudanças na direção da linha de costa, limite de bacias hidrográficas e ocupaçãodo litoral (Figura 1). A compartimentação foi realizada da seguinte forma: a) Setor I: Linha de costa entre os municípios de Barroquinha e Acaraú; b) Setor II: Itarema e Paracuru;c) Setor III: São Gonçalo do Amarante e Cascavel e d) Setor IV entre Beberibe e Icapuí.

O clima do litoral é predominantemente do tipo Tropical Semiárido Brando marcado por dois períodos definidos - um seco, longo e outro úmido, curto e irregular (Campos e Studart, 2003). 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. Campos e Studart (2003) observaram que a precipitação anual decresce acentua-

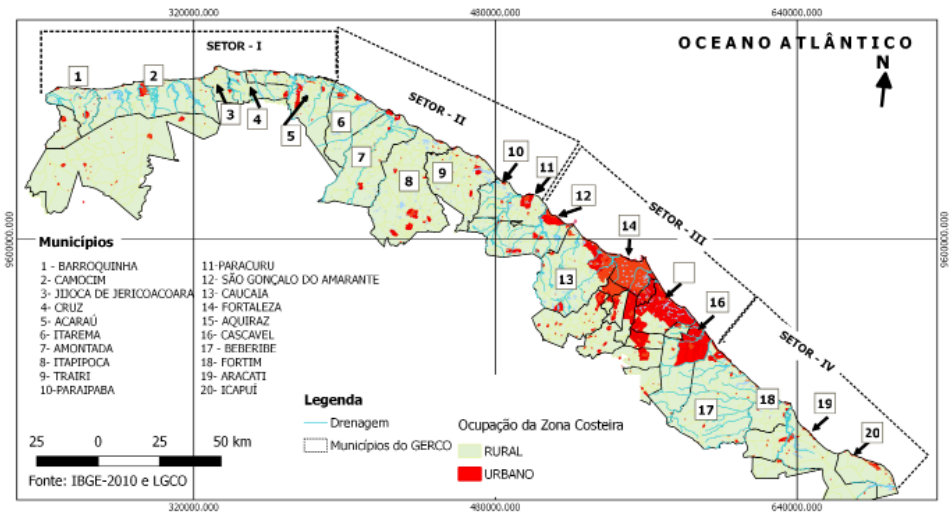


Figura 1
Compartimentação e características da ocupação no litoral do estado do Ceará que fazem limite com o oceano.

damente de Fortaleza (1.338mm) em direção a Icapuí (949,2mm). Na direção do litoral oeste é observado um decréscimo, porém de forma menos pronunciada com médias anuais de 1.238,2mm e 1.032,3mm registradas em Paracuru em Camocim.

A maioria dos rios da região semiárida do Nordeste, onde está inserida a área estudada, é intermitente, fluindo somente durante a estação chuvosa. O sistema de drenagem é constituído na sua maioria por rios exorréicos de regime de escoamento intermitente sazonal. Considerando que o médio e o alto curso desses rios estão inseridos no núcleo de semiaridez, o caudal é reduzido e controlado por um grande número de barragens construídas para abastecimento (Morais e Pinheiro, 2011).

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, hiperssalinização sazonal e diminuição do aporte de sedimentos para o litoral (Morais e Pinheiro, 2011).

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 ±30% em torno do valor médio anual (Bittencourt *et al.*, 1996). 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 (Morais *et al.*, 2006). 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 (Maia, 1998).

A velocidade média dos ventos varia de 3 a 9m/s (Maia, 1998). O período entre maio e agosto os ventos predominantes são de ENE-E (60°-90°) durante o dia, e E-SE (90°-150°) à noite (Maia, 1998). 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.

As ondas 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 *et al.,* 2006). Em estudos realizados por Maia (1998) utilizando os dados da bóia do porto do Mucuripe foi observada a concentração de 95% para as direções entre 75º e 105º, com extremos registrando valores mínimos de 17º (31/11/91) e máximos de 119º (31/10/91).

Na Praia da Caponga, litoral SE_NW, as direções predominantes observadas por Pinheiro *et al.* (2003) foram de 100º a 110º ao largo e de 75º a 95º na arrebentação em relação ao Norte magnético. No primeiro semestre a freqüência de ondas swell é bem maior, devido a diminuição da influência dos alísios de SE e o aumento a turbulência no Atlântico Norte (Morais *et al.*, 2006). Com relação aos períodos de pico, os quais são utilizados para classificar os tipos de ondas (sea e swell), distingue-se ondas acima de 10s como swell e entre 4 e 9s 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 16s, indicando ondas do tipo swell (Morais *et al.*, 2006). Ocorre um período de 0,4% entre 17 e 19s, porém, a maioria dos períodos de pico (72%), ocorreu entre 4 e 9s, relacionados com ondas do tipo sea (INPH,2001). Dentre os 72% mencionados acima, cerca de 58% dos períodos variaram entre 4 e 7s. As alturas significativas das ondas variam de 0,8-1,5m, com maior percentual entre as alturas de 1,1 e 1,2m (Morais *et al.*, 2006).

A deriva litorânea apresenta uma direção predominante de E-W, com velocidades variando de 0,24 e 0,31cm/s (Morais, 1980; Maia, 1998). No Porto do Pecém, esses valores ficaram em torno de 0,15 a 0,30cm/s nos trabalhos realizados por Magalhães (2000). Na praia da Caponga, a velocidade variou 0,18 a 0,35cm/s, com o volume estimado do transporte litorâneo de 662.947m^3, área com erosão praial (Pinheiro *et al.*, 2003). As marés são semidiurnas com período médio de 12,4h e defasagem média de 50 minutos (Morais, 1980 e Maia, 1998). A amplitude máxima nas marés de sizígia registradas no Ceará é de 3,3m, caracterizando um ambiente de meso-marés.

A costa é classificada como arenosa, retilínea com dunas de diversas gerações, planícies estuarinas, ocorrências localizadas de falésias, afloramentos do Pré-Cambriano e do Cretáceo em alguns dos seus trechos (Morais, 2000; Souza, 2003). Aluviões fluviais, depósitos marinhos e eólicos-marinhos intercalados representam bem a fase de transição entre o Tercio-Quaternário. Os estuários, terraços flu-

viais atuais, praias, dunas, depósitos flúvio-marinhos, marinhos, eólicos e eólico-marinhos e os beachroks (rochas de praia) constituem os depósitos Quaternários (Morais *et al.*, 2006). 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).

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 (Morais, 2000) (Figura 2). Sua cota máxima chega a 98m formando uma crista de direção ENE-WSW com aproximadamente 2km de extensão da linha de preamar (Morais, 2000). As dunas móveis em formas de barcanas são predominantes, com alturas superiores a 30m.

O Cenozóico está representado pelo morro Caruru localizado próximo a foz do estuário do rio Pacoti (Morais *et al.*, 2006). 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 (1969) estudando o perfil compreendido entre o Arquipélago de Fernando de Noronha e a costa nordeste brasileira, estabeleceu a correlação litorânea submarina entre os altos-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, 1969).



Figura 2
Serrote de Jericoacoara constituído de quartzito quebrando a retilinineidade da linha de costa. Foto: Pinheiro, L.S.

As feições mais conspícuas da linha de costa estão associadas aos afloramentos do embasamento em zonas pontuais, tais como Jericoacoara, Pecém, Ponta do Mucuripe e Iguape (Morais *et al.*, 2006). 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 (Morais *et al.*,2006).. Nos outros setores da costa os pontais estão associados aos *beachrocks* e afloramento de rochas do Grupo Barreiras, Formação Camocim e Timbau (Morais, 2000). 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 (Morais *et al.*, 2006). Aproximadamente, 48,15% das praias do Estado apresentam morfodinâmica modificada pelas marés (RTR>3), 13,85% dominadas por ondas e 38% com afloramentos rochosos na faixa de praia (Pinheiro *et al.*, 2016).

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 (Maia *et al.*, 2012). Essas dunas migram na direção do continente, capeando gerações de dunas mais antigas e terrenos dos tabuleiros, obstruindo as drenagens costeiras e desembocaduras fluviais. 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 Tabuleiros (Morais *et al.*, 2006). Destacam-se as ocorrência dos eolianitos, dunas fóssesis, formadas pela cimentação da área por carbonato de cálcio e sílica (Carvalho *et al.*, 2009).

As lagoas estão associadas aos aqüíferos dunares, oscilações sazonais das condições climáticas e flutuações do lençol freático. 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 (Morais *et al.*, 2006). 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). 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.

Os Tabuleiros Pré-Litorâneos são constituídos predominantemente por sedimentos Tércio-Quaternários do Grupo Barreiras. Aparecem recortados por um grande número de drenagens secundárias, de regime intermitente, que constitui as micro-bacias hidrográficas da zona costeira (Morais *et al.*, 2006). 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,

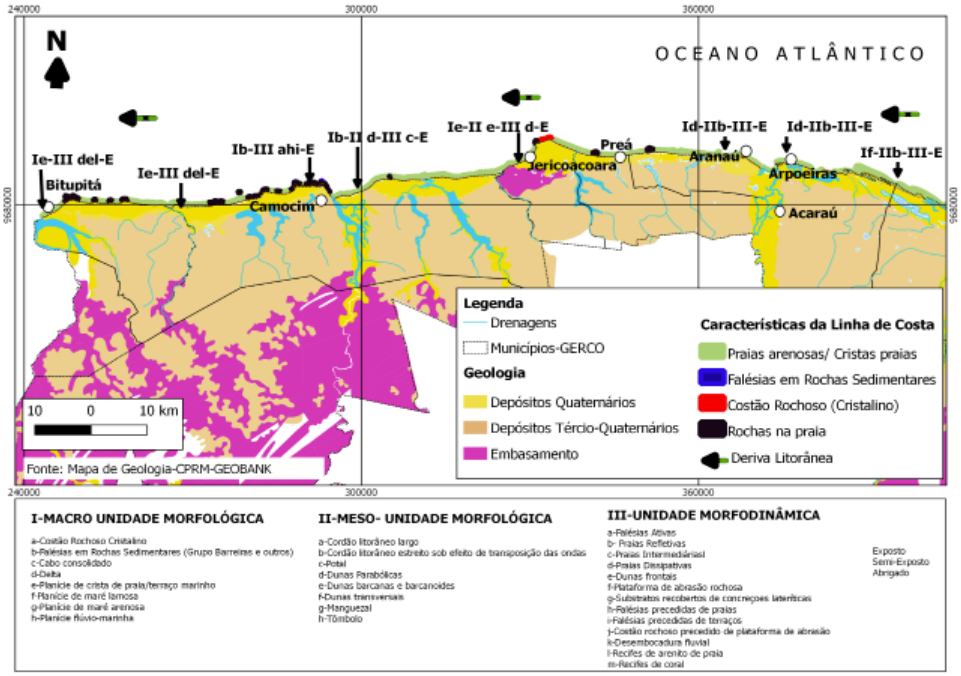


Figura 3
Macrocompartimento morfológico do Setor I.

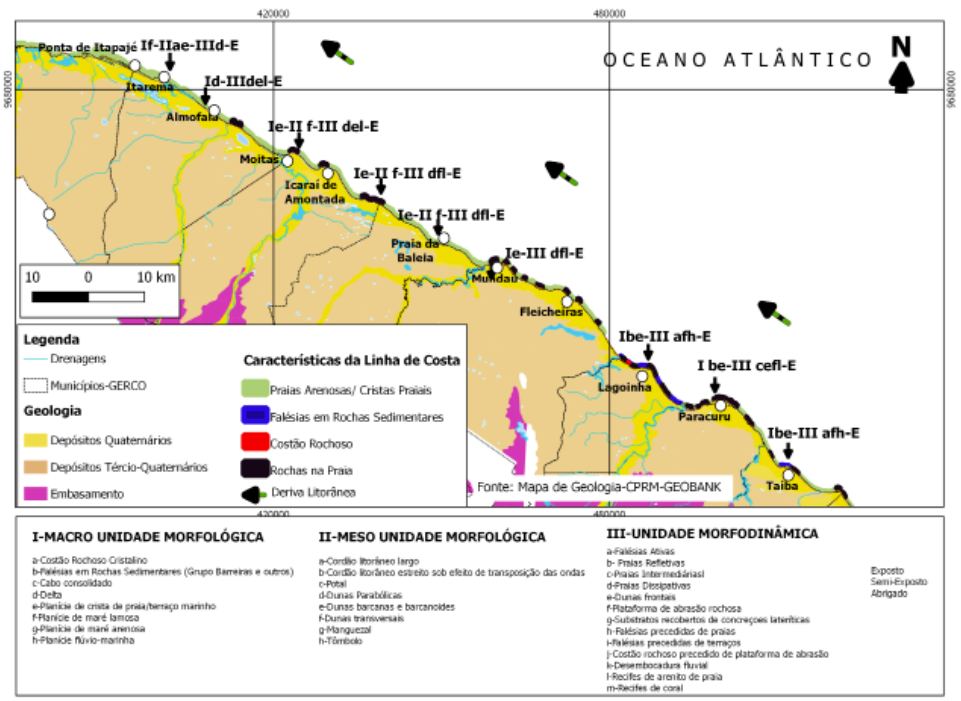


Figura 4
Macrocompartimento morfológico do Setor II.

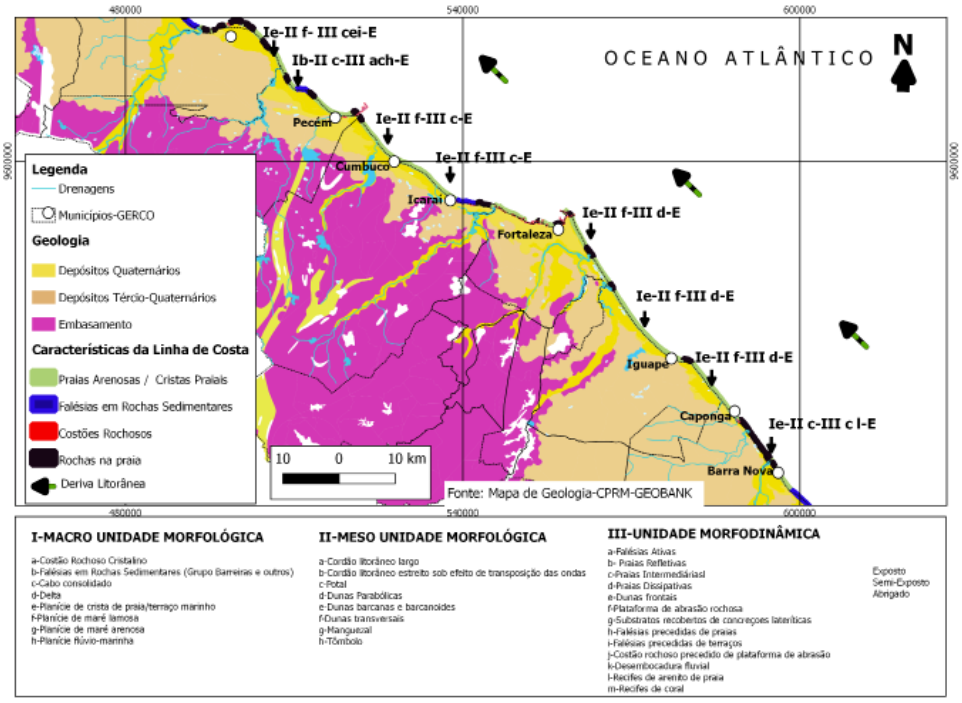


Figura 5
Macrocompartimento morfológico do Setor III.

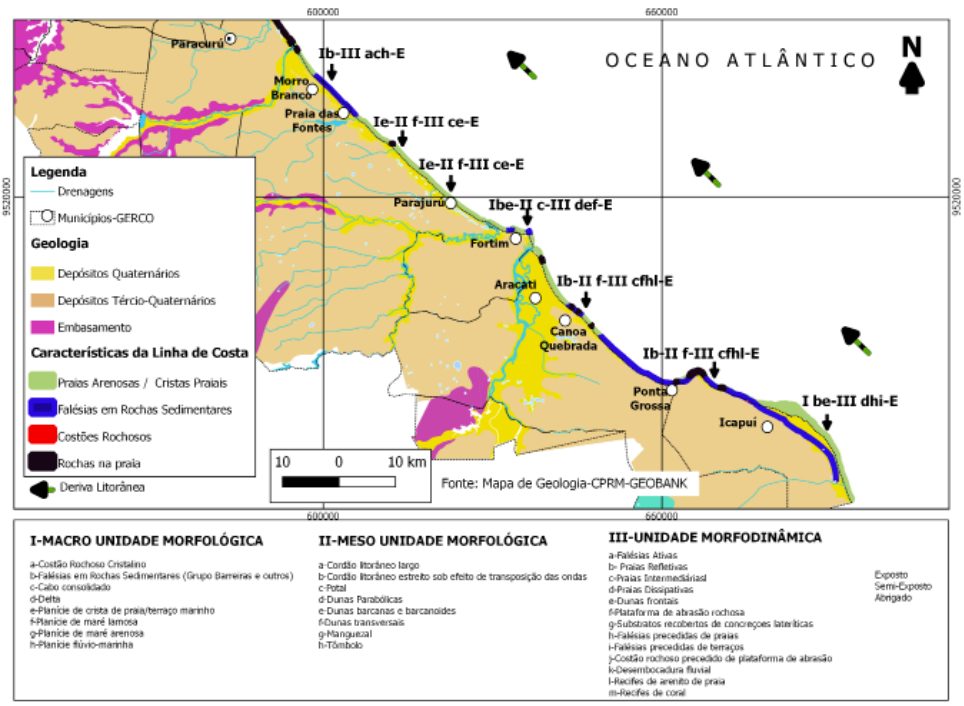


Figura 6
Macrocompartimento morfológico do Setor IV.

evidenciando a evolução paleogeográfica a partir das flutuações do nível relativo do mar (Morais *et al.*, 2006). Os Macro-compartimentos morfológicos e características da linhas de costa estão detalhados nas figuras 3, 4, 5 e 6.

2. COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL

O Setor 1, entre as praias dos municípios de Barroquinha e Acaraú,apresenta direção de E-W e aproximadamente 168km de extensão. A largura media do perfil praial é de aproximadamente 530m (±119m) e estágio morfodinâmico predominante do tipo R + LTT (Pinheiro *et al.*, 2016). Os sedimentos variam entre areias finas e médias, com contribuição das dunas frontais e eolianitos na sedimentação das praias. Este setor recebe a contribuição das bacias hidrográficas do rio Coreaú e Acaraú, e de pequenas drenagens que deságuam na linha de costa.

Apesar da boa disponibilidade de sedimentos e das características de praias com gradiente suave são observados processos de erosão da pós-praia na localidade de Bitupitá com destruição de barracas, associados principalmente na transposição durante as marés de sizígia e equinociais (Morais *et al.*, 2006). A linha de costa do litoral de Bitupitá é caracterizada por praias planas, expostas, bordejadas por amplos terraços marinhos e dunas frontais que atuam no aporte de sedimentos para a praia.

Na foz do rio Coreaú floram na forma de falésias, as rochas sedimenatres consolidadas da Formação Camocim (Morais, 2000). 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 (Morais *et al.*, 2006).

A faixa de praia é exposta e apresenta plataformas de abrasão e pontais rochosos associados às rochas da Formação Camocim e rochas de praia (*beachrocks*) 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 (Morais *et al.*,2006). Entre a foz do rio Coreaú e a Ponta de Jericoacoara foram observados setores com erosões na Vila de Jericoacoara e nas desembocaduras de drenagens de pequeno porte, a exemplo da Barra do Guriu, Praia de Imburanas e Tatajuba (Figura 7b).



Figura 7
(A) Escarpas esculpidas nas marés equinociais nas dunas frontais adjacentes a foz do rio Coreaú; (B) Erosão e destruição de manguezais localizados no setor interno dos cordões arenoso e no estuário do rio Guriu. Fotos: Pinheiro, L.S.



Figura 8
(A) Destruição de estradas, calçadas, muros decorrentes das ressacas do mar na praia de Arpoeiras. (B)Recuo da linha de costa nas áreas com aerogeradores nos cordões arenosos. Observar a ação erosiva dos ventos no transporte de sedimentos ao londo do perfil praial. Fotos: Pinheiro, L.S.

A tendência erosiva é refletida nas escarpas esculpidas nas dunas frontais e exumação de depósitos lamosos com fragmentos de vegetação na face de praia. As áreas de progradação estão associados a presença de cordões arenosos na face de praia e áreas a barlamar de desembocaduras estuarinas (Figura 7a).

No trecho localizado entre a Praia do Preá até o limite do município de Cruz,predomina a estabilidade do perfil praial (63%), com modificações associadas a sazonalidade das ondas e com boa resiliencia. Atualmente, os processos de erosão predominam no litoral do município de Acaraú. Na praia de Barrinha foram construídos aerogeradores próximos a praia. A migração lateral do cordão arenoso, induzida principalmete pelo transporte eólico, gerou o recuo da linha de costa e a necessidade de implantação de enrocamentos para a proteção dos eventos de inundação costeira Esses eventos são mais intensos nas preamares das marés equinociais associadas a ocorrencia de swell, geralmente com períodos superiores a 10 segundos (Figura 8b).

Defronte a vila de Aranaú foi observada a progradação da linha de costa decorrente da migração de um cordão arenoso. Entre margem esquerda do rio Acaraú até o limite com o município de Itarema predominam os processos erosivos, a exempo do que pode ser obervado na praia de Arpoeiras e nos cordões arenosos ali existentes (Figura 8a).

O Setor II está localizado entre os municípios de Itarema a Paracuru, com aproximadamente 143km de extensão. Nesse setor ocorre a mudança da direção da linha

de costa de W-E para NW-SE. No município de Itarema os cordões arenosos são feições conspícuas, com praias com estágios morfodinâmicos de Terraços de Baixa-Mar com perfil emerso erosivo nas preamares (R + LTT) e Terraços com barras submersas e perfil emerso com tendências erosivas (R + LTR) (Pinheiro *et al.*, 2016).

Na região de Itarema, sob domínio de ambientes de cordões arenosos largos, são encontradas faixas de praia com aproximadamente 1km de extensão e morfodinâmica característica de praias ultradissipativas. São praias predominantemente planas e associadas ao macrocompartimento das planícies de marés arenosas. Itarema a exemplo de Acaraú, apresenta indicadores de procesoss erosivos importantes em Torrões e Almofala, com destruição de barracas e perda de terrenos (Figura 9c e 9b).

Os ambientes que se desenvolvem no contato dos cordões com as drenagens fluviais são sistemas estuarinos-lagunares com colonização de manguezais. Nos últimos 10 anos, os desmatamentos das áreas com manguezais aumentaram significativamente para a construção de viveiros de camarão e consequente diminuição da proteção que essa vegetação exerce aos processos hidrodinâmicos na costa. Associado a isto, foram implantados aerogeradores nos cordões arenosos e obras de proteção costeira para protegê-los (Figura 9a). As ações erosivas do perfil sub-aéreo são observadas sazonalmente apenas nas preamares de sizígia e/ou mediante alterações no transporte de sedimentos lateral nos cordões arenosos (Morais *et al.*, 2006).

Na faixa de praia compreendida entre Flecheiras e Mundaú e, o perfil apresenta extensão média de 100 m e com uma linha de recifes de arenito que a protege da ação erosiva das ondas. Na foz do estuário 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 270m 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 (Morais *et al.*, 2006). Na ocasião das preamares das marés de sizígias 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 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 9d).

A pós-praia desenvolve-se a partir de uma faixa de terras com contornos pouco sinuosos e com altura pouco superior a 1,0m. As cotas altimétricas ao longo da costa variam entre 3.0 a 6.6m. 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.



Figura 9
(A) Erosão nas áreas com cordões arenosos em Itarema. Foram instalados aerogeradores no topo dessas estruturas e viveiros de camarão na planície lamosa a retaguarda dos cordões, com dematamento de manguezais; (B) Destruição de barracas de praia na Praia de Almofala; (B) Quedas de coqueiros resultantes da ação dos eventos de alta energia na praia de Torrões; (B) Inundação costeira na praia de Guajiru em Trairi resultante da ação das marés equinociais. Fotos: 8a, 8b e 8c (Pinheiro, L.S.) e 8d (Morais *et al.*, 2006).

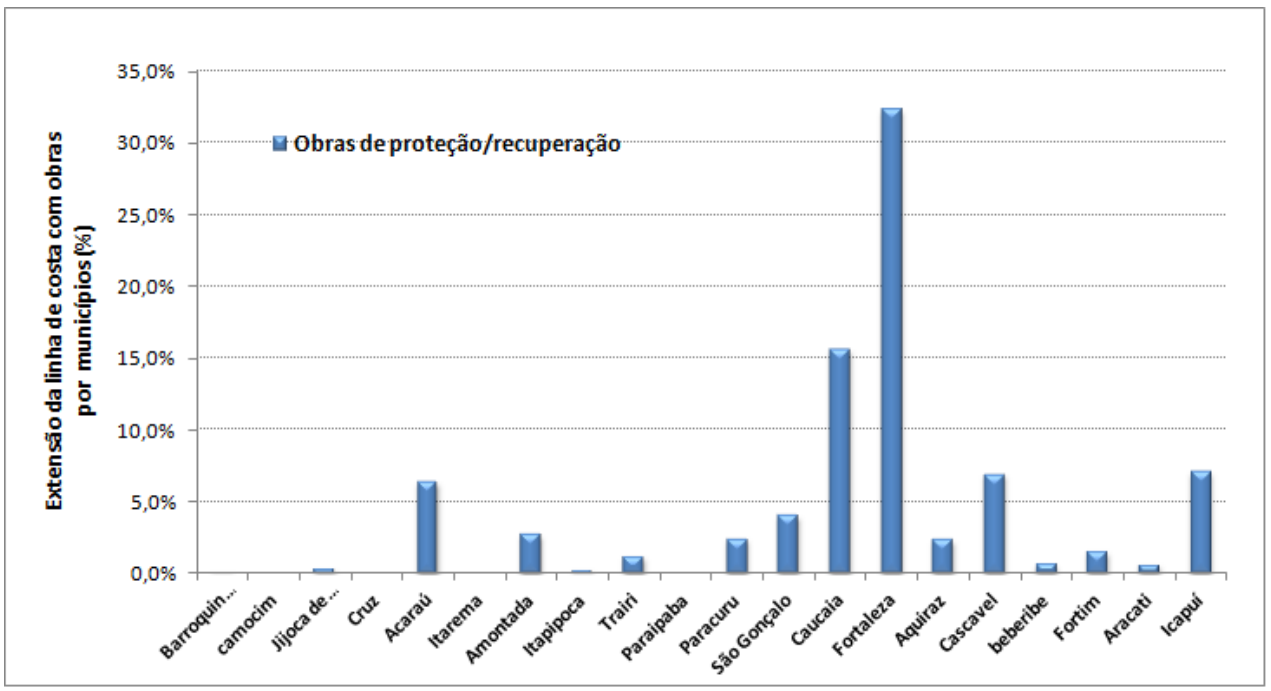


Figura 10
Base da linha de coqueiros expostas pela ação do espraiamento das ondas na Praia de Paracuru. Foto: Pinheiro, L.S.

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 (Souza, 2005). Além disso, a ampliação da cidade na superfície de deflação eólica limitou a contribuição de sedimentos nas áreas à sotamar. No setor a Oeste de Paracuru foram observados geoindicadores de erosão costeira em setores com ausência de ocupação, com faixas de praia planas com campos de dunas a retaguarda (Figura 10). 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 (Morais *et al.*, 2006). Neste setor ocorre freqüentemente eolianitos com cimentação predominantemente silicosa.

O setor III apresenta uma grande diversidade morfologia e uma alta vulnerabilidade aos processos erosivo, em virtude do elevado adensamento urbano e pelos processos de refração nos pontais rochosos, com maior ocorrência nesse setor. Localizado entre as praias do município de São Gonçalo do Amarante e Cascavel, o setor tem aproximadamente 125km de extensão de linha de costa. 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 (Figura 11). Aproximadamente 33% da extensão da linha de costa de Fortaleza encontram-se estabilizados por obras de proteção costeira, dentre as quais se destacam os espigões, molhes e enrocamentos.Esses dados corroboram com os obtidos por Paula *et al.*, (2016), que contabilizou, até o início de janeiro de 2016, o número de 100 obras de proteção costeira na costa do Cearádas quais 75% foram construídas no litoral da Região Metropolitana de Fortaleza.

Figura 11
Percentual da extensão da linha de costa por muncípio com obras de proteção e recuperação costeira.



A faixa de praia da região metropolitana de Fortaleza sofreu processos de progradação e retrogradação importantes com implicação direta da instalação do Porto do Mucuripe, dos quebra- mares colocados ao longo do litoral de Fortaleza, da ocupação de áreas de dunas e pós-praia e muro de proteção no município de Caucaia formando arcos praiais oriundos dos enrocamentos perpendiculares a linha de praia (Morais, 1969, Morais e Pitombeiras, 1974, Morais, 1980, Morais, 1981 e Paula, 2012). Como pode ser observado na figura 10, a lista de costa está estabilizada por obras de proteção e destaca-se a progradação da faixa de praia a barlamar do espigão do Serviluz pelo barramento dos sedimentos em deriva.

Atualmente o processo de inundação costeira no litoral de Fortaleza está restrito a praia dos Diários, quando dos episódios de ressacas do mar (Guerra, 2014). O autor *op.cit*.. encontrou valores do *run-up* máximo da onda superiores a 5,6m para um trecho costeiro da cidade de Fortaleza – CE (Figura 12). Esses valores corroboram a alta vulnerabilidade do litoral cearense aos efeitos dos eventos de alta energia, que associado as variações climáticas de curto prazo agravam ainda mais os processos erosivos na costa. As ressacas do mar ocorre geralmente no período das marés de sizígia e equinociais associado a chegada de ondas swell de N-NE, com períodos superiores a 12 segundos.

Os impactos das obras de engenharia associados ao aumento da especulação imobiliária na área de dunas e na pós-praia promoveram o recuo de aproximadamente 300m da linha de costa nas Praias de Iparana, Pacheco e Icaraí (Morais *et al*., 2006). O sistema de proteção utilizado nessas praias são muros, enrocamentos na base das escarpas da Formação Barreiras, e recentemente aconstrução de *bagwall* na praia do Icaraí. A obra passou por uma série de reparos desde a sua instalação para a correção da cota de inundação e ajustes no sistema de drenagens de águas pluviais (Figura 13a). Em alguns trechos da praia do Icaraí a obra é ineficiente na proteção da área urbanizada aos eventos de inundação costeira.



Figura 12
Inundação costeira na Praia dos Diários, na cidade de Fortaleza, dificultando a circulação de automóveis e usuários da praia em março de 2013. Foto: Guerra, R.P.G.

Na praia de Cumbuco,a tendência erosiva sobre a linha de costa aumentou nos últimos 10 anos. Nas proximidades da Ponta do Pecém os processos acumulativos e progradativos são predominantes.

A Ponta do Pecém é formada por rochas do embasamento cristalino compostas essencialmente por quartzitos e gnaisses distribuídas principalmente em duas seqüências contínuas que se iniciam na pós-praia e se estendem em porções isoladas até a profundidade de 20m (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 píer *off-shore* vazado está com autonomia para utilização, a permanência do Terminal de Embarque Provisório -TEP (molhe) provocou o recuo de aproximadamente 70m da linha de costa (Morais *et al*., 2006). 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.

Nas praias do Batoque e Caponga, os processos erosivos são predominantes (Figura 13b). Na praia da Caponga, a ocupação das áreas a sotamar do pontal de arenitos de praia promoveu o recuo de 150 da linha de costa (Pinheiro *et al*., 2001, Pinheiro *et al*., 2003). 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 (Pinheiro *et al*., 2016).

No entanto a destruição das malhas dos gabiões associada a falta de manutenção promoveram em curto prazo a retomada dos processos erosivos, com recuo estimado entre 2002 e 2004 de 30m (Morais *et al*., 2006). Outras iniciativas foram tomadas, tais como a implantação de espigões e enrocamentos, porém os mesmos não são suficientes para a proteção da orla. A destruição de casa, hotéis e estradas são recorrentes, principalmente quando da ocorrência das ressacas do mar. Lima *et al*., (2015) observou rápidas alterações morfológicas na praia de Caponga sobre o sistema praia-duna. Estas mudanças foram induzidas pelo *run-up* máximo da onda de até 6,20m, o que configurou o regime de galgamento.

No setor entre as praias de Barra Nova e Barra Velha, a leste da Caponga, as praias são intermediárias com afloramento de arenitos de praia antecedido por dunas e terraços marinhos. Nesse setor, a ocupação das áreas próximas ao mar é pequena e a linha de costa, apresenta características de estabilidade.



Figura 13
(A) Estruturas de proteção costeira do tipo *bagwall* implantadas na praia do Icaraí. Observar na foto o deslocamento dos blocos da primeira fase da obra, para o estirâncio. Ao fundo a instalação de novos blocos para o reparo da obra de proteção; (B) Destruição de casas de pescadores e barracas de praia na Praia do Batoque em dezembro de 2016. Foto: (A) Pinheiro, L.S. e (B) Guerra, R.G.P.

No setor IV, com aproximadamente 137km de extensão, o recuo das falésias dá-se de modo desigual. Assim é que, próximo a lagoa do Uruaú, em Beberibe, o aporte de sedimentos à praia justifica a ocorrência de falésias fósseis. Na praia de Morro Branco, apenas durante a preamar percebem-se os processos 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 100m, com inclinação de 2,0º. Na praia das Fontes, o nível das falésias é mais elevado e a ação do solapamento marinho é intensa.

A área das falésias expõe um aspecto de morfologia ruiniforme ocasionado pela pluviometria e por enxurradas, ao que se acrescenta a ocorrência de ravinas e voçorocas (Morais *et al.*, 2006). A especulação imobiliária, os passeios de buggy 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 ro-



Figura 14
Falésias vivas com voçorocas e quedas de blocos provocados pela ação conjunta da erosão pluvial na porção subaérea e solapamento na base, na praia de Canoa Quebrada, Aracati. Foto: Silva, R.R. (2014).

chosos descontínuos que compõem plataformas de abrasão e/ ou rochas de praia (*beach rocks*) (Morais *et al.*, 2006). Esse material é constituído por arenitos com matriz silto-arenosa de cores cinzentas e cimento calcífero. Na maré de sizígia que ocorreu em outubro de 2016, a destruição de barracas de praia pela ação das marés e ondas. Na praia de Canoa Quebrada predominam os processos de voçorocamento e desmoronamento de blocos de rochas das falésias esculpidas no Grupo Barreiras (Figura 14).

Na região do Baixo Jaguaribe situações hidrodinâmicas diferentes foram criadas nos entornos dos promontórios e dos rios. Nas praias 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 erosivos 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 300 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 dos anos, as casas, barracas, estradas e locais para atracação de jangadas.

As principais causas da erosão no Pontal de Maceió estiveram 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 (Morais *et al.*, 2008). 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.

Nos últimos 6 anos houve uma reversão do processo de erosão de Pontal de Maceió, com assoreamento da faixa de praia pela soldagem de barras arenosas submersas. Foi calculada usando imagens de satélite, uma progradação de aproximadamente 250m no litoral de Beberibe, merece atenção a erosão na praia de Parajuru. Nas marés de sizígia, observou-se que as ondas de refração nos bancos de areias submersos provocam danos significativos.

Na margem leste do estuário do rio Jaguaribe, o transporte eólico no 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. Nas dunas móveis, desde as proximidades de Canoa Quebrada a Foz do rio Jaguaribe, foram implantados aerogeradores. Entre a praia de Canoa Quebrada existem vários setores com estabilidade morfológica.

No litoral de Icapuí, as praias são ultradissipativas, com morfodinâmica controlada predominantemente pelas variações das marés e pelo transporte transversal de sedimentos (Pinheiro *et al.*, 2016). A linha de costa é caracterizada por praias precedidas por falésia ativas e não-ativas, com altimetrias e grau de resistência diferenciados. Os processos erosivos são predominantes na linha de costa entre Redonda e Requenguela, como destruição de vias de acesso, casas, escolas e outros equipamentos urbanos, principalmente nas marés de sizígia (Figura 15). Processos de progradação da linha de costa foram observados na praia de Ponta Grossa ocasionado pela migração de cordões arenosos na direção da faixa de praia. A ocupação é caraterizada por vilas de pescadores, com hotéis e pousadas em menores proporções. Foram observados processos de progradação na praia de Quitérias e na proximidade do sistema estuarino-lagunar de Icapuí. Da praia de Tremembé a Manibu a tendência erosiva é predominante (Barros *et al.*, 2016).

Como pode ser observado, 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 extrativistas, mineração não controlada, loteamento indisciplinados na pós-praia 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.

O cenário de estabilidade está associada às praias sem ocupação ou cuja ocupação está recuada em relação a linha de costa. A erosão nas áreas com cordões arenosos (spits e ilhas barreiras) no litoral oeste do ceará está fortemente associado ao deslocamento contínuo lateral, na direção oeste, induzido pela ação dos ventos, principalmente nos períodos de estiagem prolongados, a exemplo do que ocorreu



Figura 15
Erosão da linha de costa do município de Icapuí, com destruição de casas, estradas, rede de iluminação e locais para o atracamento de jangadas de pescadores. Foto:Pinheiro, L.S

entre os anos de 2011 a 2016. Além da redução do aporte de sedimentos dos rios, a redução da precipitação diminui o grau de compactação dos solos, favorecendo o transporte eólico na face de praia.

As áreas de progradação estão associadas, predominantemente as área a barlamar das desembocaduras estuarinas, pontas rochosas, obras de proteção e recuperação, e de forma pontual a sotamar de áreas com erosão severa, como observada nas praias de Aranaú, Icapuí e Icaraí de Amontada. A tendência erosiva no litoral oeste, trecho com menor taxa de urbanização, está associada a migração dos pequenos canais, com escoamento sazonal e a ocupação em áreas próximas a linha de costa, base de falésias e adjacentes as desembocaduras fluviais.

As obras rígidas - muros, enrocamento e gabiões implantados de forma pontual acentuam tal processo. Existe uma forte tendência de aumento da erosão nas praias dos municípios da Região Metropolitana de Fortaleza, dentre as quais merecem destaque as praias da Caponga, Iguape, Icaraí, Cumbuco, Taíba. O litoral de Fortaleza e parte das praias de Iparana e Pacheco estão em quase sua totalidade estabilizada por obras de engenharia, ora implantadas com recursos públicos e/ou a partir de investimento dos proprietários de casas e hotéis.

O quadro da erosão costeira no estado do Ceará apresenta fatos preocupantes face aos prejuízos ambientais-econômicos potencializados pelas predições de subida do nível do mar e aumento dos eventos de alta energia.

O diagnóstico da erosão nos 573km de extensão do litoral do Ceará pode ser resumido da seguinte forma (Figuras 16, 17, 18 e 19):

- Aproximadamente 30% da extensão da linha de costa apresentam erosão (áreas ocupadas, naturais e estabilizadas por obras);
- 17% da linha de costa apresenta tendência erosiva;
- 10% são áreas com progradação da linha de costa e,
- 43% da linha de costa apresenta tendência à estabilidade

Nesse contexto são inseridas preocupações relacionadas aos eventos de alta energia e ao regime de estiagem que agravam os efeitos erosivos e ampliam as áreas com tendências erosivas. Entretanto, os eventos de alta energia apenas ganham destaques à medida que seus impactos põem em risco o patrimônio edificado e a atividade turística desempenhada no litoral. Desta forma, o seu conhecimento é fundamental para o planejamento e ordenamento da ocupação do litoral de forma a recuperar áreas degradadas e mitigar os riscos.

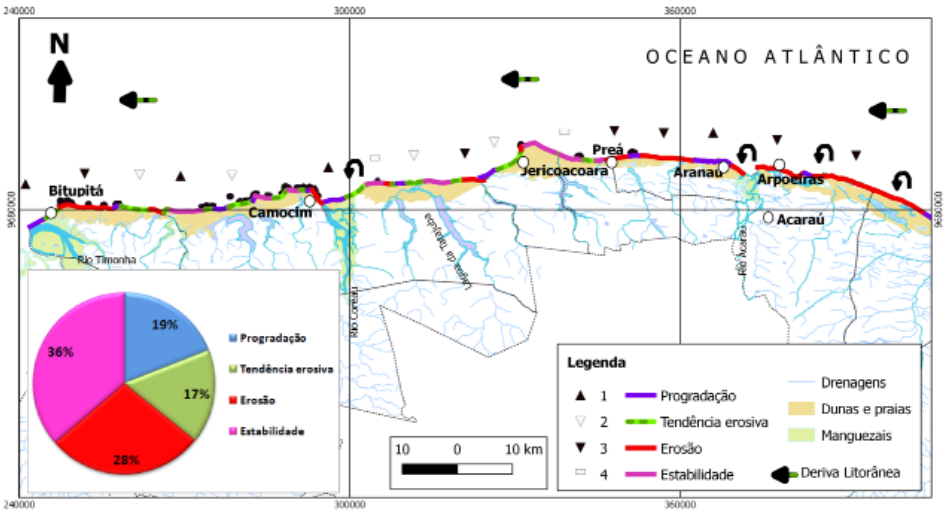


Figura 16
Erosão e progradação do litoral do Setor I.

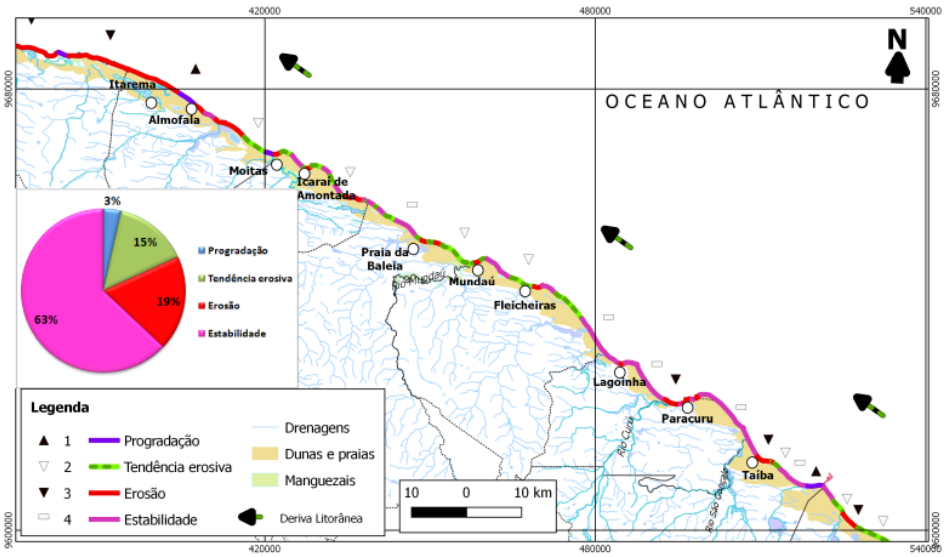


Figura 17
Erosão e progradação do litoral do Setor II.

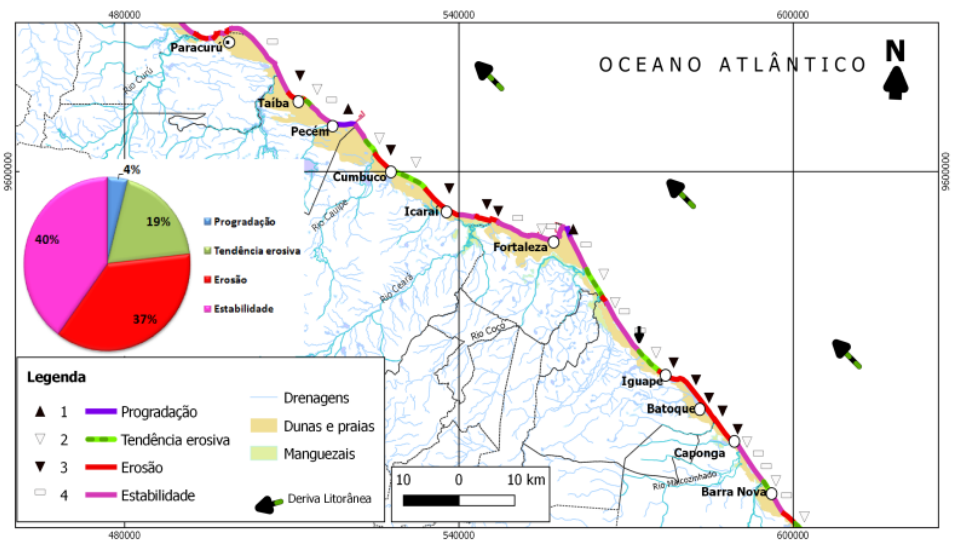


Figura 18
Erosão e progradação do litoral do Setor III.

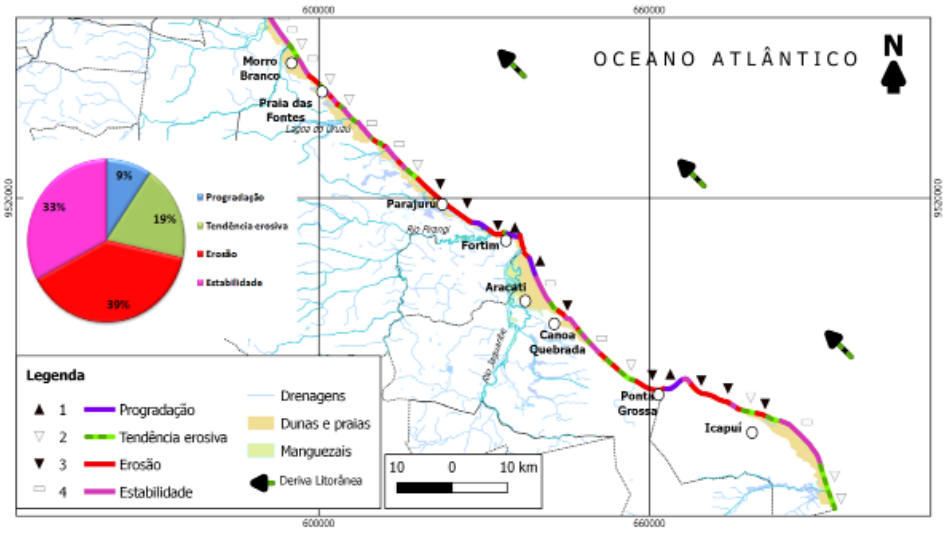


Figura 19
Erosão e progradação do litoral do Setor IV.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1969. Salvador, **Short papers**, Salvador: [s.n.]. 1969. p. 29-46.

BARROS, E. L. et al. Erosão Costeira: os Impactos das Obras de Proteção no Litoral de Icapuí, Ceará, Brasil. In: ENCONTRO DA REDE BRASPOR, 6., Fortaleza. **O homem e o litoral: Transformações na paisagem ao longo do tempo**. Fortaleza, v. 1. p. 45-45.

BITTENCOURT, R.; ALMEIDA G.; CARPENTIERI, E. **Potencial Eólico no Litoral do Ceará e Rio Grande do Norte para Geração de Energia Elétrica**. [S.l.]: DEFA-EO-RT, CHESF, 1996. Relatório. 002/96, rev.1.

CAMPOS, J. N. B.; STUDART, T. Climatologia. CAMPOS, A. A. (ed) In: **A zona costeira do Estado do Ceará:** Diagnóstico para a Gestão Integrada. Fortaleza:AQUASIS, 2003. p. 51-53.

CARVALHO, A. M. et al. Eolianites of Flecheiras/Mundaú, Northwestern Coast of Ceará State, Brazil. An unique record of a coastal aeolian paleo-system. In: WINGE, M. et al. (ed.), **Geological and Palaeontological Sites of Brazil**, Brasilia: SIGEP, 2009. v. II, p. 121-130.

CPRM-GEOLOGICAL BRAZILIAN SURVEY, 2009 **Geobank**. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>. Acesso em: 02 dez. 2013.

D. P. PAULA. et al. Gestão pública do litoral do Ceará: uma abordagem a partir do processo de urbanização da costa.in: ENCONTRO DA REDE BRASPOR, 6., 2016, Fortaleza. **O homem e o litoral: Transformações na paisagem ao longo do tempo**. Fortaleza, [s.n.], 2016. p. 53-53. v. 1.

GUERRA, R. G. P. **Vulnerabilidade costeira a eventos de alta energia no Litoral de Fortaleza, Ceará.** [S.l.]: Universidade Federal do Ceará, 2014. 150 p. MS Dissertação.

IBGE- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Cidade@-Dados populacionais, Disponível em: <http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?codmun=230440>. Acesso em: 19 jan. 2017.

INPH - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS HIDROVIÁRIAS (INPH). **Porto do Pecém, Relatório Interno.** Pecém-CE: INPH, 2001.100 p.

IPECE-INSTITUTO DE PESQUISA E ESTRATEGIA ECONÔMICA DO CEARÁ **Ceará em números**. [S.l.]: [s.n.], 2013. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/categoria5/ceará-em-numeros>. Acesso em: 10 nov. 2013.

LIMA, R. S. ; PINHEIRO, L. S. ; MORAIS, J. O. Vulnerabilidade das dunas frontais aos regimes de espraiamento, colisão e overwash na praia da Caponga, Cascavel, Ceará. In: Paula, DP, Dias, J.A.. (Org.). **Ressacas do Mar e Gestão Costeira**. Fortaleza: Premius, 2015. p. 393-415. v. 1.

MAGALHÃES, S. H. O. **Caracterização morfodinâmica e evolução a médio e curto prazo das praias dos municípios de Caucaiae São Gonçalo do Amarante - CE**. Recife: Universidade Federal do Pernambuco, 2000. 124p. MS Dissertação.

MAIA, L. P. et al. Gestão de dunas costeiras e conflitos de usos nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte- Nordeste do Brasil. In: Rodríguez-Perea, A, et al. (ed). La gestión integrada de playas y dunas: experiências en Latinoamerica y Europa, **Sociedad Historia Natural Balears**, [S.l.], v. 19, p. 149-158. 2012.

MAIA, L. P. **Processo costeros y balance sedimentario ao lo largo de Fortaleza (NE-BRASIL)**: implicaciones para uma gestión adecuada de la zona litoral. Espanha: Universidade de Barcelona, 1998. 269 p. Tese de Doutorado.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Rede Municípios da Zona Costeira**. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/component/k2/item/10618-cear%C3%A1-rede-munic%C3%ADpios-da-zona-costeira>. Acesso em: 03 mar. 2016.

MORAIS, J. O. et al. The gabions for the protection of Caponga Beach, Ceará/Brazil: Hazards and Management. **Journal of Coastal Research**39, p. 848-851. 2006.

MORAIS, J. O, PINHEIRO, L. S. The effect of semi-aridity and damming on sedimentary dynamics in estuaries - Northeastern region of Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 64, p.1540-1544. 2011.

MORAIS, J.O. et al. Erosão Costeira em Praias Adjacentes as Desembocaduras Fluviais: O Caso de Pontal de Maceió, Ceará, Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, [S.l.]. p. 61-76. 2008.

MORAIS, J. O. Evolução Sedimentar da Enseada do Mucuripe. **Arquivos de Ciências do Mar**, [S.l.], v. 21, p. 20-32. 1981.

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, p. 69-77. 2000.

MORAIS, J.O. Aspectos correlativos de geologia litoral e submarina. **Arquivos de Ciências do Mar**, Fortaleza, v. 9, p. 127-131. 1969.

MORAIS, J. O. Compartimentação territorial e evolutiva da zona costeira do Estado do Ceará.In: Lima, LC et al.(ed) **Compartimentação Territorial e Gestão Regional do Ceará.** [S.l.]: [s.n.], 1, p. 106-180. 2000.

MORAIS, J. O. DE; PITOMBEIRA, E.S. Processos Migratórios na Embocadura do Rio Maceiozinho (Fortaleza-Ceará-Brasil). **Boletim de Ciências do Mar**, [S.l.], v. 27, p.1-9. 1974.

MORAIS, J. O. Processo de Assoreamento do Porto do Mucuripe. **Arquivos de Ciências do Mar**, [S.l.], v. 12, p.139-149. 1969.

MORAIS, J. O; FONTELES, M. L. Fluxos Interativos na elaboração da planície costeira de Itarema - Ceará. **Revista de Ciência e Tecnologia da UECE**, [S.l.], v. 1, p. 63-68. 2000.

MORAIS, J. O. et al. Ceará. In: Muehe,D. (ed). **Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro**, 1 ed., Brasília: MMA, 2006. p. 132-134.

PAULA, D. P. **Análise dos riscos de erosão costeira do litoral de Fortaleza em função da vulnerabilidade aos processos geogênicos e antropogênicos**. Portugal: Universidade do Algarve, 2012. 500 p. Tese de Doutorado.

PAULA, D.P. Erosão Costeira E Estrtuturas De Proteção No Litoral Da Região Metropolitana De Fortaleza (Ceará, Brasil): Um Contributo Para Artificialização Do Litoral. **Rede: Revista Eletrônica do Prodema**, v. 9, p. 73-86. 2015.

PAULA, D. P., et al. Gestão pública do litoral do Ceará: uma abordagem a partir do processo de urbanização da costa. In: ENCONTRO DA REDE BRASPOR, 6., 2016. Fortaleza, **O homem e o litoral**: Transformações na paisagem ao longo do tempo. Fortaleza: [s.n.]. 2016. p. 53-53. v. 1.

PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; MEDEIROS, C. Mudanças da linha de praia e feições morfológicas em Cascavel- Ceará. **Arquivos de Ciências do Mar**, [S.l.], v. 34, p. 117-130. 2001.

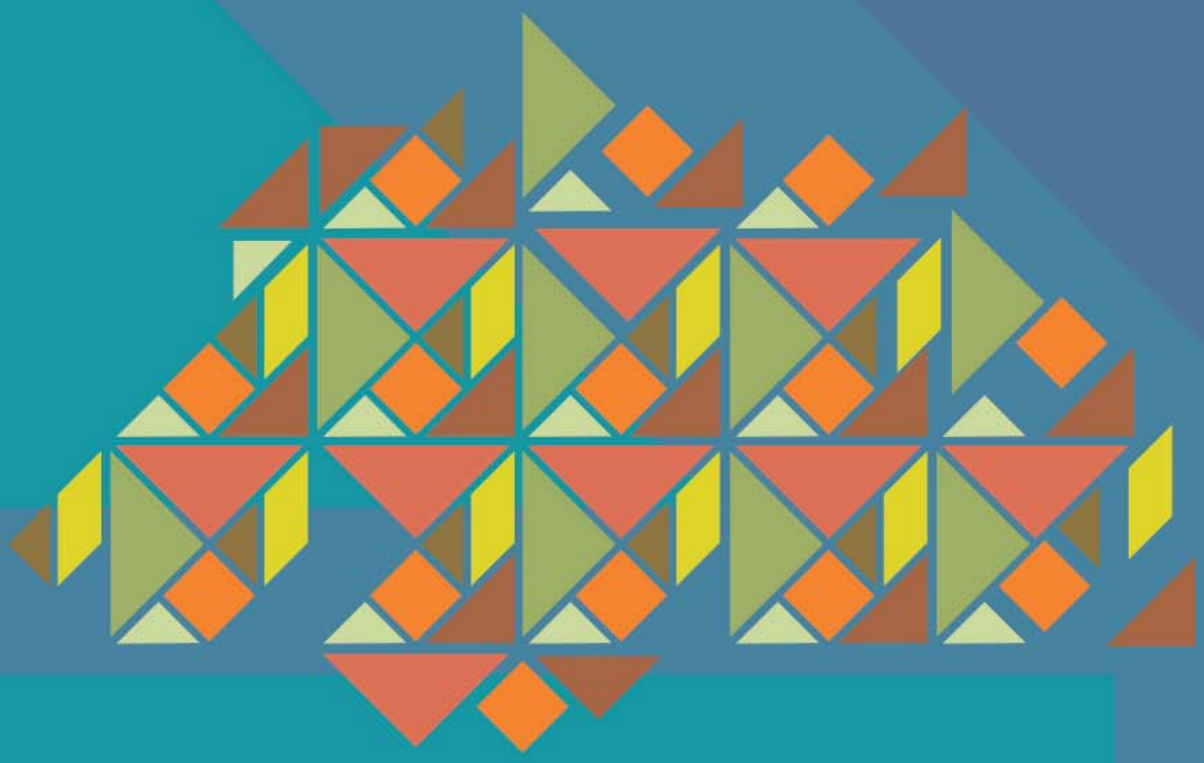
PINHEIRO L. S.; MORAIS, J. O.; PITOMBEIRAS, E. S. Caponga Shoreline Rehabilitation Assessment. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 35, p. 564-572. 2003.

PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O. ; MAIA, L. P. The Beaches of Ceará. In: Andrew D. Short; Antonio Henrique da F. Klein. (Ed.). Brazilian Beach Systems, **Springer International Publishing**, Switzerland, v. 1, p. 175-199. 2016.

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

SOUZA, P. H. G. O. **Dinâmica Ambiental e Transformações Socioespaciais da Orla Marítima de Paracuru-CE.** Fortaleza: Universidade Estadual do Ceará, 2005. 160 p. MS Dissertação.

VANDOROS, P.; OLIVEIRA, M.A.F. **O fonólito Mecejana-CE**. 1. [S.l]: Academia Brasileira de Ciências, 1968. p. 203–206.



AUTORES
Helenice Vital
Iracema Miranda da Silveira
Zuleide Maria Carvalho Lima
Werner Farkatt Tabosa
André Giskard Aquino da Silva
Flavo Elano Soares de Souza
Marcelo dos Santos Chaves
Moab Praxedes Gomes

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA E MONITORAMENTO AMBIENTAL (GGEMMA)
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA (DG)
PÓS GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA (PPGG)
LABORATÓRIO DE GEOGRAFIA FÍSICA (LABGEOFIS)
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA (DGEO)
PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA (PPG)
LABORATÓRIO DE ANALISE AMBIENTAL, SETOR DE ESTUDOS AMBIENTAIS, MUSEU CAMARA CASCUDO (MCC)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE (UFRN)

RIO GRANDE DO NORTE

RESUMO

A zona sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte perfaz uma extensão de 410km de costa, constituída predominantemente por praias arenosas (72%) e falésias ativas (26%) principalmente 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 Leste-Oeste. Quanto a sua geomorfologia, a planície, os tabuleiros costeiros, rochas praiais e os campos de dunas transgressivas são os elementos de relevo predominantes em todo o litoral.

O Setor Oriental, Leste ou N-S, estende-se por 166km, da divisa do Estado do Rio Grande do Norte e Estado da Paraíba até a cidade de Touros, e apresenta clima tropical úmido. Tem como principal assinatura morfológica a sequência de baías e falésias ativas, 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 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 e de praias dominadas por ondas a modificadas por maré. O Setor Setentrional, Equatorial, Norte ou L-W, que estende-se por 244km, da Cidade de Touros até a divisa com o Estado do Ceará, apresenta clima árido a semi-árido, e é caracterizado por uma costa sob influência de falhas e forte atividade sísmica. As dunas são predominantemente barcanas e barcanóides, as praias modificadas por maré a dominadas por marés, e a presença de sistemas de ilhas barreiras é restrita a este setor entre a Ponta do Mel e a Ponta dos Três Irmãos. Recifes podem ocorrer em ambos os setores.

Registros atuais de erosão costeira estão presentes em muitos trechos do litoral norte-rio-grandense, e os estudos indicam que 245km (60%) da linha de costa encontra-se sob erosão ou ação de processos erosivos, enquanto 165km (40%) encontra-se estável (muito pouco em deposição). 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) fatores tectônicos e/ou amplificação destes pela (v) interferência antrópica.

ABSTRACT

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

The Eastern Sector extends 166km of the border of Rio Grande do Norte with Paraiba State until the town of Touros, and presents a dominant morphological signature sequence of bays and active cliffs, which characterizes a particular kind of evolution, with erosion associated to waves refraction patterns, explained by the differential erosion on the Barreiras Formation rocks. In this Sector prevail wave dominated to tide modified beaches and the parabolic or blowouts dune fields controlled by vegetation, under a tropical humid climate. Here neotectonic effects are little pronounced. The Northern Sector, which extends for 244 km, of Touros to the border with Ceará State, is characterized by a coast under the influence of faults and seismic activity, under an arid- to semi-arid climate. The beaches are tide-modified to tide dominated, dunes are mostly barchans and barchanoids. Barrier island – sandy spit systems are restricted to this sector, between Ponta do Mel and Ponta dos Tres Irmãos. Reefs occur in both sectors.

Different indicators of coastal erosional processes are observed on the Rio Grande do Norte Coast. This study indicates that 245km (60%) of the coastline is under erosion, while 165km (40%) is stable (or very little deposition). 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) tectonic factors, and (v) human interference.

1. CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA

A zona sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte perfaz uma extensão de 410km de costa, constituída predominantemente por praias arenosas e falésias ativas, sendo em geral subdividida em dois setores distintos: O Litoral Leste ou Oriental e o Litoral Norte, Setentrional ou Equatorial (Figura 01).

Quanto a sua geomorfologia, a planície, as falésias em rocha sedimentar e os campos de dunas transgressivas são os elementos de relevo predominantes em todo o litoral (Figura 2); com a planície fluvial restringindo-se a desembocadura dos principais rios. Uma característica marcante deste litoral é a presença de linhas de rochas praiais ou recifes de arenito (*beachrocks*), aproximadamente paralelas a linha de costa, que alteram o padrão de arrebentação das ondas (Figura 2).

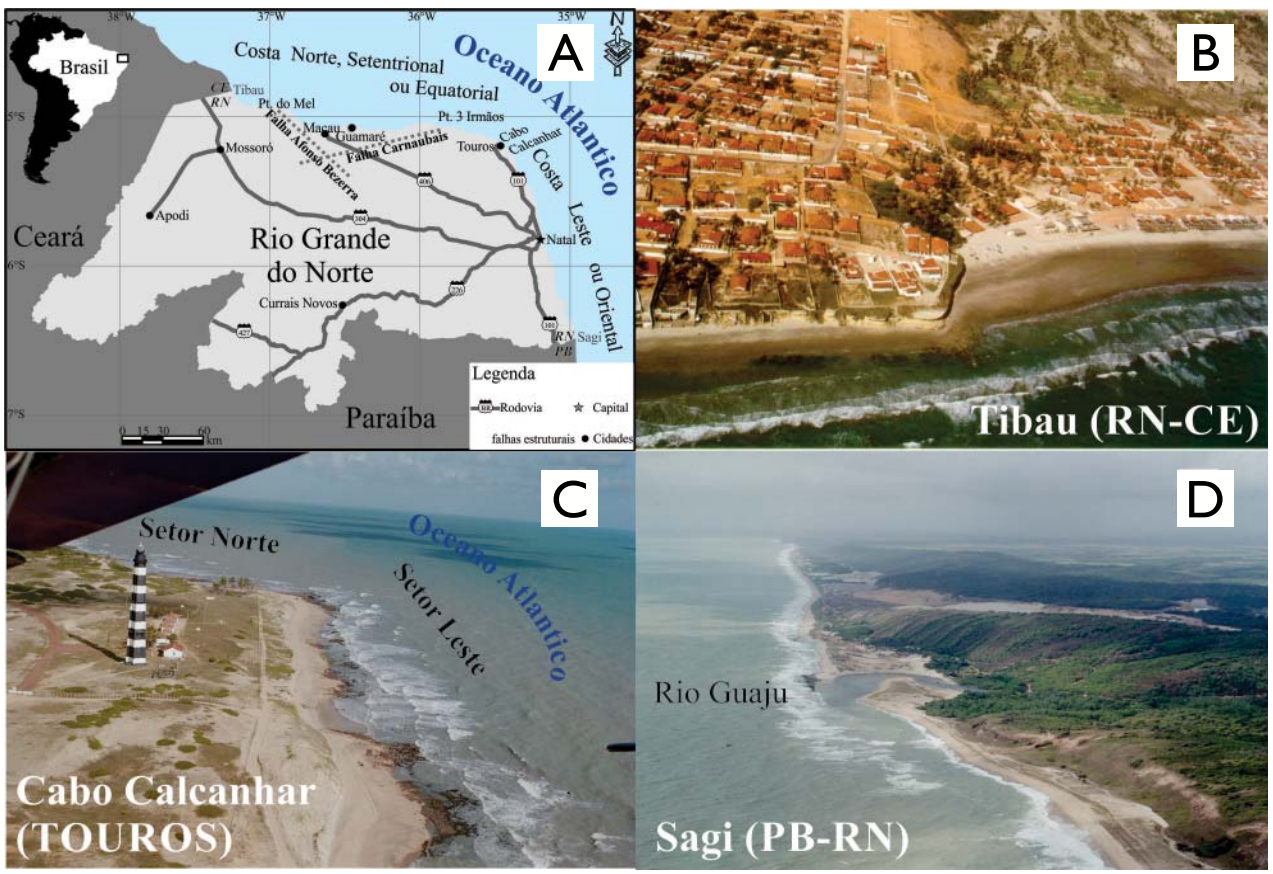


Figura 1
Estado do Rio Grande do Norte - RN. (A) Localização do RN, ressaltando a presença de duas direções de costa, denominadas de Litoral Norte, Setentrional ou Equatorial (direção Leste-Oeste) e Litoral Leste ou Oriental (direção Norte-Sul); (B) Tibau, extremo Norte do RN; (C) Cabo Calcanhar em Touros (RN), limite entre setores Norte e Sul; (D) Rio Guaju, extremo Sul do RN.

Geologicamente, o Estado do Rio Grande do Norte está localizado na parte oriental da plataforma nordeste da América do Sul (i.e., Província da Borborema). Esta província foi definida por Almeida *et al.* (1977) como um complexo mosaico onde ocorreu importantes eventos tectônicos, térmicos e magmáticos Neoproterozoico, associados ao ciclo Brasiliano. A área contém três principais grupos de rochas: 1) unidades Pré-cambrianas (3,45Ba a 542Ma); 2) unidades Cretáceas das bacias Pernambuco-Paraíba e Potiguar (145 a 65Ma) e depósitos vulcânicos associado; 3) cobertura sedimentar Cenozoica (65Ma ao presente).

O Setor costeiro Norte está localizado na bacia Potiguar e o Setor Leste na bacia Pernambuco-Paraíba. Essas bacias, que são separadas pelo alto de Touros (Figura 1),

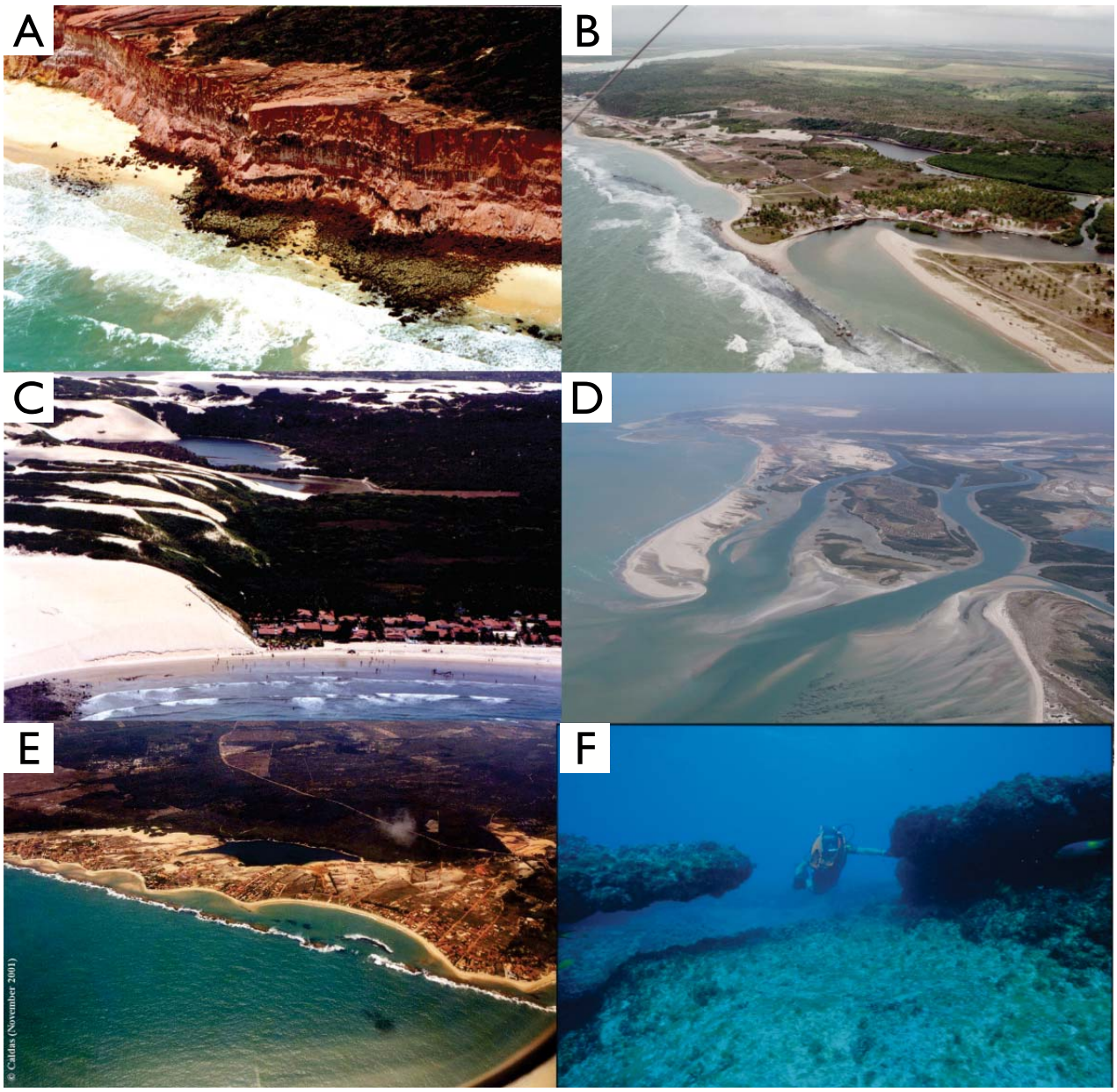


Figura 2
Feições características do litoral norte-rio-grandense. (A) Falésias ativas, (B) , (C) Campos de dunas e lagoas costeiras, (D) ilhas barreiras, (E) Rochas praiais, (F) Rochas praiais submersas. Fotos: A,B,C, D H. Vital, Foto E LHO Caldas , Foto F A Schimanki.

se desenvolveram durante o Cretáceo superior durante a fase pós-rift da formação do Oceano Atlântico. A Bacia Potiguar passou por uma evolução complexa, mesclando elementos tanto da margem Equatorial, quanto do Atlântico Sul. Esta Bacia inclui um segmento marinho e outro terrestre; este último relacionado a uma bacia tipo rift abortado (Milani & Tomaz Filho, 2000). A bacia Pernambuco-Paraíba representa o segmento mais ao Norte da margem extensional do continente sul americano. Esta região foi a última a ser submetida ao rifteamento devido à sua natureza e alta rigidez das rochas cratônicas do embasamento pré-cambriano (Matos 1998).

De acordo com Milani & Thomaz Filho (2000) eventos tectônicos ocorreram na Bacia Potiguar desde o Oligoceno, e a compressão L-W ao longo de falhas pré-existentes de trend NE-SW, faz desta uma das regiões sismicamente mais ativa do Brasil. Dados históricos e instrumentais também apoiam a teoria de que as bacias de Pernambuco-Paraíba e Potiguar estão localizadas em uma das áreas sismicamente mais ativas da intraplaca da América do Sul (e.g. Ferreira *et al.,* 1998, 2008).

Ambas as bacias contêm excelentes exposições de sedimentos Cenozoico areno-argiloso da Formação Barreiras, depositados por sistemas fluviais e com influência marinha.

A Formação Barreiras é coberta por depósitos quaternários relacionados ao Pleistoceno e Holoceno. Os depósitos quaternários costeiros mais importantes ao longo da costa do Estado do Rio Grande do Norte incluem campos de dunas, sistemas de ilha de barreira-pontal, canais de marés com pequenos deltas de maré, rochas praiais e sedimentos lagunares (Vital 2009).

A plataforma continental adjacente representa um sistema moderno, altamente dinâmico, de sedimentação mista carbonato-siliciclástica, e caracteriza-se pela sua reduzida largura e profundidades rasas, em comparação com outras partes da plataforma brasileira. Esta tem uma largura média de 40km, e a quebra de plataforma situa-se a uma profundidade de 60-70m (Vital *et al.* 2010; Gomes *et al.* 2014; Vital 2014).

A deriva litorânea, também tem um papel importante na distribuição de sedimentos ao longo dessa faixa costeira. Entretanto, o fornecimento de sedimentos costeiros e o transporte eólico das praias para o continente ainda não são totalmente compreendidas ao longo da costa do Rio Grande do Norte. Os dois poderiam estar associados com um nível de mar relativo mais baixo, que poderia ter exposto a plataforma à ação do vento. Ou estariam relacionados a níveis de mar relativo mais altos, que permitiu a erosão das falésias e maior deposição de sedimentos nas praias; gerando assim, um balanço de sedimentos excedente. A

identificação do processo correto exige a datação sistemática dos vários campos de dunas, usando um arcabouço cronoestratigráfico bem projetado para correlação com a curva de mudança do nível do mar (Vital *et al.*, 2016).

A subdivisão do litoral do Estado 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 Leste-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 166km de extensão, e representa 41% do litoral do RN, assim distribuídos: 101km (61%) de praias arenosas planas e estreitas, e 65km (39%) de falésias ativas, quando os tabuleiros costeiros da Formação Barreiras chegam até o mar. O clima é tropical quente, úmido e sub-úmido, tipo AF de Köppen (Nimer 1989). Os ventos apresentam uma proveniência predominante do quadrante SE, com velocidade variando entre 3,8 e 4,5m/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. Sendo este tipicamente dominado por ondas ou de energia mista e correntes costeiras longitudinais. As ondas apresentam de 0,2 a 1,5m de altura na zona de arrebentação (Diniz & Dominguez 1999, Chaves 2000, Souza 2004). Estudos de Almeida *et al.* (2015) indicaram que o setor oriental apresenta pequena variabilidade na direção da onda, com a direção predominante Leste-Sudeste (75%) em todas as estações, seguido de ondas do Leste (20%), Sudeste (3%) e Leste-Nordeste (2%) . A altura média significativa de uma onda apresentou variações entre 0,5 e 2,8m, e foram inferiores a 1,6m em 75% dos estados de mar. As ondas mais frequentes são as entre 1,3 e 1,7m de altura, com período de ~8s e direção L-SE (110 °).

A análise de séries temporais indicam que as correntes ao longo da costa são moduladas pelos ventos e apresentam maiores intensidades no verão (mediana de 12,8m/s), enquanto a componente através da costa é modulada principalmente pela maré e secundariamente pelos ventos. O deslocamento residual das correntes é predominantemente na direção Norte e paralelo à linha de costa. Estimando-se para o verão uma trajetória de até 320km durante ~30 Dias (Ribeiro 2014, Ribeiro et al. em revisão).

Trechos de praias refletivas são em geral associados a praias limitadas por falésias.

A principal assinatura morfológica apresentada pelo setor oriental é a sequência de baías, caracterizadas por uma zona costeira arenosa limitada por afloramentos rochosos ou promontórios. As áreas sob influência de promontórios também denominadas de Baías em Zeta (Diniz 1998, Amaral 2000), em função da semelhança de sua geometria com a letra grega Zeta. Constituem 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 da Formação Barreiras, em presença de uma direção persistente de aproximação de ondas (Diniz 1998, Diniz & Dominguez 1999). As variações de energia impressas pelas ondas ao longo de uma baía em Zeta resultam em características de praias mais calmas nas áreas protegidas pelo promontório passando a águas mais agitadas nas praias menos curvilíneas (Diniz 2002).

Essa configuração da costa em forma de Zeta ou Baía 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 200m de altitude, compostos pela Formação Barreiras. Na zona litorânea, os tabuleiros produzem falésias de até 15m 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 Leste pelo Cabo Calcanhar, município de Touros e a Oeste pela praia de Tibau, município de Tibau (divisa entre os Estados do RN e CE). Este setor apresenta-se com 244km de extensão, e representa 59% do litoral do RN, assim distribuídos: 194km (80%) de praias arenosas, 10km (4%) de praias lamosas, restritas as desembocaduras dos rios Piranhas-Açu, e 40km (16%) de falésias ativas. O clima é o tropical quente e seco ou semi-árido (Nimer, 1989). Os ventos apresentam uma proveniência predominante de L-NE, com velocidade média anual de 6.2m/s entre os meses de agosto a abril (direção L) 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.

De acordo com Costa Neto (2009) entre outubro e abril, as velocidades dos ventos de NE e de L-NE variam entre 5,5 e 8,3m/s, mas excedem 8,3m/s em 5-15% das observações. A migração de dunas (ativa ou inativa) é limitada a ~20km para o interior. No entanto, algumas dunas estão contidas perto da costa devido à intercepção por corpos d'água, em particular rios perenes de diferentes tamanhos. Os ventos por sua vez geram uma deriva litorânea que durante todo o ano transporta sedimentos no sentido de L para O, a uma velocidade máxima entre 85 e 163cm/s (Costa Neto 2001, Silveira *et al.* 2006, Tabosa *et al.* 2001; Chaves *et al.* 2006). As

corrrentes apresentam um sinal semi-diurno dominante com baixas velocidades (~10cm/s) e uma componente residual para Noroeste (i.e., Vnorte>0, Vleste<0).

A energia é mista, dominado por ondas e marés; as ondas apresentam de 0.2 a 1.3m de altura na zona de arrebentação e as máres até 3m em períodos de sizígia. Medições in situ ao longo da costa Norte, próximo a Guamaré (Araujo *et al.* 2004), indicam uma altura média de onda(Hs) de 2,0m e períodos de 7,0s para novembro de 2003 (representando o período seco ou verão) e um campo de ondas menos intenso (altura média de ~1,8m e um período de 8,3s) de maio a junho de 2004 (período de inverno ou chuvoso). Essas diferenças sazonais em correntes e ondas foram atribuídas as forçantes e à posição da Zona de Convergência Intertropical. Os ventos alíseos, mais fortes de Sudeste, induzem correntes e campos de ondas costeiras mais intensas, enquanto correntes mais fracas e ondas menores e menos frequentes são observadas durante o inverno (período chuvoso), quando os ventos alísios de Sudeste são mais fracos. A presença de rochas praiais (*beachrocks*) submersos modificam a morfodinâmica da praia reduzindo e redistribuindo a energia da onda dissipada no litoral. Como resultado, as ondas costa afora, no limite entre a plataforma média e externa (25m de profundidade) são maiores (2-5m) que na plataforma interna (2m) e na zona de arrebentação (Vital *et al.* 2016).

As dunas são predominantemente barcanas e barcanóides. Entretanto, a evolução de dunas barcanas para domo também são observadas 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. A sedimentação no Holoceno tem sido controlada principalmente pela variação do nível do mar, padrão do transporte de dunas e correntes litorâneas ao longo desta costa semi-árida (Caldas 2002, Stattegger *et al.* 2006, Caldas *et al.* 2006a, b). Durante a última transgressão marinha, barreiras transgressivas ao longo da costa formaram sistema de ilhas barreiras que propiciaram uma sedimentação típica lagunar na paleo costa. O pontal arenoso (*spit)* de Galinhos formou-se durante a descida do nível do mar quando o transporte de sedimentos ao longo da costa fechou os canais antigos que ligavam o mar a laguna e o transporte para oeste e sudoeste foi intensificado. O fechamento dos canais teve início um pouco antes de 3330Cal (Cal=idade calibrada) anos antes do presente (AP) quando se formaram os primeiros recifes arenosos ou rochas praiais (*beachrocks*) paralelos a praia e perpendiculares aos antigos canais. Atualmente, sistemas de ilhas barreiras são encontrados apenas entre os dois importantes sistemas de falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais

(Vital *et al.* 2003, Vital 2009). Entretanto, o modelo sugerido por Caldas (2002) integrado aos estudos de Silva (1991) e Fonseca (1996) poderia ser aplicado a toda a costa Norte do Estado do Rio Grande do Norte (Figura 3), já que a presença de paleo-lagunas na parte posterior às dunas pode ser observada ao longo de toda a costa (Vital 2009, Vital *et al.* 2012; 2016).

A evolução destes sistemas ilha barreira-pontal arenoso é cíclica em escala decadal (Lima *et al.* 2006, Silveira 2002, Silveira *et al.* 2006, Souto 2002) até milhares de anos (Xavier Neto *et al.* 2001, Lima *et al.* 2002, Caldas 2002) indicando antigos

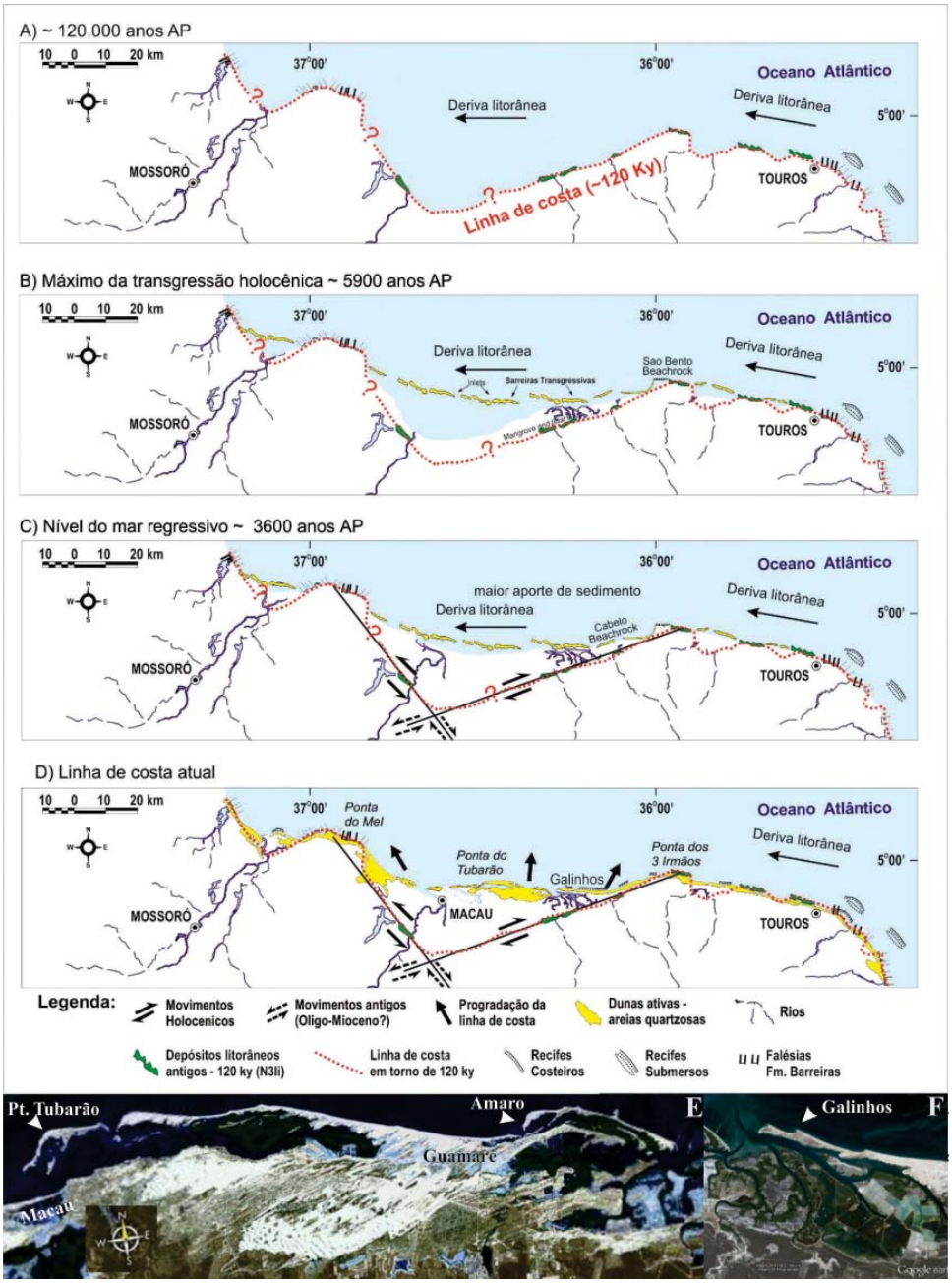


Figura 3
Modelo de evolução para as barreiras costeiras da costa Norte do Estado do Rio Grande do Norte (modificado de Vital, 2009; Vital *et al.* 2012, 2016): (A) Linha de costa em torno de 120.000 anos AP. (B) Linha de costa em torno de 5.900 anos AP. (C) Linha de costa em torno de 3.600 anos AP. (D) Linha de costa atual. AP=antes do presente.

sistemas de ilhas barreiras desenvolvendo-se atualmente para pontais arenosos e pontais que foram recentemente separados do continente formando ilhas barreiras.

A configuração da plataforma setentrional foi submetida a 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 Macau). A morfologia de fundo por sua vez, influenciam diretamente nos processos erosivos e deposicionais desta área (Vital *et al.* 2003, 2005, 2008, Tabosa, 2002, 2006). Estes autores mostraram que os efeitos da refração de ondas, em função da morfologia de fundo na plataforma adjacente as cidades de 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 a cidade de Macau, incluindo toda a área de instalação do Pólo Petrolífero de Guamaré e os Campos Petrolíferos de Macau e Serra, no litoral de Macau.

Indicadores, causas e fatores da erosão costeira no Esado do Rio Grande do Norte

Seguindo os critérios de Souza *et al.* (2005), os indicadores mais comuns da erosão costeira ao longo da costa do Estado do Rio Grande do Norte são (Vital 2006, Vital *et al.*, 2003, 2006): (1) Pós-praia muito estreita ou inexistente devido à inundação pelas preamares de sizígia (praias urbanizadas ou não); (2) Retrogradação geral da linha de costa nas últimas décadas , com franca diminuição da largura da praia, em toda a sua extensão ou mais acentuadamente em determinados locais dela (praias urbanizadas ou não); (3) Intensa erosão de depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias, provocando o desenvolvimento de falésias com alturas de até dezenas de metros (praias urbanizadas ou não); (4) Destruição de faixas frontais de vegetação de restinga ou de manguezal, presença de raízes e troncos em posição de vida soterrados na praia, devido à erosão e/ou ao soterramento causado pela retrogradação/migração da linha de costa; (5) Exumação e erosão de depósitos paleolagunares, turfeiras, arenitos de praia ou terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, sobre o estirâncio e/ou a face litorânea atuais, devido à remoção das areias praiais por erosão costeira e déficit sedimentar extremamente negativo (praias urbanizadas ou não); (6) destruição de estruturas artificiais construídas sobre os depósitos marinhos ou eólicos holocênicos, a pós-praia, o estirâncio, a face litorânea e/ou a zona de surfe; (7) Presença de concentrações de minerais pesados em determinados trechos da praia, em associação com outras evidências erosivas (praias urbanizadas ou não),

e (8) Desenvolvimento de embaíamentos formados pela presença de correntes de retorno concentradas e de zona de barlamar ou centros de divergência de células de deriva litorânea localizados em local(s) mais ou menos fixo(s) da linha de costa.

Registros atuais de erosão costeira estão presentes em muitos trechos do litoral norte-riograndense (Figuras 4 e 5), e nossos estudos indicam que 245km (60%) da linha de costa encontra-se sob erosão ou ação de processos erosivos, enquanto 165km (40%) encontra-se estável (muito pouco em deposição). Entretanto, os processos de erosão no Estado do Rio Grande do Norte já vêm ocorrendo há muito tempo, como deduzido por Diniz & Dominguez (1999) e Diniz (2002), a partir da constatação da quase ausência dos terraços sedimentares costeiros do Holoceno e Pleistoceno no Setor Oriental. Vital (2002) e Vital *et al*. (2004) por sua vez, inferiram para o Setor Setentrional a linha de costa de 1872, com base em fotografias aéreas, imagens de satélite e documentos históricos: cadastro fundiário a partir de 1800, entrevistas e carta de concessão do sal (Biernatzhi, C. 1889), Estes autores identificaram erosão acentuada, para o período entre 1872 e 2003, principalmente nas áreas de Macau e Guamaré, com recuo da linha de costa respectivamente de 750m e 1200m. Para o período de 2003 a 2015 a área de Macau registrou um recuo continuo, da ordem de 70m, enquanto Guamaré apresentou um avanço da linha de costa da ordem de 50m (Figura 4). No litoral de Macau estão instalados poços de petróleo direcionais da PETROBRAS, atualmente localizados diretamente na costa (Figura 4B), sob constantes ataques de processos costeiros. Quando esses poços foram instalados (início dos anos 80 do século passado), o litoral estava a mais de 500 metros da distância atual.

Por outro lado, quase nenhuma mudança foi observada na área de Ponta do Mel, onde falésias de arenitos terciários da Formação Barreiras afloram diretamente na praia. As falésias estão alinhadas de acordo com o sistema de falhas de Afonso Bezerra. O mesmo ocorre na outra área extrema, onde arenitos de praia (*beachrocks*) pleistocenicos afloram, onde o sistema de falhas de Carnaubais atinge o limite do continente. Áreas deposicionais por sua vez, são poucas e em geral asociadas a movimentação das dunas (ex. Genibapu, Barra do Rio) ou a dinâmica dos canais de marés (ex. Guamaré).

A Figura 5 mostra o comportamento da linha de costa no Litoral Leste ou Oriental do Rio Grande do Norte, para os últimos 40 anos, com base em imagens de satélite. A área no detalhe 1, indica para a região de Ponta Negra um recuo médio da linha de costa de aproximadamente 60m, e o detalhe 2 indica para a região de Baia Formosa um recuo médio da linha de costa de aproximadamente 90m. Observar que a maior variação na linha de costa é registrada para o setor Norte ou Setentrional, onde são encontrados os sistemas de ilhas barreira-pontais arenosos. Enquanto o setor oriental apresenta uma variação mais homogênea, relacionada a presença das falésias.

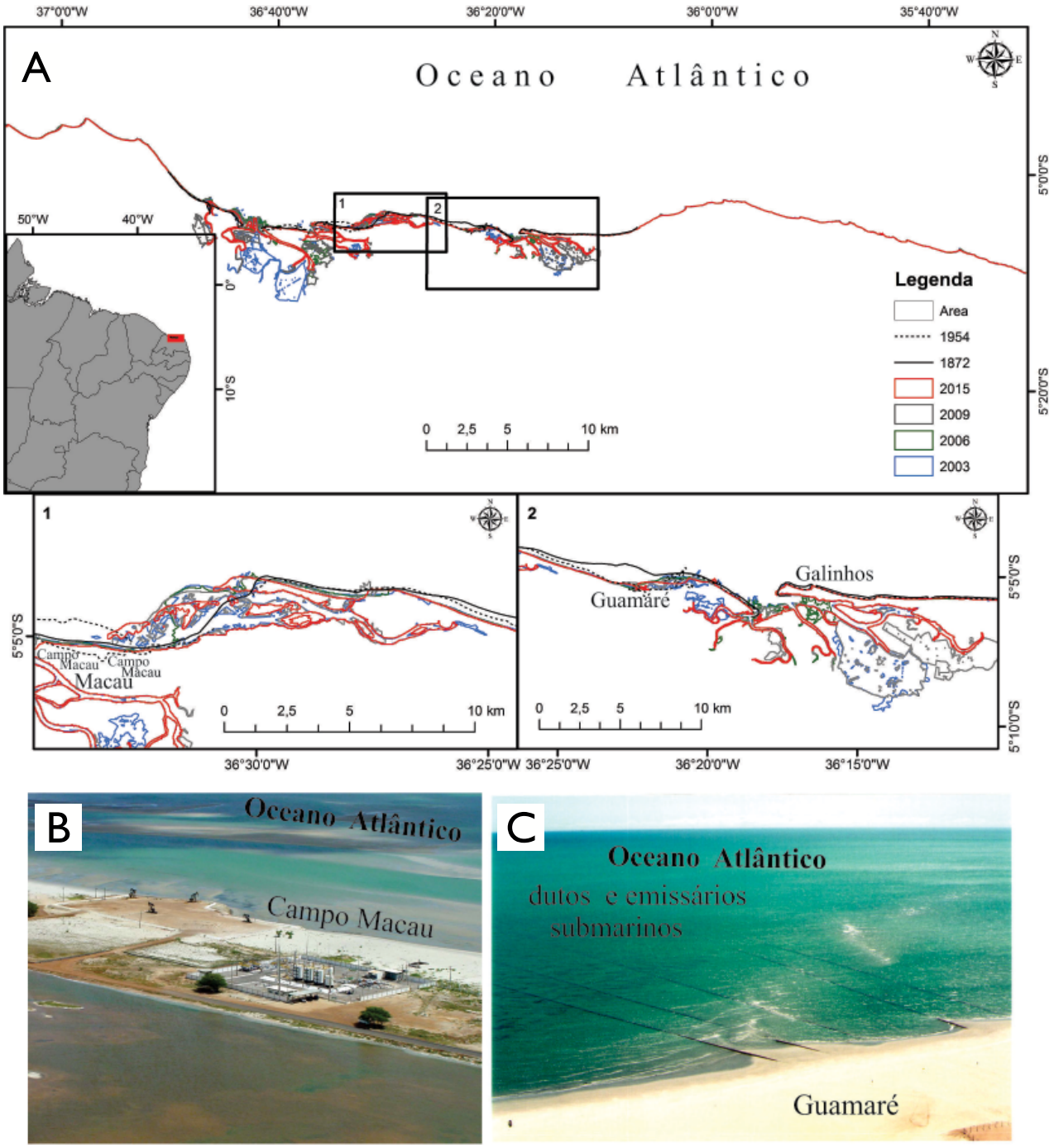


Figura 4
Erosão costeira no Litoral Norte ou Setentrional do Rio Grande do Norte, para os últimos 60 anos (1954 a 2015), com base em imagens de satélite. A linha de costa de 1872 (Vital *et al.* 2004) é inserida para comparação (A). Macau, com ilhas barreiras da Ponta do Tubarão, onde encontra-se inserida a reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão (Detalhe A1); Galinhos-Guamaré (Detalhe A2). Detalhe do campo de petroleo Macau sob ação direta da erosão costeira (B). Dutos expostos na praia do Minhoto, Guamaré (C). Fotos: Helenice Vital.

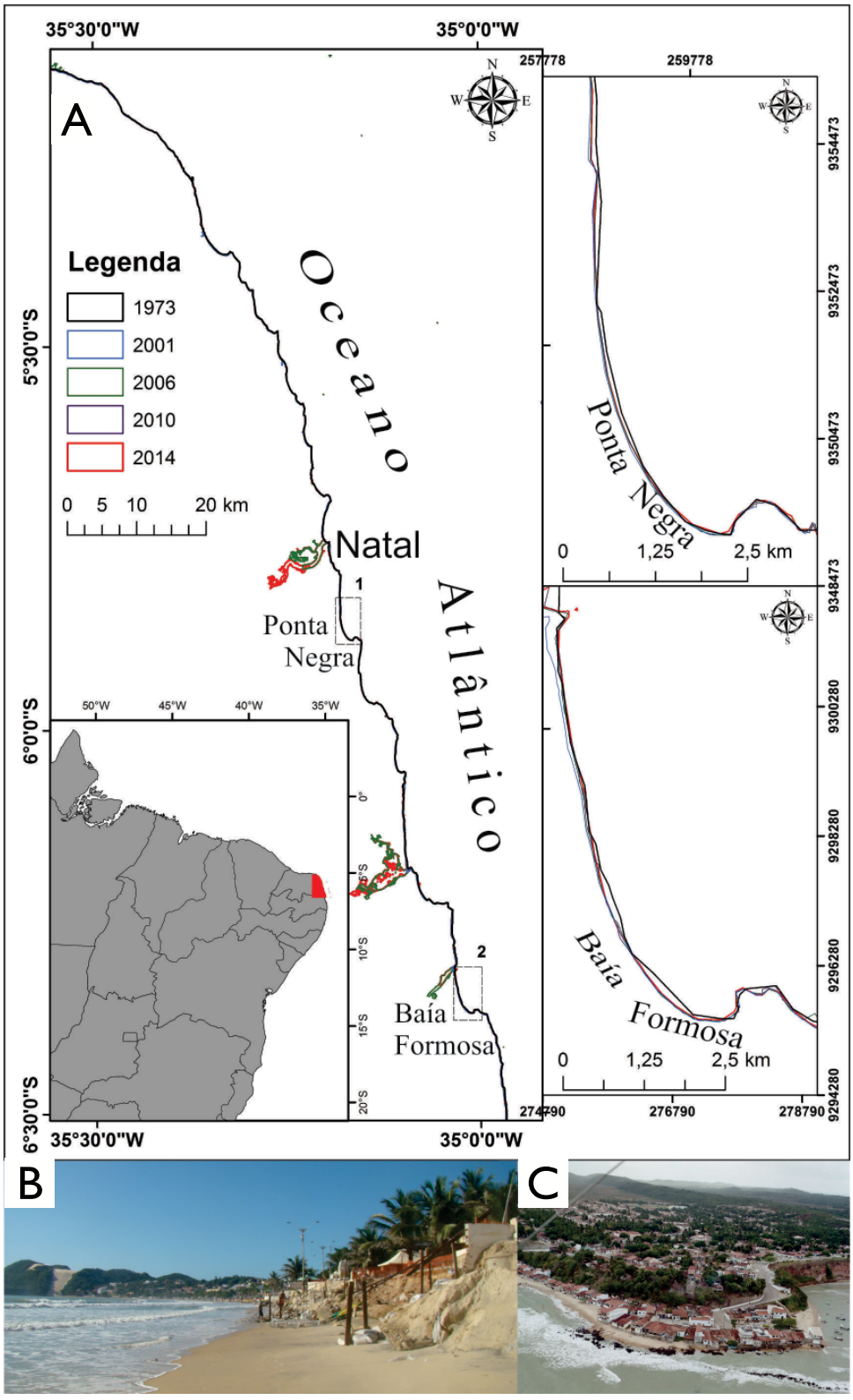


Figura 5
Erosão costeira no Litoral Leste ou Oriental do Rio Grande do Norte, para os últimos 40 anos (1973 a 2014), com base em imagens de satélite. Detalhe 1: Ponta Negra - o recuo médio da linha de costa foi da ordem de 60m. Detalhe 2: Baia Formosa - o recuo médio da linha de costa foi da ordem de 90m. Fotos: Helenice Vital

Os municípios costeiros da Região Metropolitana de Natal, encontram-se, atualmente, afetados de alguma forma, pela erosão costeira, sendo a praia de Ponta Negra, principal praia urbana e cartão postal da cidade, a mais fortemente atingida. A ocupação urbana nesta região foi construída dentro da área dinâmica natural da linha de costa, desta forma, o risco de danos a infraestrutura é elevado. Além disso, associada à mudança do clima, as condições de ondas estão mudando. Uma análise realizado pelo DHI (Elfrink, inédito), das condições de ondas nos últimos 40 anos, na zona offshore mostrou que a frequência de ressacas aumentou e a direção residual de ondas mudou. As mudanças na altura e direção de ondas neste período resultou em invasões do mar e mudanças na linha de costa (erosão e deposição) . Como decorrência, o calçadão da orla de Ponta Negra, construído em 2000, foi diversas vezes parcialmente destruído, em alguns trechos da praia, tendo sido fortemente afetado, quase que em sua totalidade, em fevereiro de 2012 durante uma forte ressaca (Figura 6). Essa catástrofe intensificou o desenvolvimento de diferentes estudos nessa área (e.g. Maciel *et al.* 2011, Amaro *et al.* 2012, 2014, Chacon 2013, Barros Pereira *et al.* 2013, Lima & Maciel 2014, Maciel & Lima 2014, Ferreira *et al.* 2014, Silva *et al.* 2014, TetraTech 2016) Estudos geofísicos de alta resolução (e.g. Freire *et al.* 2016; Vital *et al.* inédito), através da análise temporal de batimetria multifeixe na plataforma interna adjacente a Ponta Negra, realizadas 2 meses antes do evento (dezembro de 2011) e 2,5 anos após o evento (julho de 2014), permitiram quantificar um aumento médio da profundidade de 1m, bem como aumento na extensão de canal presente nesta região entre 2011 e 2014.

Áreas críticas ou pontos quentes de erosão costeira são zonas de pronunciada erosão definidas como seções da costa que apresentam taxas de erosão significantemente mais altas que as áreas adjacentes (List *et al.*, 2006). Os pontos principais de erosão costeira ou pontos quentes de erosão (*hotspots*) identificados no Rio Grande do Norte são Baía Formosa, Sibauma, Praias Urbanas de Natal (Ponta Negra, Areia Preta, Praia do Meio). Redinha, Graçandu, Touros, Caiçara do Norte, Galinhos, Guamaré, Macau, Grossos e Tibau.

As principais causas e fatores da erosão costeira observados no Rio Grande do Norte 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 praiais (*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 praiais, e acentuada erosão nas áreas de interrupção destas rochas (e.g. Barra de Camurupin; Praias Urbanas de Natal, Figura 7; Graçandu, Figura 8).

- **Evolução holocênica da planície costeira**: a intensa deriva litorânea unidirecional (de sul para norte no setor oriental e de leste 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 (São Bento do Norte, Figura 9) e pontais arenosos (Galinhos, Guamraé, Macau, Figuras. 9 e 10 e 11).

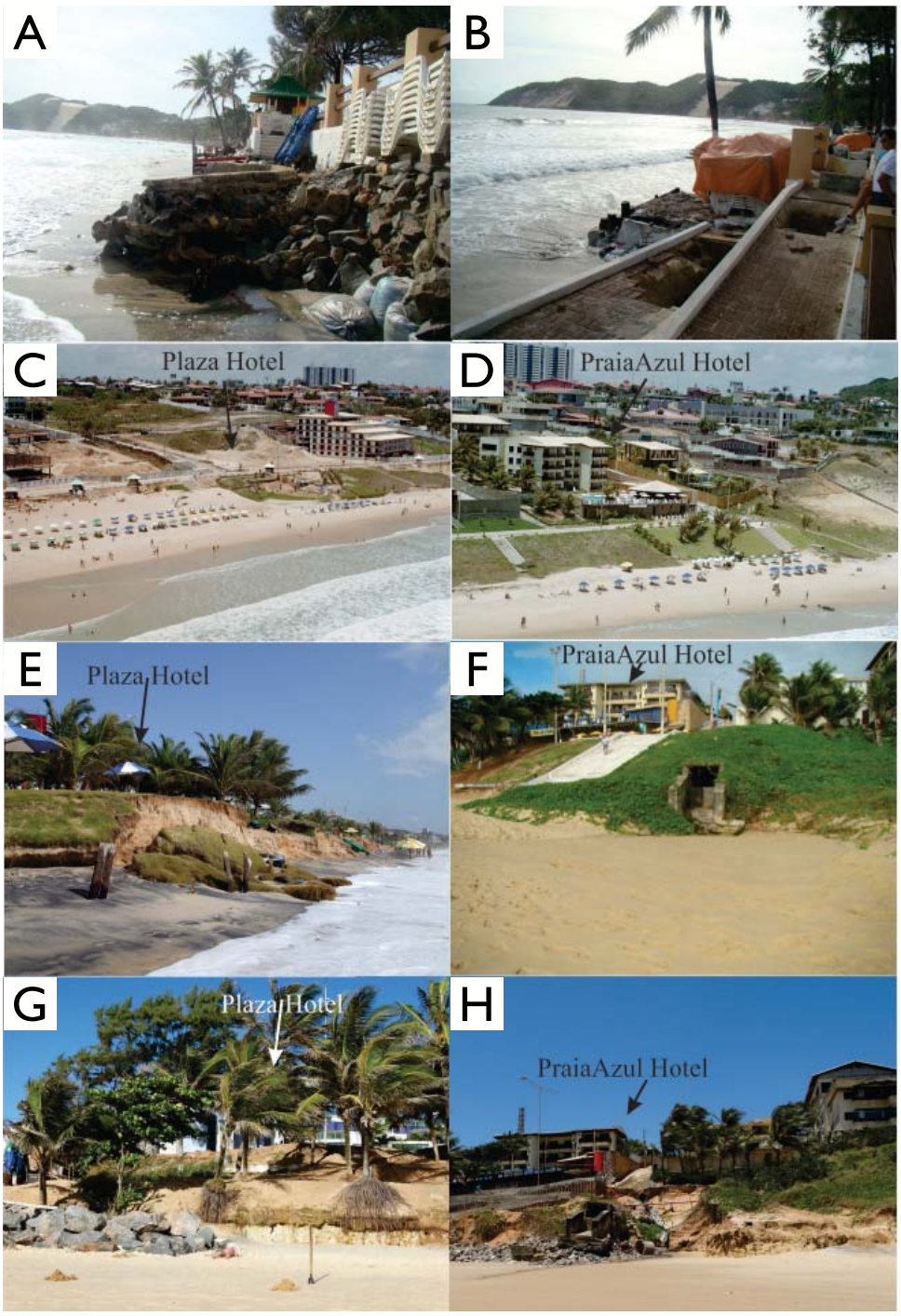


Figura 6
Erosão costeira em Ponta Negra. A e B) Resultado da ressaca de fevereiro 2012; C) local do Plaza Hotel em 2002; D) PraiaAzul Hotel em 2002; E) Plaza Hotel em 2007; F) PraiaAzul Hotel em 2012; G) Plaza Hotel em 2015; H) PraiaAzul Hotel em 2017. Fotos: H. Vital.



Figura 7
Linha de rochas praiais em frente a Cidade do Natal. Ao fundo Rio Potengi (Foto H. Vital, 11/2001) A taxa de deposição média para esta área é de 4 a 5m^3/ano (Maia e Cunha, 2000). De acordo com estes autores, para o avanço de 1m é necessário a deposição de 4m^3 de sedimentos.



Figura 8
Linha de rochas praiais em frente a Praia de Graçandu, litoral oriental do RN. Ao fundo lagoa de Pitangui (Foto H.Vital, 11/2001). Estudos realizados nesta área indicam taxa de erosão de 10 a 31 m3/ano em locais onde as rochas praiais estão truncadas/ausentes e taxa de deposição de 1 a 21 m3/ano em locais protegidos pelas rochas praiais (Silva & Maia 2002).



Figura 9
Perda de sedimentos para formação de campos dunares em São Bento do Norte (Foto: H.Vital, 11/2001). Entre 1965 e 1989 a enseada a direita da foto teve uma retração de 250m (Tabosa, 2000, Vital *et al,* 2003).

Nesta área, Lima *et al.* (2006) apresentam taxas de deposição e erosão para o período entre 1954 e 2000 (Figura 11). 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 praiais (beachrocks), praticamente não foi modificado. Além disso ocorreu um crescimento do pontal arenoso de Galinhos, no sentido Leste, a partir de 1954 até 1989 com aproximadamente 234m, e uma intensa erosão entre os períodos de 1989 e 2000 na ordem de 355m confirmando a hipótese que se trata de um evento cíclico.

- **Suprimento sedimentar ineficiente**: os rios que drenam a região são de pequeno porte não contribuindo com sedimentos em quantidades significativas e a perda de sedimentos para o continente, com a formação dos campos dunares (Dominguez & Bittencourt 1996); além disso, os rios mais expressivos que drenam a região (p.ex. rio Açu) estão represados, impedindo assim os sedimentos de atingirem o oceano o que gera acentuada erosão. Estas caracteristicas especiais permitem uma visibilidade excepcional do fundo marinho através do uso de imagens de satélite, até a profundidades superiores a 25 m de profundidade (Figura 12). Apesar da ausencia de sedimentos atuais alcançando a plataforma plataforma continental adjacente ao Rio Grande do Norte, estudos indicam a presença de grandes dunas 3D submersas (Vital *et al.* 2008, 2010, Gomes & Vital 2010, Vital 2014), paralelas a linha de costa na plataforma interna (tons de azul) e transversal a linha de costa na plataforma média (tons de verde) e externa (ton escuros) na imagem da Figura 12.

- **Construção de estruturas de concreto perpendiculares a linha de costa na zona de praia**: estas estruturas construídas sem planejamento adequado e sem monitoramento dos processos físicos costeiros atuantes na área foram erguidas aleatoriamente entre 1995 e 2004 no litoral norte-riograndense (e.g. Caiçara do Norte, Macau, Touros) acentuando o processo erosivo nas áreas contíguas (Figuras 13, 14 e 15).

- **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 baias com retração acentuada ao longo dos blocos rebaixados Figura 15); 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 Figura 16).

Figura 10
Perda de sedimentos para formação de pontais arenosos em Galinhos. Observar a presença de pequens spits de maré vazante no interior do canal. Foto H.Vital (10/2002).



Figura 11
Carta temática da evolução da linha de costa na região de Galinhos/RN (Lima *et al.* 2006).

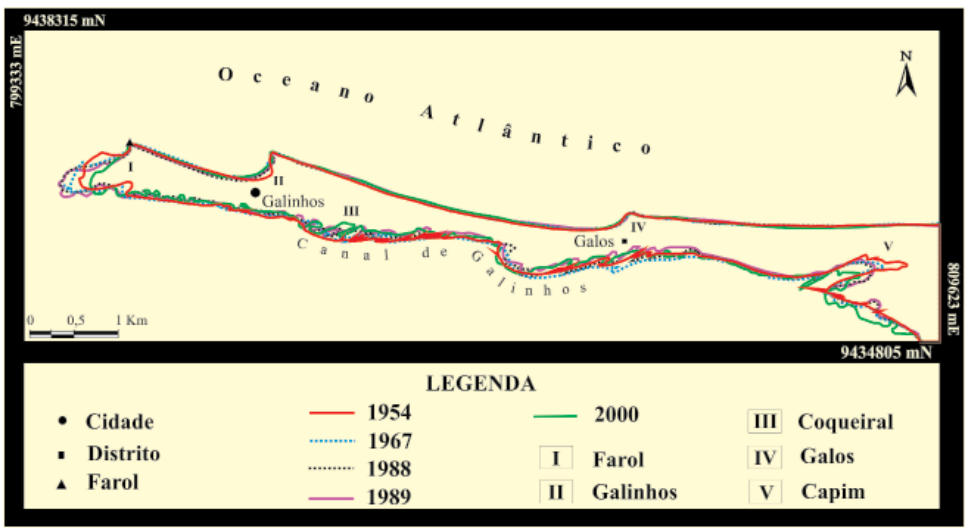


Figura 12
Processamento Digital de imagem de satélites ressaltado o substrato marinho nas cores azul e verde. Continente é representado por tons de marrom com bordas brancas representando o cinturão de dunas característicos da região. A plataforma interna é representada pelos tons de azul (quanto mais escuro maior a profundidade), caracterizada por dunas submersas paralelas a linha de costa, constituídas principalmente por sedimentos siliciclasticos. A plataforma média é vista em tons de verde, caracterizada pela dunas submersas transversais a linha de costa e constituídas por sedimentos siliciclasticos e bioclasticos.

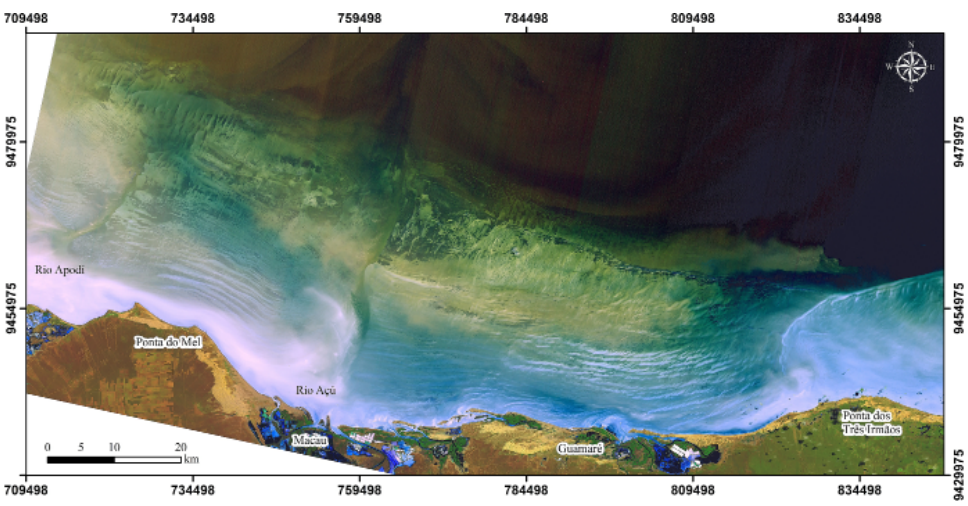


Figura 13 (à direita))
Estruturas de concreto em Caiçara do Norte-RN (Foto W.F. Tabosa 1999).



Figura 14 (abaixo)
Fotos mostrando a deterioração das estruturas de concreto (A) e ineficiência dos mesmos (B) para conter o avanço do mar em Caiçara do Norte-RN. Fotos de Tabosa em 02/2002 no mesmo local na baixamar (A) e na preamar (B). Entre 1965 e 1989 esta praia sofreu uma retração 200 m (Tabosa 2000, Vital *et al.* 2003).





Figura 15
Estruturas de concreto em Macau-RN (Foto: H. Vital, 11/2001).

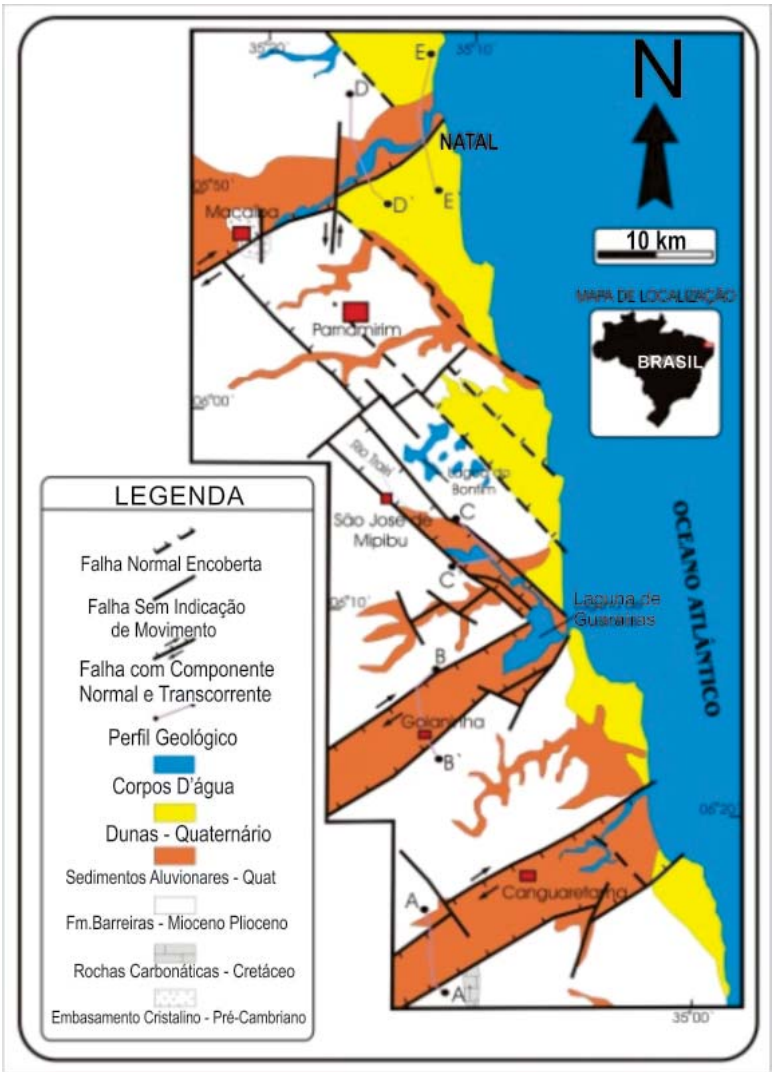


Figura 16
Arcabouço estrutural em graben e horst presente no litoral Oriental.

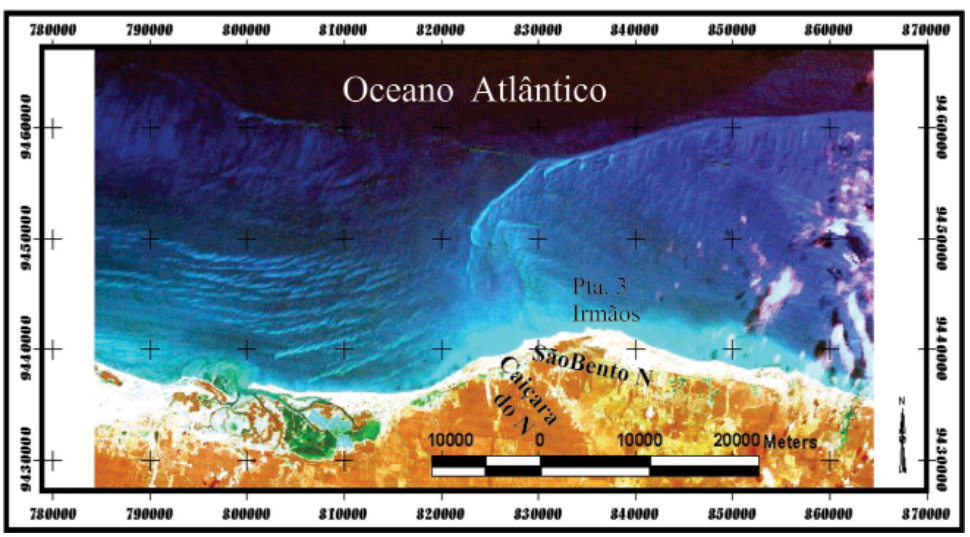


Figura 17
Combinação RGB521 Landsat ETM+ (WRS 215/064) ressaltando formas de fundo na plataforma setentrional do RN, que parecem exercer forte influências na erosão costeira (Tabosa *et al.* 2007).

2. COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL DO RN

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 Norte (Figura 17); o rio Piranhas-Açu é o mais importante, estando represado pela Barragem Engenheiro Armando Ribeiro Gonçalves. As desembocaduras dos dois rios estão sujeitas a influência antropogênica das industrias petrolífera, salineira, carcinicultura e do turismo.

As bacias do litoral setentrional (Figura 16), 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.

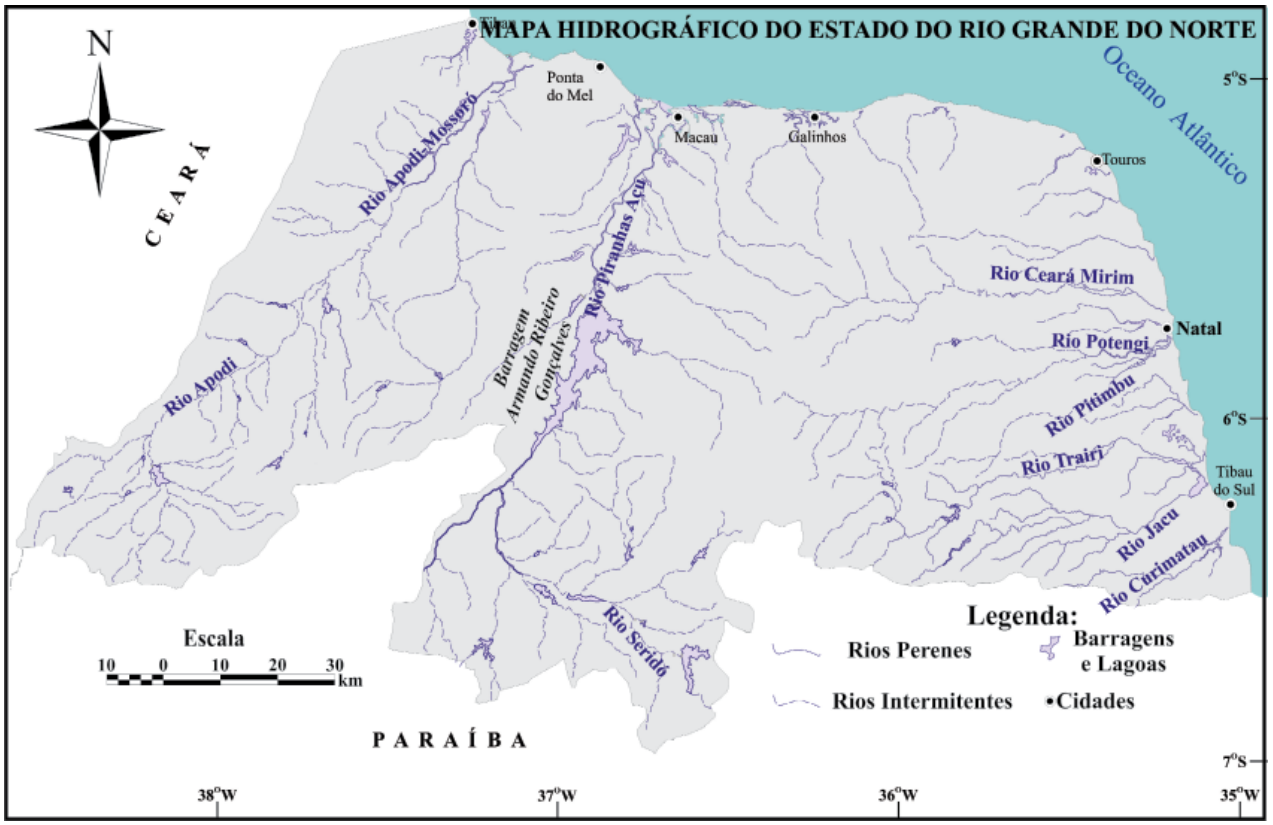


Figura 18
Sistema de bacias hidrográficas do Rio Grande do Norte

Classificação geomorfológica da linha de costa

De acordo com a classificação geomorfológica da linha de costa proposta para este Atlas (quadro 1), 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):

Quadro 1 - Nomenclatura utilizada para Classificação Geomorfológica da Linha Costa nas figuras 19, 20, 21 e 22.

I. Macro unidade morfológica	II. Meso unidade morfológica	III. Unidade morfodinâmica
a) Costão rochoso cristalino	a) Cordão litorâneo largo	a) Falésia viva
b) Falésia em rocha sedimentar (Grupo Barreiras e outros)	b) Cordão litorâneo estreito sob efeito de transposição das ondas	b) Praia refletiva
c) Cabo Inconsolidado	c) Pontal	c) Praia intermediária
d) Delta	d) Dunas parabólicas	d) Praia dissipativa
e) Planície de cristas de praia/ Terraço marinho	e) Dunas barcanas ou barcanóides	e) Dunas frontais
f) Planície de maré lamosa	f) Dunas Transversais	f) Plataforma de abrasão rochosa
g) Planície de maré arenosa	g) Manguezal	g) Substrato sub-horizontal recoberto de concreções lateríticas
h) Planície flúvio-marinha	h) Tômbolo	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
		n) Muro

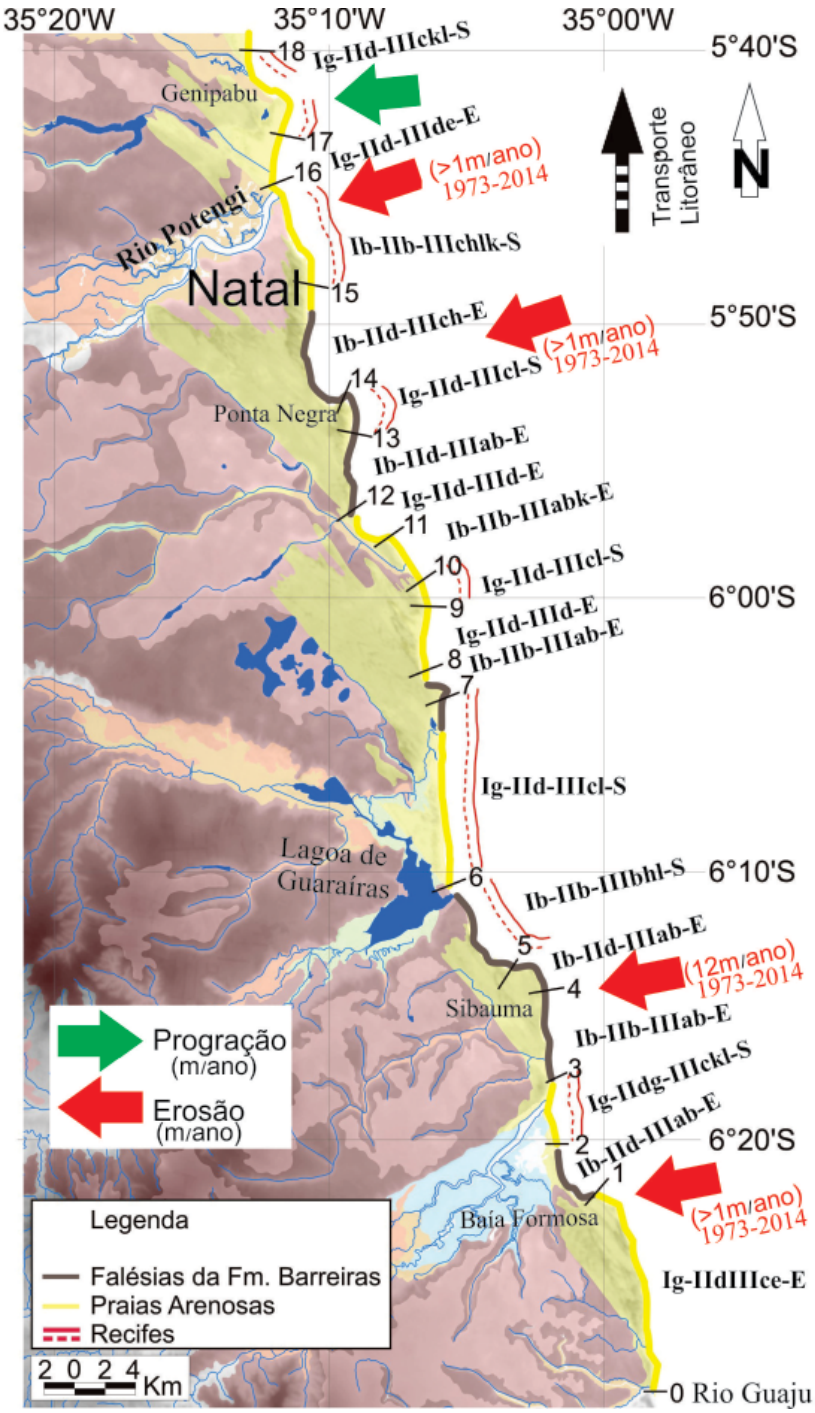


Figura 19
Classificação Geomorfológica da Linha de Costa do Rio Grande do Norte para o trecho entre Divisa com a Paraíba (0-1) e Ceará-Mirim (17 – 18).

0-1: Ig-IId-IIIce-E Praia intermediária exposta, em planície de maré arenosa com dunas frontais e campos de dunas parabólicas, na sua maioria fixas.

1-2: Ib-IId-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas.

2-3: Ig-IIdg-IIIckl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e associada à desembocadura dos rios Cunhau e Curimatau com resquícios de manguezal e campos de dunas parabólicas.

3-4: Ib-IIb-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva da Formação Barreiras

4-5: Ib-IId-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas

5-6: Ib-IIb-IIIbhl-S Praia refletiva semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedendo falésia da Formação Barreiras

6-7: Ig-IId-IIIcl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas

7-8: Ib-IIb-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva da Formação Barreiras

8-9: Ig-IId-IIId-E Praia dissipativa exposta com campos de dunas parabólicas

9-10: Ig-IId-IIIcl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e precedendo campos de dunas parabólicas

10-11: Ib-IIb-IIIabk-E Praia refletiva exposta com falésia viva da Formação Barreiras associada a desembocadura do rio Pirangi

11-12: Ig-IId-IIId-E Praia dissipativa exposta precedendo campos de dunas parabólicas

12-13: Ib-IId-IIIab-E Praia refletiva exposta com falésia viva da Formação Barreiras coberta por campos de dunas parabólicas

13-14: Ig-IId-IIIcl-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas

14-15: Ib-IId-IIIch-E Praia intermediária exposta precedendo falésia da Formação Barreiras coberta por campos de dunas parabólicas

15-16: Ib-IIb-IIIchlk-S Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e precedendo falésias da Formação Barreiras e associada a desembocadura do rio Potengi

16-17: Ig-IId-IIIde-E Praia dissipativa exposta com dunas frontais e precedendo campos de dunas parabólicas

17-18: Ig-IId-IIIckl-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

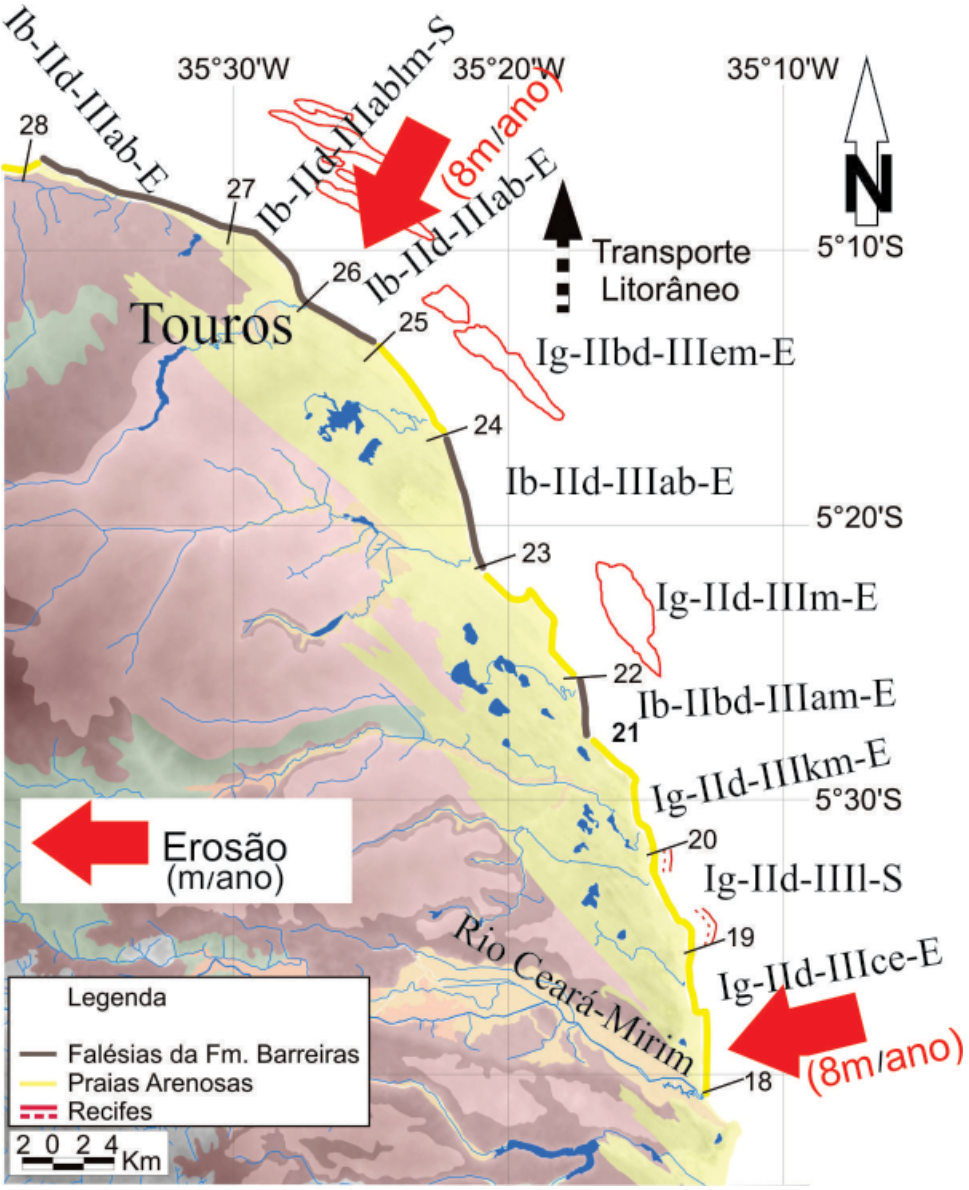


Figura 20
Classificação Geomorfológica da Linha de Costa do Rio Grande do Norte para o trecho entre Ceará-Mirim (17 – 18) ao Baixo da Cioba (27 – 28).

18-19: Ig-IId-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta, em planície de maré arenosa com campos de dunas parabólicas

19-20: Ig-IId-IIIl-S. Praia Intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito precedente de campos de dunas parabólicas.

20-21: Ig-IId-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

21-22: Ib-IIbd-IIIam-E. Praia exposta com recifes de coral na plataforma interna (Baixo de Maracajau), e cordão litorâneo estreito precedendo falésia da Formação Barreiras com campos de dunas parabólicas

22-23: Ig-IId-IIIm-E . Praia exposta com recifes de coral na plataforma interna (Baixo de Maracajau), precedente de campos de dunas parabólicas

23-24: Ib-IId-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 platafroma interna (Baixo do rio do Fogo) exposta, e com cordão litorâneo estreito precedendo campos de dunas parabólicas. Presença turfa na praia

25-26: Ib-IId-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas

26-27: Ib-IId-IIIablm-S. Praia refletiva semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e de recife de coral na plataforma interna (Baixo da Sioba), precedendo falésia da Formação Barreiras com campos de dunas parabólicas)

27-28: Ib-IId-IIIab-E. Praia refletiva exposta com falésia viva coberta por campos de dunas parabólicas

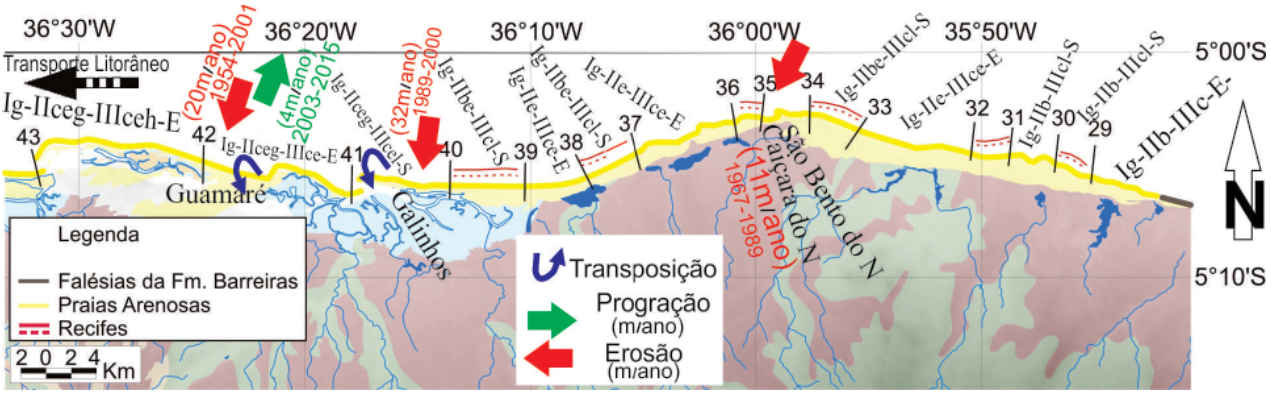


Figura 21
Classificação Geomorfológica da Linha de Costa do Rio Grande do Norte para o trecho entre Ceará-Mirim (28 – 29) e Ponta do Tubarão (42 – 43).

28-29: Ig-IIb-IIIc-E. Praia intermediária exposta de cordão litorâneo estreito

29-30: Ig-IIb-IIIcl-S. Praia intermediária semi-abrigada à retaguarda de recife de arenito e cordão litorâneo estreito

30-31: Ig-IIe-IIIc-E. Praia intermediária 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

32-33: 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

34-35: 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

36-37: 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

38-39: Ig-IIe-IIIce-E. Praia intermediária com dunas frontais exposta precedendo 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

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.

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.

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.

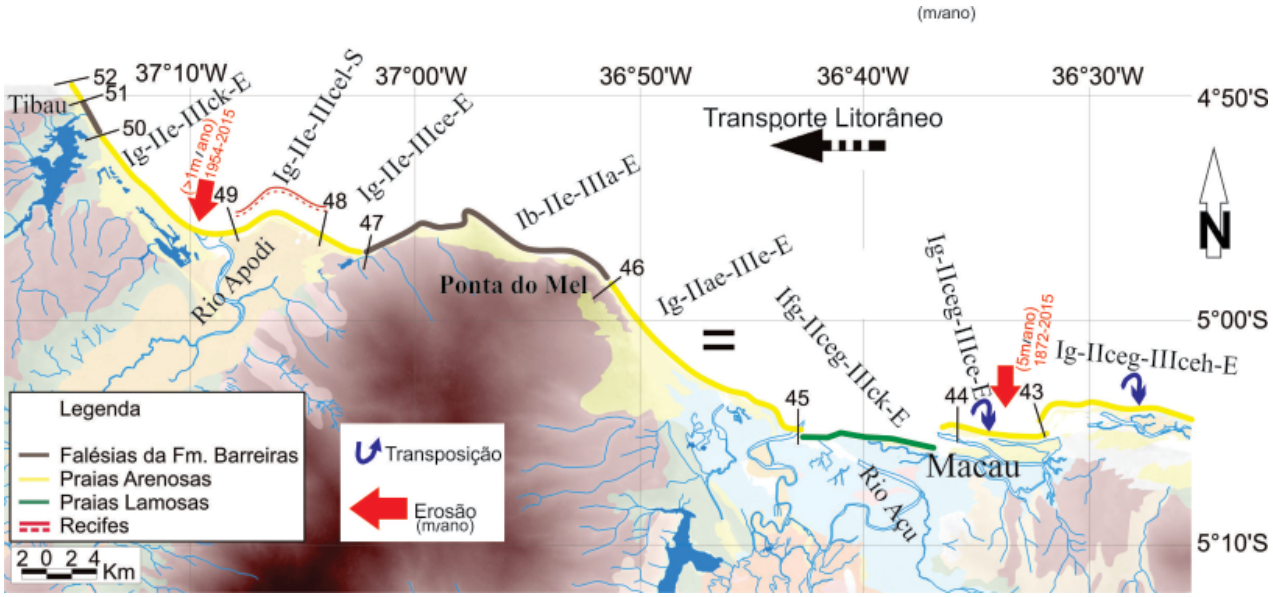


Figura 22
Classificação Geomorfológica da Linha de Costa do Rio Grande do Norte para o trecho entre Ceará-Mirim (28 – 29) e Ponta do Tubarão (42 – 43).

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.

44-45: Ifg-IIceg-IIIck-E Praia intermediária exposta associada a desembocadura do rio Açu, com pontais e precedendo manguezais 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 bacanóides.

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

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

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

49-50: Ig-IIe-IIIck-E. Praia intermediária exposta associada a desembocadura do rio Apodi 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.

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

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A costa do Rio Grande do Norte (RN) é dominada por praias arenosas, limitadas no pós-praia por falésias, principalmente da Formação Barreiras. No Setor Norte ou Setentrional também são observadas falésias da Formação Tibau e de rochas praiais / eolianitos, bem como sistemas de ilhas barreiras – pontais arenosos e canais de marés. Este litoral é exposto a ondas, geradas pelos alísios de leste e de sudeste, meso-marés semidiurnas, que resultam em uma costa predominantemente modificada por marés. O litoral do RN compreende 2 grandes setores: A costa Norte (setentrional ou equatorial) estende-se no sentido Este-Oeste por 244km, enquanto a costa Este (Oriental) de orientação Sul-Norte estende-se por 166km. O setor Este é caracterizado por praias dominadas por ondas e praias modificadas por marés, principalmente em estados reflexivos a intermediários. Em contraste, o setor Norte apresenta marés mais altas, resultando em praias dominadas por marés a modificadas por marés, com variações de reflexivas (predominantes) a intermediárias. Beachrocks são comuns nos dois setores. Sua presença modifica a morfodinamica da praia pela redução e redistribuição da energia de ondas que atinge a linha de costa. Correntes de deriva litorânea são predominantes no sentido norte ao longo do setor oriental, e para Oeste no setor setentrional. A variabilidade do nível do mar é dominada pelas marés (até 98% do espectro de energia). As correntes de deriva litorânea são moduladas pelo vento, enquanto as correntes transversais a costa são resultantes das marés semi-diurnas, e secundariamente pelos ventos.

Diferentes indicadores de erosão costeira são registrados ao longo da costa do Rio Grande do Norte.

Nossos estudos indicam que no RN 245km (60%) da linha de costa encontra-se sob erosão ou ação de processos erosivos, enquanto 165km (40%) encontra-se estável (muito pouco em deposição). Áreas de erosão ao longo do setor Norte são mais relacionadas a morfologia do substrato oceânico adjacente; enquanto ao longo do setor Leste a erosão é relacionada a morfologia costeira de grande escala. Riscos naturais neste litoral são associados a fortes correntes de retorno e de deriva litorânea, e topografia associada a presença de beachrocks e pontais rochosos, que ampliam o potencial de erosão. Riscos antropogênicos, por sua vez, são relacionados principalmente a construções urbanas diretamente na linha de costa (por vezes ocupando o pós-praia) e construção de barragens ao longo dos rios, bem como a exploração das praias pelo turismo, carcinicultura, e indústria energéticas (exploração da energia eólica, óleo e gás).

Os resultados deste estudo indicam um aumento da erosão costeira, em relação ao levantamento anterior, principalmente onde há interferência antrópica (urba-

nização). Implicando, portanto, em condições mais severas de erosão, em caso de um aumento do nível do mar, devido à mudança do clima. Entretanto, é importante levar em consideração o fato de termos atualmente uma visão mais acurada dos processos erosivos, usarmos métodos mais precisos, e monitorar um maior número de áreas por um maior período de tempo.

Como medidas para redução de riscos sugerimos i) programas de conscientização da população em relação aos ricos naturais e antropogênicos predominantes no RN, ii) Gestão das áreas costeiras (definição de faixas que devem ser livres de urbanização, p.ex. aplicação efetiva das diretrizes do projeto orla), iii) Monitoramento integrado da faixa costeira e plataforma adjacente (levantamento simultâneo com gps geodésico em terra e métodos hidroacusticos no mar (imageamento com batimetria multifeixe, com sonar de varredura lateral e perfilador de subfundo), e/ou levantamento com lidar aeroportado. De forma a possibilitar a integração e modelagem da interface continente-ocenao.

Adicionalmente, os últimos estudos mostraram que o monitoramento de eventos de curto prazo, são extremamente importantes e muito mais efetivos no estudo da erosão. Foi observado por exemplo, que apesar de não termos "tempestades" no nordeste brasileiro, quando ocorre simultaneamente grandes marés de sizígia, ventos mais fortes soprando em direção a terra, eventos tais como "superluas," os efeitos erosivos resultantes na linha de costa são semelhantes ao das tempestades, e os registros sedimentares são marcados pelos depósitos de *washover*.

AGRADECIMENTOS: Os autores expressam seus agradecimentos ao editor, prof. Dieter Muehe, pelo convite para escrever este capítulo e paciência em receber as versões finais. Nós também agradecemos aos estudantes de graduação e pós-graduação que nos acompanharam no levantamento, processamento e interpretação dos dados. Este trabalho foi financiado pelo CNPq (PQ 303481/2009-9, PQ 311413 /2016-1, Universal 486451/2012-7), CAPES (Ciências do Mar 207/2010), FINEP/PETROBRAS (PRH-ANP22, PLAT N-NE). Esta é uma contribuição do GT 2.1 do INCT AmbTropic (CNPq/FAPESB/CAPES) e do Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. et al. Provincias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1977, Campina Grande. **Annals**. Campina Grande: [s.n.], 1977. p. 363–391.

ALMEIDA, L. R. et al. **Avaliação do Clima de Ondas da Praia de Ponta Negra (RN-Brasil) através do uso do SMC-Brasil e sua contribuição à gestão costeira.** Gestão Costeira Integrada Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgci-532> Acesso em: 2015.

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. In: Klein, A.H. (ed). Proceedings of the Brazilian Sandy Beaches Symposium: Morphodynamics, Ecology, Uses, Hazards and Management. **Journal Coastal Research,** [S.l.], v. 35. 2003.

AMARAL, R. F. **Contribuição ao estudo da evolução morfodinâmica do litoral oriental sul do Rio Grande do Norte, entre Ponta de Búzios e Baia Formosa.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2000. Tese de Doutorado em Geociencias.

AMARO, V. E. et al. **Laudo Pericial Item B** - Indicações das Obras Emergenciais de Contenção e Reparação dos Equipamentos Públicos e de Segurança dos Frequentadores da Praia de Ponta Negra, Natal - RN, UFRN. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Natal, RN: Departamento de Geologia. 2012.

AMARO, V. E. et al. Multitemporal Analysis of Coastal Erosion Based on Multisource Satellite Images, Ponta Negra Beach, Natal City, Northeastern Brazil. **Marine Geodesy.** 2014.

ARAUJO, M. et al. Caracterização das Forçantes Hidrodinâmicas - Correntes, Ondas e Marés - na Região Costeira de Guamaré-RN. WORKSHOP PETRORISCO, 2., 2004, Belém. **Proceedings.** CD-ROOM.

BARROS PEREIRA, T. R.; SILVA, J. P. F.; VITAL, H. Aplicação da Batimetria Multifeixe para análise da morfologia do fundo marinho adjacente a praia de Ponta Negra - RN. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY & EXPOGEF, 13., 2013, Rio de Janeiro, Brazil. [**Trabalhos apresentados**]. 26-29 August. p.1685. 2013.

BEZERRA F. H. R. et al. Using beachrock and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Vita-Finzi, C. (Ed.), Coastal Tectonics, **Geological Society SP**, [S.l.], v. 146, p. 279-293. 1998.

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. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA ABEQUA, 1999. **Anais da ABEQUA**. CD-ROOM.

BEZERRA, F. H. R. et al. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], v. 14: p. 61-75. 2001.

BIERNATZHI, C. **Planta da Área do Privilégio do Sal**. De Galinhos a Apodi. [S.l.]: Companhia Nacional de Salinas Mossoró-Açu, 1889. 1 mapa. Escala 1:100.000.

CALDAS L.H.O. **Late Quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte Coast, NE Brazil.** Alemanha: Christian Albrechts Universitat zu Kiel, 2002. 92 p. Tese de Doutorado.

CALDAS, L. H. O.; STATTEGGER, K.; VITAL, H. Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. **Marine Geology,** Amsterdam, v. 228, n. 1-4, p. 39-53. 2006a.

CALDAS, L. H. O. et al. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barrier on semi-arid coast, NE Brazil. **Geo-Marine Letters.** 2006b.

CHACON, A. F. **Monitoramento da dinâmica costeira da praia de Ponta Negra.** [S.l.]: Universidade federal do Rio grande do Norte. 124 p. Dissertação de mestrado. Departamento de Geografia.

CHAVES, M.S. **Vulnerabilidade Costeira entre as Praias da Redinha e Genipabú Natal/RN.** [S.l.]: UFPE. 2013. Dissertação de Mestrado.

CHAVES, M. S. et al. Beach Morphodynamics of the Serra Oil Field (NE, Brazil). **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI. 39, p. 594-597. 2006.

COSTA, NETO L. X. Transporte Longitudinal de Sedimentos ao Largo do Município de Macau, Litoral Norte do RN. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 19., 2001. Natal-RN, **Resumos**, Natal-RN: SBG Nucleo NE, 2001. p. 65. Boletim n.17.

COSTA, NETO L. X. **Caracterização Geológica, Geomorfológica e Oceanográfica do Sistema Pisa Sal, Galinhos-RN.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2009. Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica.

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. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 50., 1998, Natal-RN. **Resumos**. Natal-RN: [s.n.], 1998. p. 1041.

DINIZ, R. F. **Estudo da Erosão Costeira ao Longo do Litoral Oriental do Estado do Rio Grande do Norte.** [S.l.]: Universidade Federal da Bahia. 2002. Tese de Doutorado em Geociências.

DINIZ, R. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. Erosão costeira no litoral oriental do Rio Grande do Norte. CONGRESSO DA ABEQUA, 7., 1999, Porto Seguro-BA, [**Trabalhos apresentados**]. [S.l.]: [s.n.], 1999. CD-ROOM.

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. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais**. João Pessoa: SBG. 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**, [S.l.], v. 68, p. 355-372. 1996.

FERREIRA, J. M. et al. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysical Journal International**, [S.l.], v. 134, p. 341-355. 1998.

FERREIRA, J. M. et al. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. **Tectonophysics**, [S.l.], v. 456, p. 111-126. 2008.

FERREIRA, A. T. S.; AMARO, V. E., SANTOS, M. S. T. Geodésia Aplicada na Integração de Dados Topográficos e Batimétricos na Caracterização de Superfícies de Praia. RBC. **Revista Brasileira de Cartografia** (Online), [S.l.], v. 66: p.167-184. 2014.

FONSECA, V. P. **Estudos morfo-tectonicos na área do baixo curso do Rio Acu (Acu-Macau) - Rio Grande do Norte**. [S.l.]: Universidade Federal de Minas Gerais. 1996. Dissertação de Mestrado

FONSECA, V. P. Compartimentação morfoneotectônica de um segmento do litoral setentrional do Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO DA ABEQUA IMBE. **Anais**. 2001. CD-ROOM.

FREIRE, N. et al. **Aplicação de Batimetria Multifeixe na Análise Temporal da Morfologia da Plataforma Continental.** Natal, RN: Instituto Federal do Rio Grande do Norte, 2016. Modificado de Resumo Expandido Congresso da ABEQUA ABEQUA 2015 para Trabalho de Conclusão.

GOMES, M. P.; VITAL, H. Revisão da compartimentação geomorfológica da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, [S.l.], v. 40 (3), p. 321-329. 2010.

GOMES, M. P. et al. The interplay between structural inheritance and morphology in the Equatorial Continental Shelf of Brazil, **Marine Geology**, [S.l.], v. 355,p. 150–161. 2014.

LIMA, Z. M. C. et al. Sand spits from NE Brazil: high resolution Quaternary analogous for reservoir model. ANNUAL MEETING OF AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST. Houston, EUA. **Extended Abstracts**. 2002. CD-ROOM.

LIMA, Z. M. C. et al. Evolução da Linha de Costa do Esporão de Galinhos (NE Brasil) utilizando fotografias aéreas e imagens Landsat-TM. **Revista Pesquisas em Geociências**. RS.: Ed. UFRGS, [S.l.], v. 28 (2), 497-507. 2001.

LIMA, Z. M. C.; VITAL, H.; TABOSA, W. F. Morphodynamic variability of the Galinhos Spit, NE Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 39, p. 598-601. 2006.

LIMA, Z. M. C.; MACIEL, A. B. C. Uso e Ocupação de Ponta Negra, Natal/Rn: Uma Análise Multi-Temporal. **Sociedade e Território**, [S.l.], v. 26, p. 127-147. 2014.

LIST, J. H.; FARRIS, A. S.; SULLIVAN, C. Reversing storm hotspots on sandy beaches: spatial and temporal characteristics. **Marine Geology**, [S.l.], v. 226, p. 261-279. 2006.

MACIEL A, B. C.; LIMA, Z. M. C.; CHAVES, M. S. Transformações na paisagem costeira de Ponta Negra, Natal/RN, de 1970 a 2010. Okara. **Geografia em Debate (UFPB)**, [S.l.], v. 5, p. 72-92. 2011.

MACIEL, A. B. C., LIMA, Z. M. C. Paisagem da Zona Costeira do Bairro de Ponta Negra, Cidade de Natal/RN: Uso e Ocupação do Solo de 1970 a 2012. **Revista de Geografia**, [S.l.], v. 4, p. 1-9.

MAIA, L. P.; CUNHA, E. M. S. Evolução da praia dos Artistas (Natal-RN) por análise temporal de fotografias aéreas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS, 2000. Itajaí, Santa Catarina. **Anais.** p. 162-163.

MATOS, R. M. D. **Deep Seismic Profiling, Basin Geometry and Tectonic Evolution of Intracontinental in Brazil.** New York: Department of Geology of Cornell University, 275 p. 1992. Doctor of Philosophy Thesis.

MATOS, R. M. D. The Transversal Zone: A Key Feature Between NE Brazil and W Africa. In: INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXIBITION. 1998. Rio de Janeiro, Brazil. **Proceedings of** Rio'98 AAPG p. 426-427.

MILANI, E. J.; THOMAZ, FILHO A. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G.; Milani E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (eds) Tectonic evolution of South America. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000. [S.l.], [**Trabalhos apresentados**]. [S.l.]: [s.n.], 2000. p. 389-449.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. IBGE, Rio de Janeiro, 2 ed., 422 p. 1989.

RIBEIRO, F. **Caracterização das Correntes da Plataforma Continental Interna da Praia de Ponta Negra.** [S.l.]: Universidade Federal de Santa Catarina. 2014. Trabalho de Conclusão do Curso de Oceanografia.

RIBEIRO, F.; PIMENTA, F. M.; VITAL, H. (EM REVISÃO). Inner Shelf Currents Offshore from Ponta Negra Beach, Natal, RN, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica.**

SILVA, C. G. **Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil**. [S.l.]: Duke University, 1991. Unpublished Ph.D. Thesis

SILVA, R. L. C.; MAIA, L. P. Variação morfológica da linha de costa entre as praias de Genipapu e Jacumã-RN. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, [S.l.] **Anais.** [S.l.]: [s.n.], 2002. p. 115.

SILVA, F. M.; COSTA, JUNIOR N. P.; LIMA, Z. M. C. Avaliação Microclimática de Natal/RN Através de Técnicas de Sensoriamento Remoto: Uma Contribuição aos Estudos do Clima Urbano. **Sociedade e Território**, [S.l.], v. 26: p. 163-180. 2014.

SILVEIRA, I. M. **Monitoramento Geoambiental da região costeira do município de Guamaré-RN.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2002. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

SILVEIRA, I. M. et al. The evolutionary study of environmental conditions of the coastal area of the Municipal District of Guamaré - RN. **Journal of Coastal Research**, Special Issue 39, p. 237-241. 2006.

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**. [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2002. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia.

SOUZA, F. E. S. **Evolução morfodinamica da região de influência estuarina do rio Curimatau/RN**. [S.l.]Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2004. Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica.

SOUZA, C. R. DE G. et al. Praias Arenosas e Erosão Costeira. In: Souza et al. (eds.). **Quaternário do Brasil**. [S.l.]: Holos Editora, p.130-152. 2005.

STATTEGGER, K.; CALDAS, L. H. O.;VITAL, H. Holocene coastal evolution of the Northern Rio Grande do Norte Coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 39, p. 150-155. 2006.

TABOSA, W. F. **Dinâmica Costeira da região de São Bento do Norte e Caiçara do Norte-RN.** Departamento de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2000. Relatório de Graduação.

TABOSA, W. F. T. Monitoramento Costeira das Praias de São Bento do Norte e Caiçara do Norte - RN. - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2002. Dissertação de Mestrado em Geodinâmica e Geofísica.

TABOSA, W. F. C**aracterização Geologica e Sedimentologica da plataforma continental adjacente a São Bento e Caiçara do Norte.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2006. Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica.

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. **Revista Brasileira de Geofísica**, [S.l.], v. 25, p. 37-48. 2007.

TABOSA, W. F. T. et al. Monitoramento Costeiro das Praias de São Bento do Norte e Caiçara do Norte - NE/BRASIL. **Revista Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 28(2): p. 383-392. 2001.

TETRA TECH. **Estudos de Viabilidade Técnica, Econômica e Ambiental e Respectivos Projetos da Obra de Contenção da Erosão na Praia de Ponta Negra, Natal (RN)** - Relatório 08 - Final. [S.l.], 481 p. 2016. Relatório Técnico, Revisão 00 (17 de Agosto de 2016).

VITAL, H. (COO) **Projeto Linha de Costa Galinhos a Ponta do Mel - Ano de 1831.** Relatório Técnico. [s.l.]: Laboratorio de Geologia e Geofisica Marinha e Monitoramento Ambiental-GGEMMA. UFRN (FUNPEC-PETROBRAS). 8 p. 1 Mapa 1:50.000. 2002.

VITAL, H. Erosão e Progradação no Litoral do Rio Grande do Norte. In: Muehe D. (org). **Erosão e progradação do litoral brasileiro.** Brasilia: Ministério do Meio Ambiente, p.159-176. 2006.

VITAL, H. The Mesotidal Barrier of Rio Grande do Norte. In: Dillenburg S.R. & Hesp P.A. (org.). Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Springer-Verlag Berlin Heildelberg. **Lecture Notes in Earth Sciences**, [S.l.], v. 107: p. 289-324. 2009.

VITAL, H. The north and northeast Brazilian tropical shelves. In: Chiocci F.L. & Chivas A.R. (Eds). Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle. **Geological Society Memoir**, [S.l.], v. 41: p. 35-46. 2014.

VITAL, H. et al. Why does erosion occur on the Northeast of Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI 35: p. 525–529. 2003.

VITAL, H. et al. Shoreline Mobility of Mesotidal Sandy Beaches in the Northeastern Brazil: Implications to Oil and Gas Exploration on the Potiguar Basin (NE Brazil). In: ANNUAL MEETING OF AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST. Dallas, EUA: [s.n.]. 2004. Extended Abstracts. CD-ROOM.

VITAL, H.; AMARO ,V. E.; SILVEIRA, I. M. Coastal Erosion on the Rio Grande do Norte State (Northeastern Brazil): causes and factors versus effects and associated processes. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI 39: p. 1307–1310. 2006.

VITAL, H. et al. Oceanografia geológica e geofísica da plataforma continental brasileira. In: SOUZA C.R.G.; SUGUIO K.; OLIVEIRA A.M.S.; OLIVEIRA, P.E.. (Org.). **O Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, p. 153-175. 2005.

VITAL, H. et al. Inner continental shelf off Northern Rio Grande do Norte, NE Brazil: A modern high-energy siliciclastic-carbonate platform. In: Hampson G. &, Dalrymple R. (eds). **Recent advances in shoreline - shelf Stratigraphy.** [S.l.]: SEPM SP 90, 2008. p. 175–188.

VITAL, H. et al. Characterization of the Brazilian continental shelf adjacent to Rio Grande do Norte State, NE Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, [S.l.], v.58(SI 1), p. 43–54. 2010.

VITAL, H. et al. **Carta Geológica Folha Jandaíra SB.24-X-D-III**. [S.l.]: Programa de Geologia do Brasil, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 2012. Relatório Técnico + 1 mapa, color. Escala 1:100.000.

VITAL, H. et al. Beaches of Rio Grande do Norte. In: Short A.D & Klein A.H.F. (Eds.). Brazilian Beach Systems. 1ed. Suiça: **Springer International Publishing**, [S.l.], v.17: p. 201-229. 2016.

XAVIER, NETO P. et al. images of the Galinhos Península, NE Brazil: the register of a geologic evolution from paleochannel to a sand spit ? In: **GPR in sediments**. Londres, Inglaterra: Geological Society and UCL. Ago. 2001. Anais. 2001.



José Maria Landim Dominguez
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UFBA

Silvana Moreira Neves
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA - UFPE

Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UFBA

Júnia Kacenelenbogen Guimarães
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UFBA

PARAÍBA

Resumo

Este trabalho apresenta uma síntese do comportamento da linha de costa do estado da Paraíba. No intuito de evitar a proliferação de informações que podem rapidamente se mostrar desatualizadas, nossa abordagem consistiu em destacar os trechos onde a dinâmica local pode significativamente alterar a posição da linha de costa em períodos curtos de tempo. A linha de costa do estado da Paraíba foi segmentada em 05 categorias: (i) Delta de Maré (30,4km), (ii) Saliente (10,6km), (iii) Progradação por Influência Humana (1,4km), (iv) aparente "equilíbrio" (102km). Foram também identificados os trechos com presença de falésias muito próximas à linha de costa (ativas ou não). Um total de 144,4km de linha de costa foram analisados. A linha de costa paraibana, embora exiba baixa mobilidade, ainda assim está sujeita a pequenas variações decorrentes por exemplo de mudanças no clima de ondas local. O estabelecimento de faixas de recuo *non-aedificandi* minimizaria em grande parte os problemas atuais e futuros de erosão. Estratégias simples como estas podem minimizar significativamente os prejuízos econômicos decorrentes do processo da erosão costeira, que para o caso específico do estado da Paraíba, parece ser mais aparente do que real.

ABSTRACT

This work presents a synthesis of the behavior of the coastline of the state of Paraíba. In order to avoid the proliferation of information that may quickly become out of date, our approach consisted of highlighting the stretches where local dynamics can significantly change the position of the coastline in short periods of time. The coastline of the state of Paraíba was segmented into 05 categories: (i) Tidal Delta (30.4km), (ii) Salient (10.6km), (iii) Human Influence - Progradation (1.4km), (iv) apparent "equilibrium" (102km). It was also identified the stretches with presence of cliffs very close to the coast line (active or not). A total of 144.4km of coastline were analyzed. The coastline of Paraíba, although it exhibits low mobility, is still subject to small variations due, for example, to changes in the local wave climate. The establishment of "non-aedificandi" zones parallel to the shoreline, would largely minimize current and future erosion problems. Simple strategies such as these can significantly minimize the economic losses resulting from the process of coastal erosion, which for the specific case of Paraíba State seems to be more apparent than real.

1. INTRODUÇÃO

A linha de costa é uma feição extremamente dinâmica, que continuamente se ajusta às mudanças no clima de ondas, no balanço de sedimentos, no nível do mar, ou como resultado de obras de engenharia. No intuito de evitar a proliferação de informações que podem rapidamente se mostrar desatualizadas, o que pode contribuir para gerar insegurança por parte dos usuários do presente texto,tais como proprietários, gestores públicos, imprensa etc, neste capítulo nossa abordagem, a exemplo do capítulo sobre os estados de Alagoas, Sergipe e Bahia consistiu em destacar os trechos onde a dinâmica local pode significativamente alterar a posição da linha de costa em períodos curtos de tempo.

Embora uma elevação do nível do mar possa causar erosão da linha de costa, como a magnitude desta subida nas últimas décadas foi pequena, da ordem de 3,4mm/ano (Beckley *et al.* 2010), seus efeitos mais palpáveis, provavelmente só se farão sentir após algumas décadas.

Assim como o fator subida do nível do mar não pode ser adequadamente discriminado na análise realizada neste trabalho, que abarca as mudanças verificadas na posição da linha de costa nos últimos 10 anos, supomos que estas mudanças estão necessariamente associadas aos processos de transporte e deposição de sedimentos, sejam naturais ou decorrentes de interferências humanas (como a construção de portos, por exemplo).

Também, é preciso ter em mente que, à exceção da erosão causada por uma subida do nível do mar, que resulta em trocas transversais permanentes entre a praia, a antepraia e o pós-praia, como resultado da aplicação da regra de Bruun (Bruun, 1962), a erosão não faz desaparecer os sedimentos. Dessa forma,se algum trecho de linha de costa experimenta erosão, os sedimentos erodidos serão transportados para os trechos adjacentes, que assim devem experimentar progradação ou recuperação de processos erosivos anteriores.

2. FISIOGRAFIA DA ZONA COSTEIRA DA PARAÍBA E AGENTES DINÂMICOS

Dominguez et al (2016) sub-dividiua costa da Paraíba em três compartimentos, com base na geomorfologia costeira (Figura 1).

Compartimento I - neste compartimento são numerosas as formações recifais-franjantes bordejando a linha de costa. Paleo-falésias da Formação Barreiras estão muito próximas à linha de costa e em vários trechos falésias ativas estão presentes. Um estreito terraço arenoso, muitas vezes vegetado, ou o próprio prisma praial, protegem o sopé das falésias do contato direto com as ondas (Figura 2). Em alguns locais a erosão pluvial chegou a produzir grandes voçorocas (Figura 3). Na extremidade sul deste compartimento, associados a uma maior disponibilidade de sedimentos, salientes na linha de costa se formaram na retaguarda das construções recifais, como na localidade de Pitimbu.

Compartimento II - neste compartimento, onde deságua o rio Paraíba, os depósitos quaternários alcançam sua maior expressividade e as falésias ativas estão ausentes (Figura 4). As construções recifais e os arenitos de praia, associados a um maior aporte de sedimentos,favoreceramo desenvolvimento de mega-salientes, como em Lucena, Cabedelo e Ponta do Hotel Tambaú.

Compartimento III – neste compartimento a linha de costa apresenta uma geometria mais retilínea, e as construções recifais estão ausentes, à exceção do extenso arenito de praia que bloqueia a entrada da baía da Traição. A proteção fornecida pelos arenitos de praia favoreceu a formação de alguns salientes, como na baía da Traição e em Coqueirinho.As falésias voltam a se aproximar da linha de costa, tornando-se ativas em alguns trechos.

Resumindo, a planície costeira quaternária no estado da Paraíba é praticamente ausente tendo se desenvolvido mais na sua porção central, entre João Pessoa e Lucena. Tanto a sul quanto a norte, a linha de costa é bordejada por falésias ativas, esculpidas na formação Barreiras no sopé das quais ocorrem estreitos terraços arenosos, o prisma praial ou depósitos de talus. A presença destas falésias é apontada como evidência que a linha de costa apresenta uma tendência de longo prazo à erosão (Dominguez 2009). Esta tendência é o resultado do reduzidíssimo aporte de sedimentos para a zona costeira. O principal rio, o Paraíba, apresenta uma bacia hidrográfica com apenas 20.071,83km^2 de área. A vazão líquida média da série histórica é em torno de apenas 14,45m^3/s, representativa de cerca de 85% da área desta bacia (Xavier *et al*. 2012).

O Estado da Paraíba permanece durante todo o ano sob a ação do anticiclone do Atlântico Sul, de onde se originam os ventos alísios de SE que atuam, na região, com velocidades moderadas entre 2 a 6m/s. O período de maior atuação desses ventos vai de agosto a outubro.

De acordo com Pianca *et al*. (2010), para a costa do Estado da Paraíba as ondas mais frequentes são provenientes de E e NE, com alturas de 1 a 2m e períodos de 6 a 8s e as ondas de sudeste, com altura de 2 a 3m e períodos de 8 a 10s. A deriva

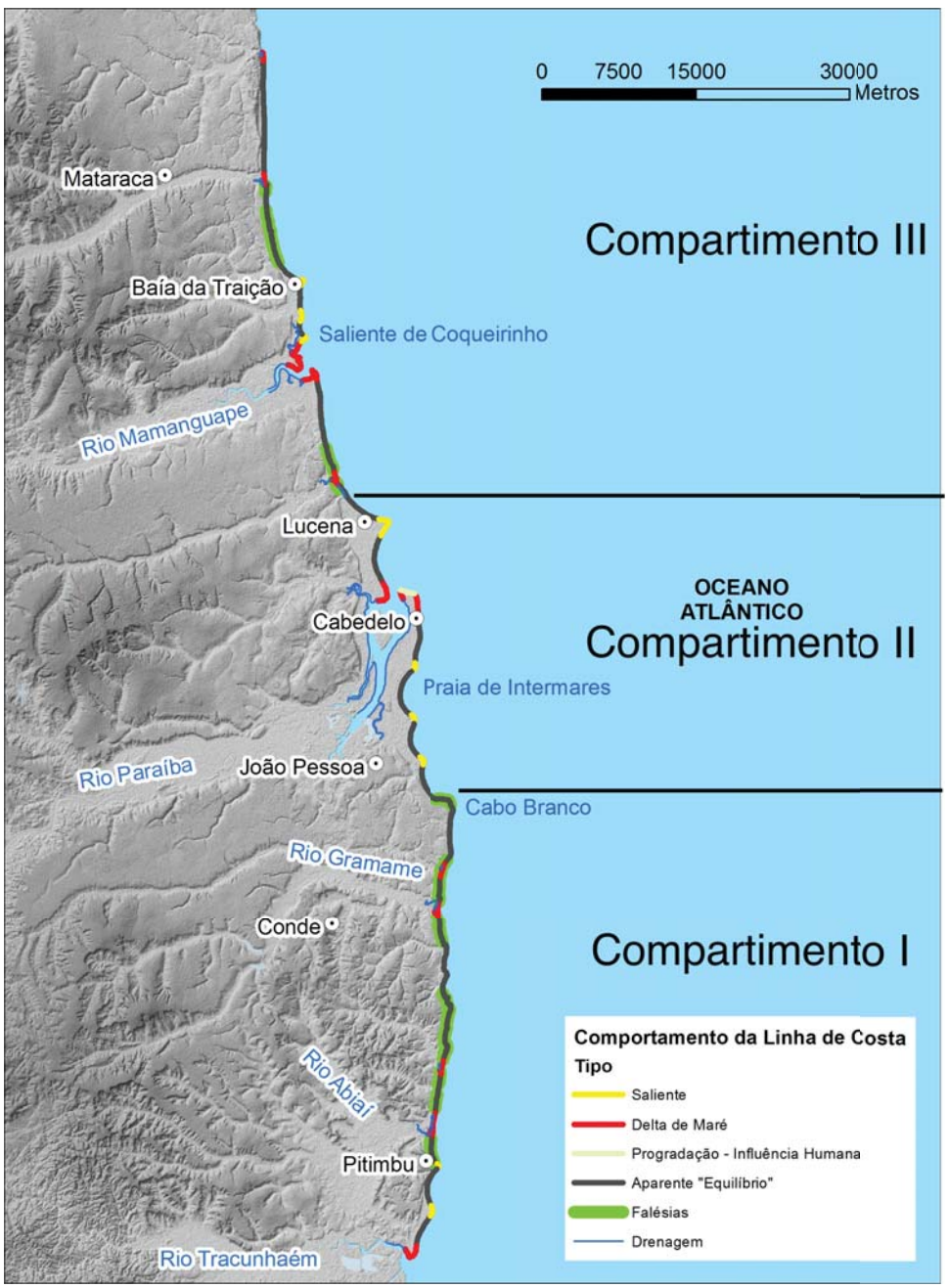


Figura 1
Comportamento da linha de costa para o Estado da Paraíba e compartimentação da Zona Costeira segundo Dominguez *et al* . (2016). Realizou-se uma comparação da posição da linha de costa em dois cenários, um mais antigo referente ao período de 2001 a 2003 e outro mais recente, referente aos anos de 2016 a 2017.



Figura 2
Falésias na Formação Barreiras são típicas da zona costeira do Estado da Paraíba. Em muitos trechos um estreito terraço arenoso protege as mesmas do ataque direto das ondas. Foto: José Maria Landim Dominguez.



Figura 3
Erosão pluvial com desenvolvimento de voçorocas é comum no Compartimento I, da zona costeira da Paraíba. Foto: José Maria Landim Dominguez.



Figura 4
No compartimento central da costa da Paraíba (Compartimento II) a largura da planície quaternária aumenta significativamente, o que é um indicativo de deposição. As construções recifais e os arenitos de praia, associados a um maior aporte de sedimentos, favoreceramo desenvolvimento de megasalientes como estes próximos à desembocadura do rio Paraíba. Foto: José Maria Landim Dominguez.

litorânea efetiva é orientada preferencialmente de sul para norte (Bittencourt *et al.*, 2002), com inversões em trechos localizados (Neves, 2003)

O litoral da Paraíba experimenta um regime de meso-marés semi-diurnas. A preamar máxima de sizígia é de 2,7 metros e a baixa-mar mínima de sizígia de 0,3 metros.

3. MÉTODOS

Para a avaliação do comportamento de curto prazo da linha de costa do estado da Paraíbafoi utilizada a mesma abordagem empregada para os estados da Bahia, Sergipe e Alagoas (consultar esse capítulo para maiores detalhes). Realizou-se uma comparação da posição da linha de costa em dois cenários, um mais antigo referente ao período de 2001 a 2003, e outro mais recente, referente aos anos de 2016 a 2017. Em todos os casos a avaliação envolveu um intervalo temporal de pelo menos dez anos.

4. RESULTADOS

A linha de costa do estado da Paraíba foi segmentada em cinco categorias (Figura 1): delta de maré, saliente, progradação por influência humana, aparente "equilíbrio" e falésias. Essa divisão procurou destacar os processos envolvidos em cada segmento, muitos dos quais provocam erosão ou progradação em curto espaço de tempo, como aqueles associados à dinâmica de deltas de marés, de salientes e às próprias interferências antrópicas. A categoria de aparente "equilíbrio" denota os segmentos da linha de costa mais estáveis; enquanto a categoria falésias indica os segmentos de linha de costa com a presença dessas feições, que são típicas de ambientes erosivos de longo prazo.

Os principais resultados do mapeamento são discutidos a seguir,apresentados conforme o processo dominante envolvido nas mudanças verificadas na linha de costa e as categorias identificadas.

4.1 Deltas de Maré

Os deltas de maré associados às desembocaduras dos pequenos cursos d'água no estado não apresentaram grande mobilidade neste período de investigação (Figura 5). Esta baixa mobilidade pode ser decorrente das pequenas dimensões dos rios e canais de maré, das reduzidas áreas intermareais associadas aos mesmos e do baixo aporte de sedimentos. De qualquer modo estão indicadas no mapa da Figura 1 todas as pequenas desembocaduras onde alguma mudança foi detectada. As maiores mudanças foram verificadas na desembocadura do rio Tracunhaém, que separa os estados de Pernambuco e Paraíba, relacionadas ao pontal recurvo presente da margem esquerda deste rio ao representado por migração de bancos de areia no sentido do interior do estuário deste rio (Figura 6). Outras mudanças de pequena monta foram registradas para as desembocaduras dos rios Gramame, Paraíba e Mamanguape.

4.2 Salientes

São formas de acumulação costeira que se projetam mar adentro, formadas em decorrência da proteção oferecida por formações recifais presentes próximas à linha de costa (Figura 7). Pequenas variações na posição da costa estão sempre ocorrendo nas vizinhanças do ápice destes salientes. Por serem feições deposicionais, são mais numerosos no compartimento central do Estado (Lucena, Cabedelo e Tambaú) e nas vizinhanças da desembocadura do rio Tracunhaém(Pitimbu) e Mamanguape (baía da Traição). As mudanças (erosão ou progradação) verificadas são de pequena monta, porém suficientes para impactar as construções situadas muito próximas da linha de costa (Figuras 8, 9, 10, 11, 12). Nos embaiamentos entre os salientes, como por exemplo na praia de Intermares (Figura 13), a posição da linha de costa se mantem praticamente inalterada.

4.3 Influência Humana

Nesta categoria estão enquadrados os trechos de linha de costa afetados pela implantação de estruturas portuárias. O único trecho na costa da Paraíba incluído nesta categoria é aquele associado ao enroncamentopresente na margem direita do rio Paraíba, em Cabedelo, que resultou na retenção de sedimentos e portantoprogradação da linha de costa (Figura 14).



Figura 5
A linha de costa nas vizinhanças da desembocadura dos pequenos rios que deságuam no litoral da Paraiba não apresentaram mudanças significativas na última década.
Esquerda: desembocadura do rio Gramame (compartimento I).
Direita: desembocadura do rio Abiaí/Papocas (Compartimento I). Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.

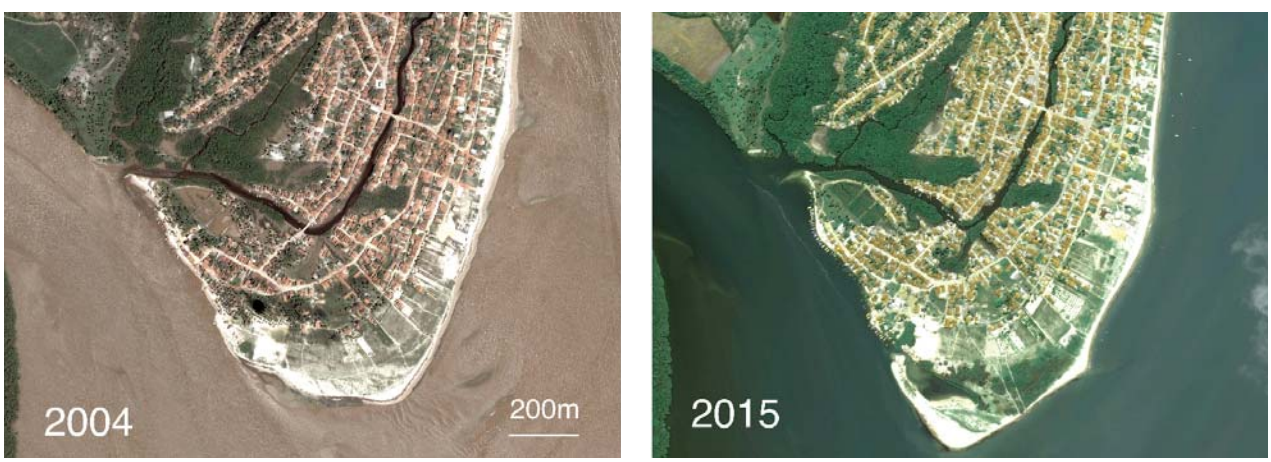


Figura 6
Pontal recurvo na margem esquerda do rio Tracunhaém, divisa entre os estados da Paraíba e Pernambuco.
Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.

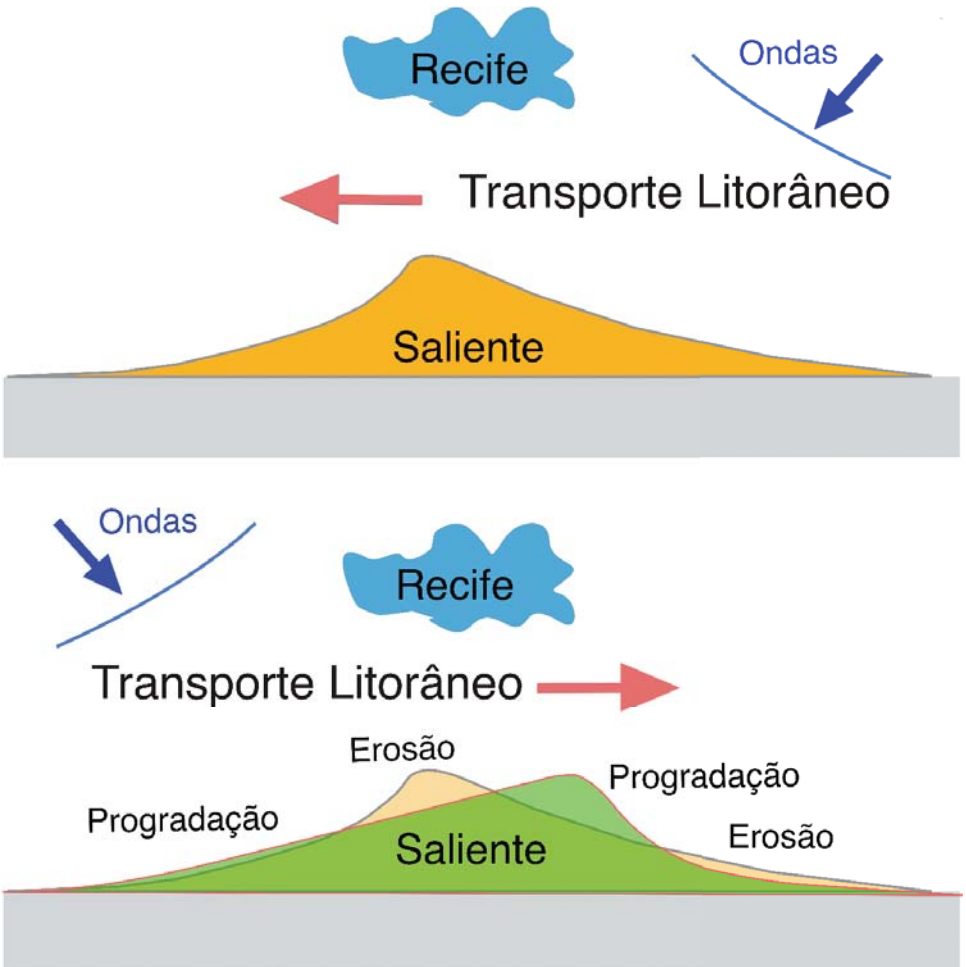


Figura 7
Dinâmica de um saliente da linha de costa formado na região protegida por formações recifais. A assimetria do saliente muda sazonalmente ou interanualmente em decorrência de mudanças no sentido resultante do transporte promovido pelas ondas, provocando erosão e progradação da linha de costa.

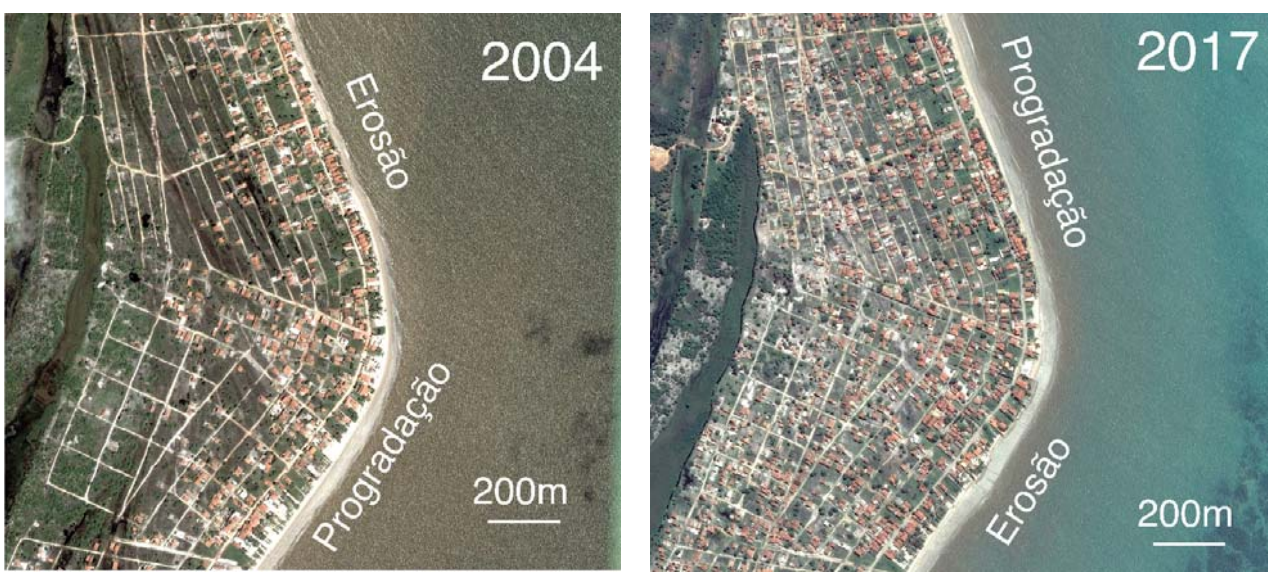


Figura 8
Saliente localizado a sul de Pitimbú, mostrando a alternância no comportamento da linha de costa no período 2004-2017. Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.



Figura 9
Saliente de Pitimbú por volta do ano 2000, com visada orientada para sul. O triângulo vermelho indica a posição da mesma edificação apontada na Figura 10. Foto: José Maria Landim Dominguez - modificada do Google Earth.





Figura 10
Saliente de Pitimbú – os triângulos vermelhos indicam a posição da mesma edificação mostrada na Figura 9. Observa-se que o processo erosivo que começou no início deste século parece ter começado a se reverter em 2015. Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.



Figura 11
Saliente de Lucena, situado à norte de Cabedelo, ilustrando a variabilidade da linha de costa no ápice do saliente, entre os anos de 2007 e 2016. Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.



Figura 12
Saliente de Coqueirinho do Norte, na baía da Traição, ilustrando a variabilidade da linha de costa no ápice do saliente, entre os anos de 2007 e 2015. Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.



Figura 13
Praia de Intermares, situada entre os salientes do Aeroclube (Sul) e o saliente de Campina. Exemplo de região embaiada entre salientes, onde a linha de costa não experimentou alteração. Fotos: José Maria Landim Dominguez - modificadas do Google Earth.



Figura 14
Progradação da linha de costa em decorrência do enrocamento colocado na entrada do rio Paraíba. Foto: José Maria Landim Dominguez - modificada do Google Earth.

4.4 Aparente "equilíbrio"

Nessa categoria foram incluídos os vários trechos de linha de costa que exibiram pequenas alterações de curto prazo (erosão ou progradação), inclusive aqueles em áreas urbanas, nos quais a comparação de fotos aéreas de diferentes épocas não mostrou a presença de processo crônico de erosão, mas sim a ocorrência de uma ocupação humana que muitas vezes avançou sobre o prisma praial, não obedecendo algum tipo de faixa de recuo.

4.5 Falésias

Neste trabalho, também estão indicados os trechos onde ocorrem falésias muito próximas à linha de costa (ativas ou não). A presença de falésias próximas à linha de costa é indicativa de uma tendência de erosão a longo prazo. Estas feiçõessão típicas de trechos de costas famintas de sedimentos (Dominguez 2009). Seu recuo se dá por uma combinação de erosão pluvial, solapamento basal pelas ondas e desmoronamentos.Esse recuo não é uniforme, com trechos apresentando terraços arenosos no seu sopé, que as protegem da ação direta das ondas. No Cabo Branco, desmoronamentos resultaram na interdição do acesso à praia.

5. CONCLUSÕES

A Figura 15 apresenta um gráfico com o comprimento total de cada categoria de linha de costa mapeada. A categoria dominante é a de aparente "equilíbrio", seguida pela categoria "salientes". Os trechos com falésias (ativas ou não), totalizam 31km de extensão e foram todos enquadrados na categoria Aparente "Equilíbrio".

Uma comparação com os resultados obtidos para os estados de Alagoas, Sergipe e Bahia, mostra que a dinamicidade da linha de costa no Estado da Paraíba é mais reduzida, não tendo sido verificadas mudanças significativas. Isto resulta provavelmente do caráter faminto da região e do fato das principais acumulações sedimentares ao longo da linha de costa, serem salientes produzidos pela presença de formações recifais próximas ao litoral.

A linha de costa paraibana, embora exiba baixa mobilidade, ainda assim está sujeita avariações menores decorrentes por exemplo de mudanças no clima de ondas local. Neste caso o estabelecimento de faixas de recuo *non-aedificandi* minimizaria em grande parte os problemas futuros de erosão. Estas faixas não edificantes têm por finalidade absorver mudanças futuras e devem ser adotadas no licenciamento de qualquer atividade antrópica. No estabelecimento da largura das faixas não edificantes devem ser considerados os seguintes aspectos (Elfrink *et al.* 2008): comportamento histórico da linha de costa, recuo instantâneo da linha de costa durante tempestades (trocas transversais) para diferentes tempos de recorrência, marés meteorológicas, e projeções de elevação do nível do mar e possíveis mudanças no clima de ondas. Nesta análise deve-se contemplar um intervalo futuro de pelo menos 50 anos. Além disso, no caso das interferências

antrópicas, deve se levar em conta a magnitude prevista das alterações na linha de costa provocadas pelo empreendimento.

Estratégias simples como estas podem minimizar significativamente os prejuízos econômicos decorrentes do processo da erosão costeira, que para o caso específico do estado da Paraíba, parece ser mais aparente do que real.

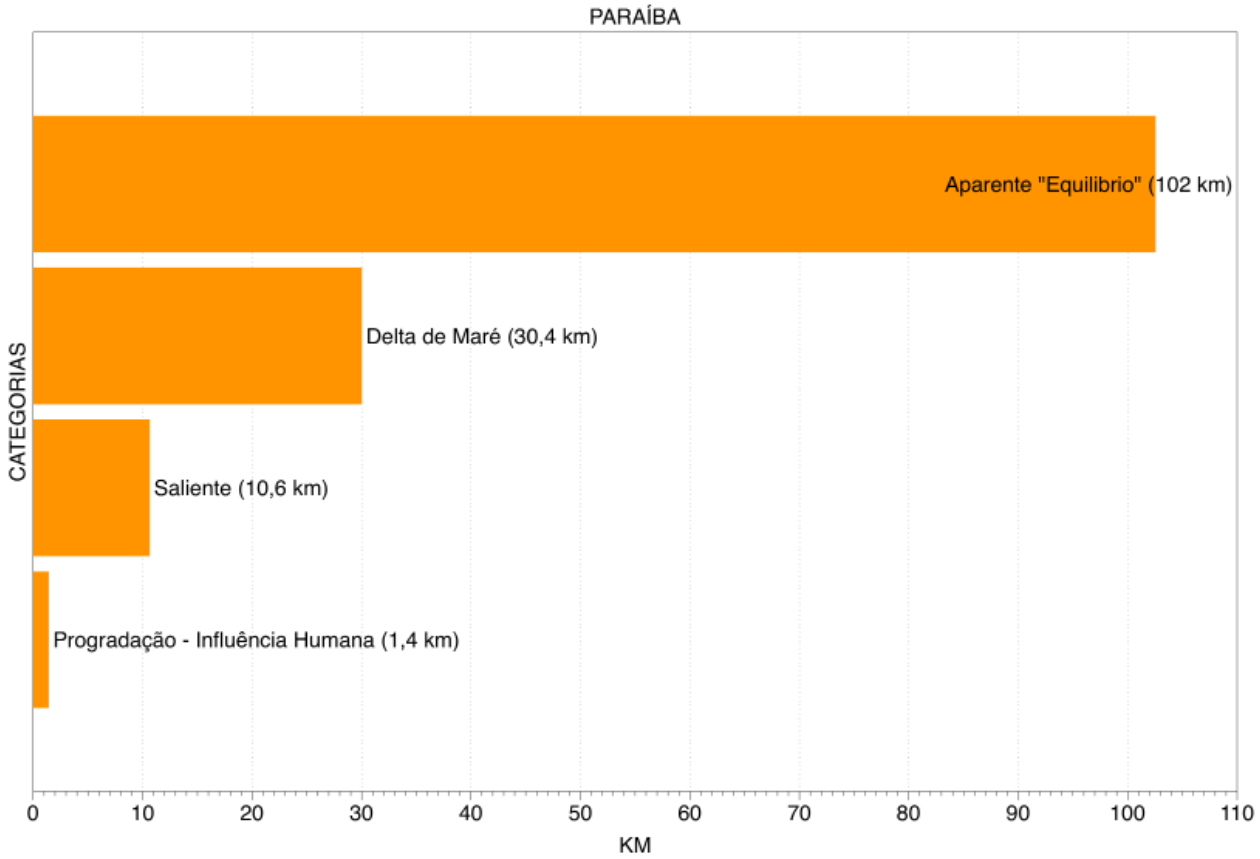


Figura 15
Comprimento totalpara cada categoria de comportamento de linha de costa no Estado da Paraíba.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem o prof. DieterMuehe pelo seu incentivo e paciência, sem o que este capítulo não teria sido produzido. Este trabalho foi realizado no âmbito do inctAmbTropic – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais, CNPq/FAPESB Processos: 565054/2010-4, 8936/2011 e 465634/2014-1.

REFERÊNCIAS

BECKLEY B. D. et al. Assessment of the Jason2 Extension to the TOPEX/Poseidon, Jason1 Sea-Surface Height Time Series for Global Mean Sea Level Monitoring. **Marine Geodesy**, [S.l.], v. 33(sup1), p. 447-471. 2010.

BITTENCOURTA.C.S.P. et al. A significant longshore transport divergence zone at the North-eastern Brazilian coast: implications on coastal Quaternary evolution. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** , [S.l.], v. 74 (3), p. 505-518. 2002.

BRUUN P. Sea-levelrise as a cause ofshoreerosion. **J. Waterway. Harbours Div**., [S.l.], v. 88, p. 117-130. 1962.

DOMINGUEZ, J. M. L. The Coastal Zone of Brazil. In: Dillenburg, S.R. &Hesp, P.A. (eds) **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.** Elsevier: Amsterdam, p. 17-51. 2009

DOMINGUEZ, J. M. L.; NEVES, S. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Chapter 9 Sandy Beaches of the State of Paraíba: The Importance of Geological Heritage. In: A.D. Short, A.H. da F. Klein (eds.), Brazilian Beach Systems, **Coastal Research Library**, [S.l.], v. 17, p. 231-250. 2016.

ELFRINK, B. et al. **Assessment of coastline retreat on short-, medium- and long term along Praia do Paiva, NE Brazil**. In: COPEDE, 7., 2008, Dubai, UAE. Paper n. 86, 19 p.

NEVES, S. M. **Erosão Costeira no Estado da Paraíba**. Brazil: Universidade Federal da Bahia, 2003. Tese de Doutorado.

PIANCA, C.; MANZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore waveclimatebasedon NWW3re-analysis. **Braz J Oceanogr**, [S.l.], v. 58, p. 53–70. 2010

XAVIER, R. A. et al. Caracterização do regime fluvial da bacia hidrográfica do rio Paraíba – PB. **Rev Tamoios**, [S.l.], v. 08(2), p. 15–28, 2012.

LABORATÓRIO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA - LGGM

Valdir do Amaral Vaz Manso
DGEO/UFPE

Paulo da Nóbrega Coutinho
LGGM/UFPE

Fábio José Pedrosa
UPE

Rene Jota de Macedo
UNIVASF

Alex Costa da Silva
DOCEAN/UFPE

Luis Augusto de Gois
PPGEOC/UFPE

Roberto Lima Barcellos
DOCEAN/UFPE

Sharliane Dornelle d'Almeida Arruda
PPGEOC/UFPE

Carlos Fernando de Andrade Soares Junior
LGGMA/UFC

José Diniz Madruga Filho
DGEO/UFPE

EQUIPE DE GEOPROCESSAMENTO

Miguel Sebastião Maia Chaves Arrais
LGGM/UFPE

Marcelo Menezes Diniz Madruga
PPGEOC/UFPE

PERNAMBUCO

RESUMO

A faixa litorânea por ser uma área de valor socioeconômico, é também uma área de sensibilidade aos diversos fatores dinâmicos costeiros, sendo a praia um ambiente extremamente dinâmico está vulnerável aos processos de erosão e sedimentação através de forças naturais (onda, corrente, maré, vento e etc), e a longo prazo com as flutuações do nível relativo do mar.

As variações da linhas de costa vem sendo observadas através de estudos costeiros e foi verificado ao longo dos anos modificações devido à intensa ocupação urbana que contribuiu para a destruição e modificação das zonas de praia, especialmente de cordões arenosos litorâneos.

Nesse trabalho, além de explanar sobre os aspectos geológicos, geomorfológico da área, é levantado causas que contribuem para o processo erosivo como a interferência antrópica sendo a mais atuante, fazendo com que as variáveis naturais não atuem no equilíbrio sedimentar ou que sofram grandes interferências, o que é sugerido de extrema importância no trabalho é o monitoramento dessa área com a produção de perfis de praia, obtenção dos parâmetros físicos granulométricos tanto na zona de arrebentação quanto *offshore*.

O estudo do comportamento dinâmico, define áreas com erosão, estabilidade e estabilidade por obras de contenção da faixa litorânea, esse trabalho revela que a faixa com maior percentual de estabilidade de praia no estado de Pernambuco é o município de Cabo de Santo Agostinho.

Com a demanda de trabalhos científicos apoiados por órgãos públicos tornou-se possível reverter o quadro de erosão das praias, devido as sugestões de obras específicas seja contenção ou de regeneração para o litoral Pernambucano.

ABSTRACT

The coastal zone is considered an area of socioeconomic value and is under pressure of several dynamic coastal factors, and the beach as an extremely dynamic environment is vulnerable to the erosion and sedimentation processes through natural forces (wave, current, tide , Wind and etc.), and at long-term by sea level fluctuations.

Coastline variations have been observed through coastal studies and over the years modifications have been verified due to the intense urban occupation that contributed to the destruction and modification of the beach areas, especially of sandy coastal strands.

In this work, besides explaining the geological, geomorphological aspects of the area, it was investigated the causes that contribute to the erosion process, such as the anthropic interference, which is considered the most active and the maininfluence in disturbing the sedimentary balance. The monitoring of this area with the production of beach profiles, obtaining the physical parameters granulométricos in the zone of bursting as well as offshore is mandatory to better understand how the coastal dynamics is responding to anthropic pressure.

The study of the costal dynamics defines areas with erosion, stability and stability by works of contention of the shore. This work reveals that the location with the highest percentage of beach stability in the state of Pernambuco is the municipality of Cabo de Santo Agostinho.

Scientific works supported by public agencies has provided knowledge forspecifics interventions to reverse the erosion of the beaches and consequently regeneration of the Pernambuco coast.

1. 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 praial.

Com a continuação do desenvolvimento urbano, grandes 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 praiais de vários municípios.

Ao longo dos 187km do litoral de Pernambuco, a linha da praia atual é mais ou menos contínua, com direção geral NNE-SSW, sendo interrompida pela presen-

ça de desembocaduras de rios e alguns costões rochosos, como o Cabo de Santo Agostinho.

Encontradas na porção emersa da Zona Costeira, as planícies costeiras elaboradas durante o Quaternário constituem uma unidade geológico-geomorfológica de grande complexidade, tendo em vista serem ambientes de transição entre fenômenos marinhos e continentais, onde podem ser inseridos diversos compartimentos geomorfológicos.

O desenvolvimento das planícies costeiras está intimamente ligado à história das flutuações do nível do mar, ao aporte de sedimentos e aos processos costeiros dominantes, que controlam a morfologia e a distribuição dos sedimentos, sendo a costa de Pernambuco do tipo dominada por ondas, fortemente mesotidal e sob ação constante dos ventos alísios.

Sob o aspecto fisiográfico, Coutinho *et al*., (1994) distinguiram três setores na costa Pernambucana, descritos as seguir.

1) Setor Norte – situado entre Olinda e a divisa com o Estado da Paraíba, onde o grande desenvolvimento dos sedimentos da Formação Barreiras, neste setor, é responsável pela existência de uma planície costeira estreita, com linha de costa de direção N-S, pouco recortada, e pela presença expressiva de estuários e manguezais, particularmente ao longo do Canal de Santa Cruz, que contorna a Ilha de Itamaracá. Ocorre ainda um grande desenvolvimento de recifes. As praias são arenosas e retilíneas.

2) Setor Médio – limitado entre Olinda e o Cabo de Santo Agostinho, é caracterizado por uma intensa sedimentação quaternária, que proporciona uma maior extensão da planície costeira, especialmente no grande anfiteatro onde se localiza a cidade de Recife. A linha de costa assume direção NE-SW. Observa-se, também, a presença da sequência cretácea vulcano-sedimentar. Destacam-se os estuários dos rios Beberibe (Figura 01) Capibaribe e as restingas de Barra de Jangada, Candeias e Brasília Teimosa.

3) Setor Sul – corresponde ao trecho localizado entre o Cabo de Santo Agostinho e o extremo sul do Estado, sendo caracterizado pela predominância de sedimentos cretáceos das Formações Cabo, Algodoais e Estiva, além das rochas vulcânicas da Formação Ipojuca e do embasamento cristalino que aflora próximo à praia. A planície costeira estreita-se em direção ao sul, apresentando uma linha de costa bastante irregular devido à presença de várias enseadas, delimitadas por recifes orgânicos que exibem um grande desenvolvimento ao longo deste setor, além da presença de estuários e restingas.



Figura 1
Vista aérea para sul do estuário do rio Beberibe, vendo-se ao fundo o Porto do Recife (A), juntamente com o molhe de Olinda (B); no canto inferior direito da foto, nota-se o Convento de Santa Tereza (C), localizado no bairro Homônimo, o qual chamava-se "Arrombados" no século XIX, evidenciando o alcance das marés mais altas que o atingiam a partir de rupturas que ocorriam ao longo do istmo de Olinda. Vale ressaltar que praticamente toda a área mostrada nessa foto era ocupada por mangues até o inicio do século XX. (Fonte: Pedrosa, 2007).

A presença de mangues nos estuários ainda é marcante, sendo reflexo de uma costa com influência de marés, sem, no entanto, apresentarem um desenvolvimento tão intenso como na costa do Maranhão.

Outra característica do litoral Pernambucano é a ausência quase total de dunas ao longo da planície costeira, refletindo a falta de condições favoráveis à acumulação destes depósitos, como a existência de amplas praias arenosas associadas a um clima semiárido e à escassez de vegetação.

Os recifes de arenito algálicos e coralinos constituem feições morfológicas importantes e exercem um papel determinante sobre a modificação da energia das ondas, distribuição dos sedimentos e consequentes alterações na morfologia costeira.

A presença de linhas de recifes protege a costa de ataque direto das ondas, que são amortecidas no choque direto com os corpos recifais. Contudo, nas extremidades dos recifes, que geralmente são descontínuos, ocorrem efeitos de difração e refração das ondas, podendo gerar processos erosivos pontuais, além da formação de uma linha de costa irregular, com alternância de pequenas enseadas e pontais arenosos, como ocorre principalmente, no Setor Sul da costa do Estado de Pernambuco.

Por outro lado, os principais rios (Goiana, Capibaribe, Ipojuca, Sirinhaém e Una) que desaguam no Atlântico são oriundos do Agreste e Zona da Mata, possuindo menos de 300Km de extensão. Este fato contribui para que o litoral apresente um déficit no aporte continental de sedimentos, agravado pela construção de barragens, principalmente a partir da década de 1970.

Assim, o equilíbrio do balanço erosão/deposição de sedimentos encontra-se atualmente gravemente comprometido, estando praticamente a metade do litoral do Estado submetida a processos erosivos costeiros, agravados pela ocupação desordenada das praias.

2. ASPECTOS GERAIS DO LITORAL DE PERNAMBUCO

2.1 Clima

De acordo com o glossário do Intergovernamental Panel for Climate Change: "Clima, num sentido restrito é geralmente definido como tempo meteorológico médio, ou mais precisamente, como a descrição estatística de quantidades relevantes de mudanças do tempo meteorológico num período de tempo, que vai de meses a milhões de anos. O período clássico é de 30 anos, definido pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM)".

É importante o estudo do clima passado para se ter uma ideia da variabilidade climática natural e se saber se as mudanças recentes podem ser atribuídas às atividades humanas. Nos últimos milénios o clima sofreu fortes mudanças sem que tenha havido uma intervenção humana significativa.

A evolução do comportamento atmosférico nunca é igual de um ano para outro ou mesmo de uma década para outra, podendo-se verificar flutuações a curto, médio e longo prazo. Existe uma série de dificuldades para separar os efeitos das atividades humanas no clima e a sua variabilidade natural, sobretudo, porque o sistema climático é extremamente complexo e sua dinâmica ainda não é completamente compreendida, por mais que se tenha avançado no conhecimento sobre o sistema Terra-Atmosfera Conti (2000).

A Região Metropolitana do Recife apresenta um clima litorâneo úmido, influenciado por massas tropicais marítimas.

Para caracterização das principais variáveis climatológicas foram utilizados dados da Estação Meteorológica do Recife (Curado), pertencente ao INMET – Instituto Nacional de Meteorologia, sendo feita uma atualização climatológica no período entre 1961 e 2008.

2.1.1 Temperatura do Ar

A região apresenta altas temperaturas, com média anual das máximas de 29,1ºC e média anual das mínimas de 21,9ºC. A média compensada apresenta uma variação entre 23,9ºC e 26,6ºC, com uma média anual de 25,5ºC.

O período mais quente abrange os meses de dezembro a março, enquanto o menos quente ocorre entre os meses de junho a setembro.

2.1.2 Umidade Relativa do Ar

A umidade relativa do ar é um índice utilizado para definir o teor de umidade do ar através do vapor d'água contido na atmosfera.

As médias mensais da umidade relativa do ar, no Recife, oscilam entre 74% e 86%, com média anual de 80%.

2.1.3 Precipitação

Os totais anuais médios de precipitação nos municípios da área em questão, variam de mais de 2.200mm, nas áreas litorâneas, decrescendo à medida que se afastam do litoral. O trimestre mais chuvoso, que engloba os meses de maio, junho e julho, concentra 47% dos totais anuais. Um gradativo aumento de precipitação observa-se a partir de fevereiro, valores variando entre 50 a 100mm, março e abril com valores superiores à 200mm, atingindo a precipitação máxima, nos meses de junho (390mm) e julho (357mm) os mais chuvosos. Nestes dois últimos meses, 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. O período de outubro a dezembro é o mais seco, sendo novembro o mês de menor índice pluviométrico (38mm).

2.1.4 Ventos

A direção predominante dos ventos na RMR é de sudeste. A velocidade anual dos ventos oscila entre 2,3m/s e 3,4m/s, com média anual de 2,9m/s. No regime de inverno, a incidência maior de direção permanece a SE, com velocidades médias elevando-se para a faixa de 5,0 a 6,1m/s. No verão, a predominância é caracterizada pelos ventos alísios, ventos do quadrante, e as velocidades neste quadrante ficam em torno de 5,2m/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 à 5m/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.

2.1.5 Vegetação

Considerando que a área litorânea se caracteriza 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 - 30m), 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 *Rhizophoraemangle*, o mangue vermelho, *Laguncularia racemosa*, *Conocarpuserectus* e *Avicenniassp*. 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

no setor praial 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*.

No Recife, segundo Andrade Lima (1964), boa parte do município está implantada na Zona da Mata, zona sub-úmida e parte na litorânea, subdividida em sub-zonas: marítima (praias e restingas) e de mangues, cada uma delas com seu povoamento característico:

a) Zona da Mata (úmida) - A vegetação que serviu para denominar a "Zona da Mata" a "Mata Atlântica" já foi totalmente removida, sendo substituída por vegetação secundária ou, ainda, e mais amplamente, pelo agroecossistema cana-de-açúcar. É a floresta estacional perenifólia costeira que vegeta os tabuleiros e os morros esculpidos nos sedimentos da Formação Barreiras e nas rochas do embasamento cristalino, respectivamente, e a parte mais ocidental da planície associada principalmente à influência fluvial. É uma floresta em geral exuberante, composta de três estratos arbóreos de densidade variável, um arbustivo escasso e um herbáceo, presente em áreas com mais penetração de luz. Na cidade de Recife o remanescente desse tipo de floresta é a "Mata de Dois irmãos" com cerca de 370ha. Nessa área se localiza o horto zoobotânico de mesmo nome e o açude da Prata, manancial com cerca de 30.000m² de área. Nos tabuleiros da Formação Barreiras, que margeiam a planície, também ocorrem vestígios da antiga Mata Atlântica, onde se destacam árvores de grande porte e copadas.

b) Zona Litorânea: 1 Marítima - A vegetação desta sub-zona é constituída pelas algas oceânicas, vulgarmente conhecidas como sargaço que são arrancadas do substrato e que vêm à praia por força das ondas. 2 Praia - É o primeiro nível continental emerso sujeito as inundações diárias pelas marés altas. Pode apresentar-se sem povoamento por vegetais superiores ou conter uma vegetação restrita a algumas halófitas e xerófitas rastejantes ou de pequena altura. 3 Restinga e terraços litorâneos – Logo após a praia, onde houve grande influência marinha das transgressões/regressões do quaternário formaram-se restingas fósseis e terraços litorâneos. 4 Mangues – Na zona litorânea onde a influência marinha co-atua com a influência fluvial dos rios Capibaribe, Beberibe e Jordão, pelas suas embocaduras, ou nas áreas de planície onde se faz sentir as oscilações das marés.

2.3 Oceanografia

Neste item são apresentadas informações gerais que traduzem o atual estágio de conhecimento, com respeito a dados oceanográficos, da plataforma continental interna adjacente do litoral de Pernambuco.

2.3.1 Regime de marés

As marés para o litoral sul do Estado de Pernambuco são monitoradas através de poucas estações maregráficas. O seu regime é do tipo mesomaré, de acordo com a classificação de Hayes (1979). A forçante astronômica é o principal mecanismo de resposta das marés, de modo que as forçantes não astronômicas aperiódicas, de origem meteorológica, são pequenas comparadas à primeira no litoral. A maré apresenta característica do tipo semidiurna com períodos aproximados de 750 minutos e apresentam duas preamares e baixa-mares por dia lunar. O período médio entre um conjunto preamar/baixa-mar é de 12,42 horas com característica de curva sinusoidal. No Porto do Recife as marés medidas apresentam altura média de 1,67m, com alturas médias de sizígia de 2,07m e alturas médias de quadraturas de 0,97m (MCT/UFPE, 2010).

2.3.2 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 28,70C. Da superfície até a profundidade de 50m, a temperatura é praticamente constante, iniciando-se um decréscimo a partir de 60-70m, 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 28,8. Esses valores, do mesmo modo que a temperatura, apresentam flutuações próximas à costa devido a influência do aporte dos rios costeiros.

2.3.3 Sistemas de correntes

Os sistemas de correntes que afetam a sedimentação e consequentemente a morfologia costeira são três diferentes tipos de correntes geradas por diferentes agentes dinâmicos: as correntes de deriva litorânea, que surgem quando as ondas não atingem perpendicularmente o litoral, o que resulta em um transporte paralelo à costa; as correntes de maré, produzidas pela diferença de altura da maré e as correntes geradas pelo vento, as quais não são tão regulares como as correntes de maré.

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 alísios de SE e as marés de sizígia. Esta associação produz intenso processo erosivo em toda zona litorânea.

Durante a execução do Projeto MAI (FINEP/UFPE, 2008) foram realizados registros de correntes com equipamento do tipo ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ao longo do litoral de Recife e Jaboatão dos Guararapes. Os dados in situ obtidos mostram que em dezembro e janeiro, época de estiagem, a precipitação pluviométrica mensal é inferior a 100 mm. A intensidade média foi inferior a 0,21m/s com picos de correntes de até 0,56m/s. Em maio, durante o período chuvoso, quando a precipitação pluviométrica mensal supera 300mm e a descarga fluvial aumenta, o padrão geral de circulação superficial na área costeira é mais regular, com correntes médias mais intensas, variáveis de 0,09 a 0,22m/s, e máximas de até 0,64m/s. Próximo à costa, as correntes apresentaram direção geral para NE, variando para NE-E nas áreas mais profundas e distantes da costa, tanto na preamar quanto na baixa-mar. Em agosto, sob ventos SE mais constantes e intensos (2,6 a 4,0m/s), o padrão geral de circulação superficial na área costeira é mais regular, com correntes médias mais intensas, variando entre 0,11 e 0,23m/s, e direcionadas em geral para N-NE durante a preamar e durante a baixa-mar, as correntes apresentaram-se menos intensas e direcionadas contra a costa no setor central, para SW no setor sul, e para N no setor norte da área. Próximo ao fundo, as correntes apresentam um padrão menos definido e mais variável, sobretudo na baixa-mar (FINEP/UFPE, 2008).

Não existem dados por longo período de observação sobre velocidades de correntes próximas à costa. Um dos poucos trabalhos existentes foi o levantamento de dados através de fundeio (S4DWi da *InterOcean Systems*) efetuado pelo Projeto PROCOSTA (Processos Erosivos na Costa dos Municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes) na região de Boa Viagem durante o período de 29 de julho a 13 agosto de 2009. Neste período, foi observada a velocidade máxima de corrente em torno de 0,20m/s na profundidade de 7 metros em torno dos *beachrocks* (Figura 02).

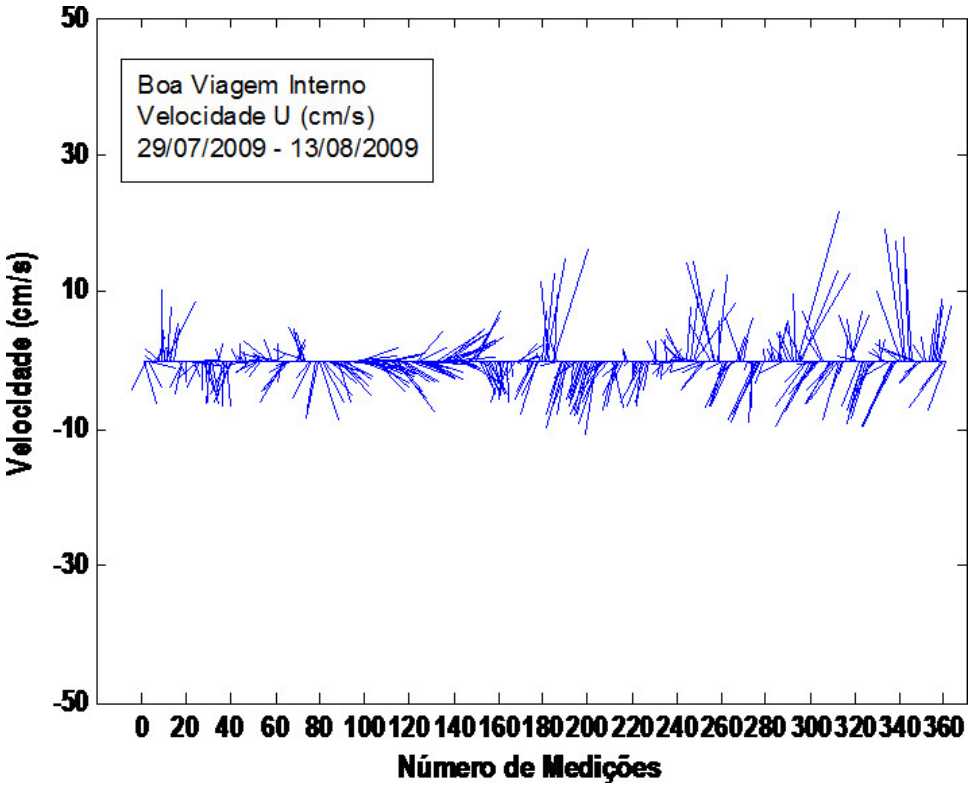


Figura 2
Direção e intensidade de correntes zonal na região de Boa Viagem, Recife – PE, durante o período de 29/07/2009 a 13/08/2009.

2.3.4 Regime de ondas

De modo geral, dentre todos os processos físicos intervenientes na superfície do oceano, as ondas geradas pelo vento destacam-se como um dos principais agentes dinâmicos. As ondas fornecem energia para uma vasta gama de processos litorâneos os quais desempenham papel fundamental nas características e na morfologia da linha de costa. Desequilíbrios nesse delicado sistema de origem natural ou antrópica podem, por exemplo, induzir processos erosivos que, muitas vezes, acarretam sérios inconvenientes e riscos principalmente em zonas costeiras urbanizadas como é o caso da Região Metropolitana de Recife em PE. Obras de engenharia para mitigação desses problemas, novamente, demandam informações detalhadas sobre o clima de ondas da região para que sejam construídas e funcionem de forma adequada.

O conhecimento da variação temporal e da estatística dos parâmetros físicos das ondas (alturas, períodos e direções), a compreensão dos eventos meteorológicos que geraram os respectivos estados de mar e a distribuição de energia por faixas de período em cenários frequentes compõem o estudo do clima de ondas para uma determinada região.

No Brasil, o conhecimento sobre o regime de ondas que afeta a costa é insuficiente, limitado a pontos isolados do litoral e de acesso restrito. Estudos de clima de ondas na costa brasileira efetuados com ondógrafos direcionais ainda são raros.

No âmbito do projeto, Monitoramento do Clima de Onda na Costa Nordeste Brasileira (MC-ONDAS/NE), foi feito e continua em andamento o monitoramento dos dados de onda na costa do Nordeste - Pernambuco, cujos dados estão sendo disponibilizados em tempo real através do website www.ondasne.com.br. O equipamento (Ondógrafo Direcional Waverider modelo DWR-MKIII – Figura 03) foi fundado no início de setembro de 2011 na profundidade local de aproximadamente de 17m e corrente de 0,4m/s, em uma distância de 2,45 NM da costa na região do Cabo de Santo Agostinho.

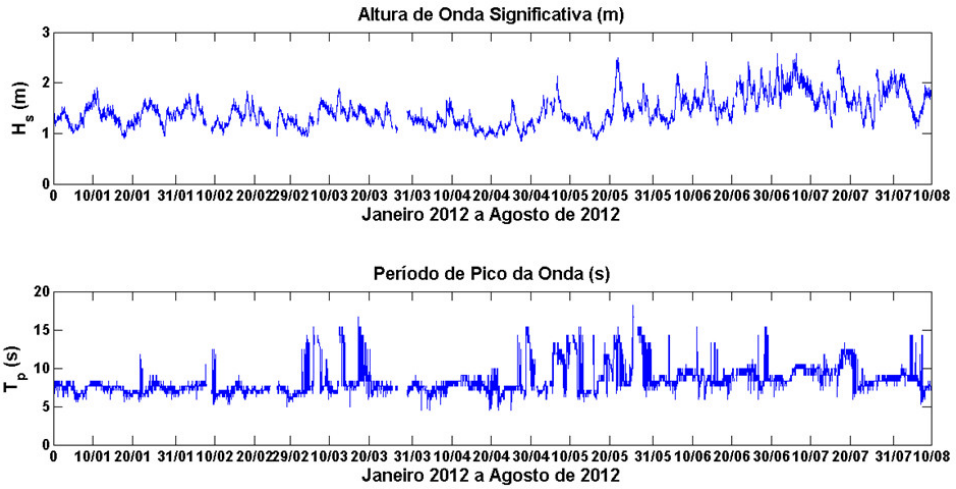


Figura 3
Ondógrafo Direcional Waverider com sistema de transmissão de dados via satélite IRIDIUM e HF, fundeado no litoral de Pernambuco.

Para o período de setembro a dezembro de 2011, a altura de onda significativa variou entre 0.85m a 2.62m apresentando uma média de 1.57m. O mês de setembro apresentou a maior altura de onda significativa, tanto para valores máximos, mínimos e média 2.62, 1.14 e 1.76m respectivamente. O período de pico de onda variou entre 5s e 15.38s, apresentando o maior pico e a maior média no mês de setembro com valores iguais a 15.38s e 9.59s respectivamente.

No ano de 2012 (Figura 04), para o período entre os meses de janeiro e início de agosto, a altura de onda significativa variou entre 0.85m e 2.58m e o período de pico de onda entre 4.55 e 18.18m; Entre os meses de janeiro e abril, a altura de onda significativa máxima ficou abaixo de 2m, já para os meses de maio a início de agosto, apresentaram valores maiores que 2m. O maior valor de altura de onda significativa, 2.58m ocorreu no mês de julho, o mesmo apresentou ainda a maior média deste período 1,78m.

Com relação à direção de ondas estas se apresentaram predominantemente de sudeste e leste, como os ventos predominantes da região (Figuras 05) os maiores valores de Hs de ondas foram observados no segundo semestre do ano, com predominância de ondas provenientes de SE e S-SE (Figura 06).



Figuras 4 e 5
Dados de Altura de Onda Significativa (Hs) para o período entre os meses de janeiro a início de dezembro de 2012.

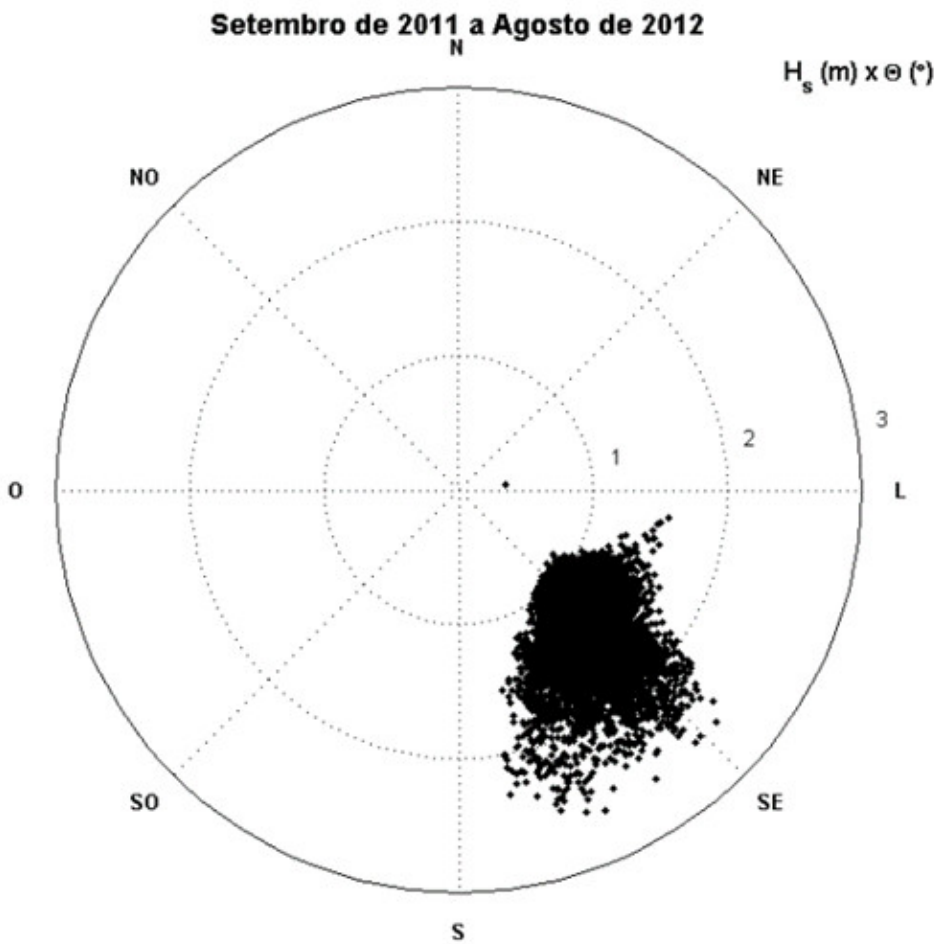


Figura 6
Altura de Onda (Hs) e Direção de Onda (°) para o período de setembro de 2011 a agosto de 2012.

3. FISIOGRAFIA DA ZONA COSTEIRA DE PERNAMBUCO

Em todo o litoral, os recifes de arenito dispõem-se em forma de uma ou mais linhas alongadas contínuas e/ou semicontínuas de até mais de 10km, com largura média de 20 a 60m (Dominguez *et al.*, 1990) paralelas à costa separadas umas das outras por depressões. Por se formarem estritamente na face praial, servem como indicadores de paleoníveis marinhos. Apresentam-se, em sua maioria, submersos durante a maré alta enquanto que na maré baixa, os recifes próximos da praia tornam-se emersos formando pequenas piscinas naturais de águas calmas, restritas entre os recifes e a praia. Morfologicamente, reconhecem-se dois tipos de recifes na costa Pernambucana, conforme a classificação de Gourlay,as plataformas que apresentam um perfil suave, e os franjados que possuem uma depressão rasa formando lagunas entre a crista do recife e a praia.

A presença dessas feições é de grande importância no controle estrutural do compartimento morfológico da faixa praial do Estado. Os recifes atuam como obstruções naturais responsáveis por difratar e refratar as ondas que chegam à costa, dissipando parcialmente a energia incidente. Tais processos levam ao desvio da trajetória das ondas, de modo que o produto dessas interações morfodinâmicas entre fluido sedimentar e estrutura resultam na formação de feições protuberantes do tipo saliências e tômbolos e de formas curvas como enseadas e baías. A gênese destas feições está intimamente ligada, haja vista que saliências e tômbolos apresentam duas enseadas em ambos os lados. As saliências ocorrem praticamente em todo o litoral de Pernambuco e apresentam dimensões variadas em função da distância e tamanho das linhas recifais da costa. Entre elas, se sobressaem saliências com mais de 1km (megasaliências) de extensão da linha de costa original afetada que ocorrem nos três setores do litoral com destaque para as de Ponta de Pedras e Itamaracá no litoral norte com 13km e 9km, respectivamente, Candeias 5km, no litoral metropolitano e Tamandaré 5km no litoral sul.

A presença de tômbolos restringe-se a alguns poucos locais associados a afloramentos rochosos plataformais de traquitos como na praia de Xaréu e a granitos na praia do Porto, ambas no litoral sul. No litoral metropolitano, os tômbolos são resultantes da construção de quebramares nas praias dos municípios de Olinda e Paulista. Em alguns trechos do litoral, as condições de suprimento sedimentar adequado, homogeneidade na forma do recife e baixa cota da maré podem levar a progradação das saliências as quais conectam-se aos recifes dando origem a tômbolos temporários, como, por exemplo, em algumas saliências da praia do Janga, no município de Paulista, e praia de enseadinha em Ipojuca.

Formas retilíneas da linha de costa são restritas a pequenos segmentos do litoral ao passo que as enseadas constituem quase a totalidade das praias do Estado, formadas principalmente pela influência direta dos recifes de arenito, encaixadas entre promontórios e atrás de quebramares (Figura 07).



Figura 7
Praia de Pedra Xaréu. Fonte: http://www.cabo.pe.gov.br/



Figura 8
Vista das falésias na praia de Guadalupe, Sirinhaém. Fonte: CPRM.

Análises da forma em planta das enseadas indicam que cerca de 42% das enseadas apresentam suas linhas de costa estáveis, 42% em estado dinâmico, isto é, sua faixa de praia varia com as mudanças sazonais de direção das ondas, e 16% restantes encontram-se concentra-se nos municípios de Paulista e Olinda, sendo classificadas como instáveis devido ao histórico de intervenções antrópicas na tentativa de mitigar os processos erosivos (Macêdo, 2010).

A praia de Guadalupe no município de Sirinhaém, litoral sul do Estado, é a única do tipo costa erosiva com falésias ativas (Figura 08) compostas de arenitos e folhelhos estratiformes das Formações Cabo e Barreiras ocorrendo a presença de uma plataforma de abrasão no trecho mais sul da praia.

Nas desembocaduras de alguns rios costeiros, barras arenosas alongadas anexas à uma das margens formam restingas com orientação norte-sul devido ao efeito de obstrução das fozes pelos recifes que difratam as ondas nessa direção, como ocorrem nas Praias dos Milagres em Olinda (rio Beberibe), Toquinho em Ipojuca (rio Sirinhaém) e Várzea do Una (rio Una) em Barreiros. A praia do Paiva encontra-se na restinga de orientação sul-norte cujo sentido de formação é o mesmo da deriva predominante ao longo do ano na costa Pernambucana.

4. GEOLOGIA DA FAIXA COSTEIRA

A faixa costeira do Estado de Pernambuco apresenta a sequência 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 Chaves (1991).

Merecem destaque também, os sedimentos areno-argilosos, fossilíferos, 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 1km, 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 esculpidos 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).

A presença constante destes beachrocks paralelamente, junto ou próximo à costa, é um dos traços morfológicos mais marcantes do litoral de Pernambuco, sendo descritos e divulgados cientificamente por Charles Darwin na ocasião de sua passagem por Recife a bordo do Navio *Beagle* em 1832 Darwin (1909). Esses alinhamentos de arenitos servem de substrato consolidado de fundo para o desenvolvimento de diversas espécies marinhas como algas calcárias ou edifícios coralíneos e toda sua fauna associada; constituem uma efetiva proteção ao litoral na medida em que absorve em torno de 70% da energia das ondas incidentes, mesmo estando completamente submersos; além de influenciarem de sobremaneira no contorno e dinâmica de sedimentação das praias.

Os arenitos são observados também em maiores profundidades na Plataforma Continental de Pernambuco (Manso *et al.*, 2003; Camargo *et al.*, 2005).

5. PLATAFORMA CONTINENTAL

Esta feição morfológica, por sua vez, também tem características geológicas e geomorfológicas bem marcantes, tais como: reduzida largura, média de 35km, pouca profundidade, declive suave, quebra da plataforma em torno de -50 a -60m e uma cobertura sedimentar quase que inteiramente composta por sedimentos carbonáticos biogênicos (Manso, 1997; Araújo *et al.*, 2004).

Essas características são derivadas da herança geológica da plataforma, determinadas principalmente pelo baixo índice de erosão terrígena e aporte de sedimentos, devido à presença de poucos rios translitorâneos cujas nascentes encontram-se no semiárido ("costa faminta") (Coutinho, 1976; Dominguez *et al.*, 1990).

Este fator acarreta em uma baixa taxa de sedimentação terrígena e, consequentemente, na presença de substratos consolidados, desprovidos de sedimentos finos, ideais para fixação das algas calcárias e corais.

De acordo com a sua geomorfologia, sedimentologia e biota, o substrato da Plataforma Continental de Pernambuco (PCPE) pode ser subdividido em três setores perfeitamente identificáveis transversais à costa: plataforma interna, média e externa (Kempf *et al*., 1969; Coutinho, 1976; Manso *et al*., 2004).

A Plataforma interna corresponde à área entre a linha de costa e a isóbata de -20m, com cerca de 7km de largura. Apesar da maior declividade, apresenta em sua maioria relevo suave e apenas algumas irregularidades, devido à presença de canais e dos recifes, que servem de substratos ao desenvolvimento de algas e corais. É observada uma predominância de areias terrígenas quartzosas de granulometria média à grossa, com certa quantidade de material biodetrítico que aumenta com a profundidade, pouco cascalho e algumas "manchas" de lama terrígena fluvial em corredores entre a praia e os recifes, geralmente ocupando depressões do substrato. Estes apresentam coloração escura e alto teor de matéria orgânica. O teor de carbonato de cálcio nos sedimentos é geralmente inferior a 30%. Dominam as associações carbonáticas, representadas pelas algas coralinas ramificadas e incrustantes, *Halimeda* e moluscos com ou sem foraminíferos bentônicos. Os componentes bióticos são muito retrabalhados, devido à alta energia do ambiente.

A Plataforma média se situa entre as isóbatas de -20 e -40m, apresentando relevo bem mais irregular apesar da baixa declividade, com presença de canais representativos e paleovales, formados a partir da dissecação da plataforma quando exposta em épocas pretéritas. É o setor que cobre a maior parte da área da PCPE, com cerca de 20km de largura.

Dominam os sedimentos carbonáticos representados por areias e cascalhos formados por algas coralinas ramificadas, maciças, concreções e/ou artículos de *Halimeda*, moluscos, briozoários e foraminíferos. As associações carbonáticas não mostram sinal de retrabalhamento.

A Plataforma externa caracteriza-sea partir de -40m até a isóbata de -60m e apresenta maior declividade que a plataforma média. É coberta por areias biodetríticas, cascalho de algas e lama cinza azulada. As *Halimedas* tendem a ser mais abundantes e o teor de carbonato de cálcio é superior a 70%. As associações carbonáticas são muito retrabalhadas, evidenciando o caráter relíquia dos sedimentos. Esta porção da plataforma caracteriza-se pela presença de vales e cristas dispostos perpendicularmente à costa, representando feições de um sistema de erosão em plataformas carbonáticas, exposta subaereamente, quando a sedimentação

subsequente não foi suficiente para recobri-las. A plataforma externa, com largura média de cerca de 8km, apresenta uma ruptura múltipla em degraus, correspondendo a terraços de borda de plataforma.

Diante do exposto, observa-se que o ambiente sedimentar mais heterogêneo é a plataforma continental interna, que em relação à distribuição dos sedimentos de superfície de fundo pode também ser dividida em três subsetores paralelos à costa: norte, central (Região Metropolitana do Recife-RMR) e sul.

A plataforma interna norte é caracterizada, em geral, por sedimentos bioclásticos arenosos grossos a muito grossos pobremente selecionados, associados às extensas e largas linhas de beachrocks colonizados por bancos de algas e corais na área. São observados dois pequenos enclaves de sedimentos lamosos terrígenos nas adjacências do estuário do rio Goiana e praias do sul do município de Paulista.

A plataforma interna central (RMR) apresenta cobertura sedimentar composta, no geral, de areias grossas silicibioclásticas pobremente selecionadas. Areias médias siliciclásticas encontram-se, por sua vez, distribuídas na área adjacente à Praia de Gaibu (Cabo de Santo Agostinho) e em pequenas manchas adjacentes à Praia de Boa Viagem (Recife). Depósitos de lamas são observados junto à Praia do rio Doce (Olinda), adjacente à desembocadura do rio Jaboatão e na área de descarte do material dragado do Porto de Suape próximo ao Promontório de Santo Agostinho.

A plataforma interna sul também apresenta, em sua maioria, sedimentos arenosos grossos a muito grossos, biosiliciclásticos a bioclásticos, pobremente selecionados, associados às extensas bioconstruções coralíneas da APA da "Costa dos Corais". Porém, neste setor da PCPE também estão presentes significativas manchas de material lamoso terrígeno, localizadas em porções mais rasas da plataforma e, em geral, associadas a desembocaduras fluviais. São os casos das áreas lamosas adjacentes a Porto de Galinhas, Serrambi e Guadalupe (estuário do rio Serinhaém) e a norte e sul do estuário do rio Una.

Este rio, apesar de ser o 4º em extensão do litoral, tem grande parte de sua bacia de drenagem localizada na Zona da Mata Sul de PE, sobre as rochas cristalinas da Província da Borborema, apresentando uma vazão média de cerca de 49m^3/s, portanto cerca de 2,5x maior que o rio Capibaribe (19m^3/s), o maior do litoral e cujo estuário está em Recife.

Essas diferenças na cobertura sedimentar da plataforma interna são decorrentes principalmente da geologia/geomorfologia costeira e dos aportes sedimentares atuais que, em conjunto com as condicionantes oceanográficas, muito influenciam nos processos morfossedimentares dos depósitos praiais atuais.

As praias do Estado de Pernambuco exibem, por sua vez, características marcantes derivadas de uma zona costeira tectonicamente estável, de clima úmido e águas relativamente calmas, porém com uma forte influência do fator antrópico, em especial no setor da RMR. O que se deve, principalmente, ao processo de ocupação urbana desordenado da linha de costa e planícies costeiras adjacentes e que vem causando, principalmente desde a década de 1990, erosão severa em vários trechos do litoral Pernambucano.

6. EROSÃO MARINHA NO ESTADO DE PERNAMBUCO

6.1 Histórico do problema em Pernambuco

A citação do Professor José Antônio Gonçalves de Mello, publicada pelo Diário de Pernambuco em 11 de dezembro de 1949, traz provavelmente um dos primeiros relatos da constatação a respeito de um processo erosivo instalado no litoral de Pernambuco, e particularmente na cidade de Recife.

> *"Iniciativa da Câmara do Recife é um pedido de providência feito em 1737 contra o largo emprego das pedras dos arrecifes em construções, com a consequência da ruína que já se notava com o assoreamento do surgidouro dos navios, Em certo trecho do areial das Cinco Pontas, o estrago era enorme, pois ali o mar havia avançado tanto, por não haver a defesa dos arrecifes, que tinha "lançado abaixo seis curtumes que serviam de curtir sola e breve chegará à fortaleza das Cinco Pontas".*

Outros registros sobre o problema de erosão no litoral de Pernambuco devem-se a Ferraz, estando relacionados com a construção e ampliação do Porto do Recife, responsáveis por modificações nas correntes litorâneas, que vieram a atingir 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, no município de Olinda.

Em 1953 foram encomendados estudos ao *Laboratoire Dauphinois d'Hydraulique Neyrpic* (Grenoble, França) que recomendaram a construção de 02 quebra-mares semi-submersos e 03 espigões curtos que foram construídos nas praias dos Milagres, Carmo e Farol. No entanto, o problema não foi satisfatoriamente solucionado, provocando a transferência da erosão para as praias adjacentes situadas

ao norte, tais como Bairro Novo e Casa Caiada, no município de Olinda, e Janga no município do Paulista.

Segundo Neves *et al.* (1995) 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 e, consequentemente, da ocupação da faixa de pós-praia, alterando o balanço sedimentar, decorrente do impedimentode troca de sedimentos do mar com os depósitos costeiros ali situados. Processo esse que contrastava com o setor norte de Boa Viagem, em direção à Praia do Pina, onde ocorre uma progradação acentuada.

Diante desta situação e da vulnerabilidade de diversos imóveis e estruturas de urbanização, decorreram diversas intervenções emergenciais através da implementação de várias obras de engenharia, quase sempre sem um estudo técnico-científico apropriado e que, além de não solucionarem os problemas, os transferiram para áreas adjacentes.

6.2 Cenário atual

No litoral de Pernambuco a erosão marinha é um problema ambiental complexo e verificado com maior ou menor intensidade ao longo dos seus 187km de extensão.

Vários são os fatores que têm contribuído decisivamente para este processo. Em algumas praias a erosão tem sido produto direto das intervenções antrópicas,quer seja por ocupação das áreas adjacentes à 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, ou mesmo pela construção de estruturas rígidas artificiais de proteção contra o processo erosivo, muitas vezes implantadas sem o devido conhecimento técnico.

Outras praias apresentam a instalação de processo erosivo em razão de alterações no suprimento sedimentar da praia, algumas vezes por fatores predominantemente naturais, que se dão em decorrência da presença de correntes longitudinais divergentes a partir de um mesmo setor, formando duas células de deriva litorânea, caso específico de praticamente todas as praias localizadas em baías, como ocorre, por exemplo, com 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 algáli-

cos, que respondem pela formação de feições geomorfológicas características, tais como tômbolos ou baías.

Além desses, mudanças constantes da configuração batimétrica da plataforma continental interna adjacente são responsáveis por alterações do mecanismo de sedimentação das praias, podendo, também, provocar a erosão na linha de costa, como é o caso particular da praia de Quatro Cantos, no município 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 várias causas citadas e que contribuem para o processo erosivo, a interferência antrópica é a mais atuante, uma vez que, na medida em que acelera o referido processo, não permite que as variáveis naturais encontrem o seu equilíbrio.

Porém, é muito difícil qualificar e quantificar cada um dos fatores que interagem no balanço sedimentar de uma praia, sendo, portanto, 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,quanto *offshore*, bem como, das correntes e da granulometria dos sedimentos que a formam.

Para facilitar a descrição atual das praias do litoral de Pernambuco, no que se refere as suas características sedimentológicas, tipo de litoral, nível de erosão e classificação de índices erosivos, subdividimos o litoral em litoral Norte, Sul e Zona Metropolitana de Recife.

Para entendermos e quantificarmos a situação do ponto de vista da erosão pelos quais estão passando todos os municípios costeiros de Pernambuco, foram utilizadas as seguintes conceituações:

a) **Áreas consideradas com erosão** são aquelas em que o recuo da linha de costa é mensurável e na sua trajetória provoca a regressãoda escarpa de berma, quando esta existe, ou responde pela destruição do patrimônio público e/ou privado;

b) **Áreas consideradas com estabilidade** são aquelas que naturalmente preservam os subsetores morfológicos da praia, ou seja, pós-praia, praia ou estirâncio e antepraia. Podendo também ser consideradasas áreas do litoral que apresentar estabilidade da escarpa de berma;

c) **Áreas com estabilidade por obras de engenharia costeira** são aquelas cuja estabilidade, ou preservação da posição da linha de costa, está diretamente condicionada à presença de uma obra de contenção à erosão marinha.

Essa classificação deve se limitar à orla oceânica e não às orlas lagunares ou estuarinas já que são submetidas a um regime de menor energia.

6.2.1 Litoral Norte

Neste segmento litorâneo são encontrados os municípios de Goiana e da Ilha de Itamaracá, localizados no extremo norte do Estado, fazendo fronteira com o estado da Paraíba. Nesta área as principais praias são: Carne de Vaca, Catuama e Ponta do Funil, no município de Goiana, e o município de Itamaracá, que corresponde a Ilha do mesmo nome e cujas principais praias são: Sossego, Pilar, Forno da Cal e Orange.

No município de Goiana, o estudo revelou que 8,95km (4,79% do litoral de PE) das praias encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, enquanto aproximadamente 4,97km das praias (2,65% do litoral de PE) estão estabilizadas pela presença de obras de defesa costeira, e um pequeno percentual,correspondente a 0,79km das praias (0,42% do litoral de PE), ainda se encontram com problemas erosivos de magnitude moderada,com rebaixamento do perfil praial e transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente (Carne de Vaca), além de retrogradação da linha de costa, com forte diminuição da largura da praia (Figura 09).

Em Itamaracá, foi identificado que 13,73km das praias (7,33% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, enquanto aproximadamente 1,7% das praias (3,19km do litoral de PE) estão sob processo erosivo moderado a intenso, apresentando retrogradação da linha de costa em todas elas, apresentando rebaixamento do perfil praial com transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente e, especificamente na localidade dos Quatro Cantos (praias de Pilar e Forno da Cal) com decapeamento e exposição de *beachrocks* em formações localizadas na base da escarpa de berma (Figura 09).

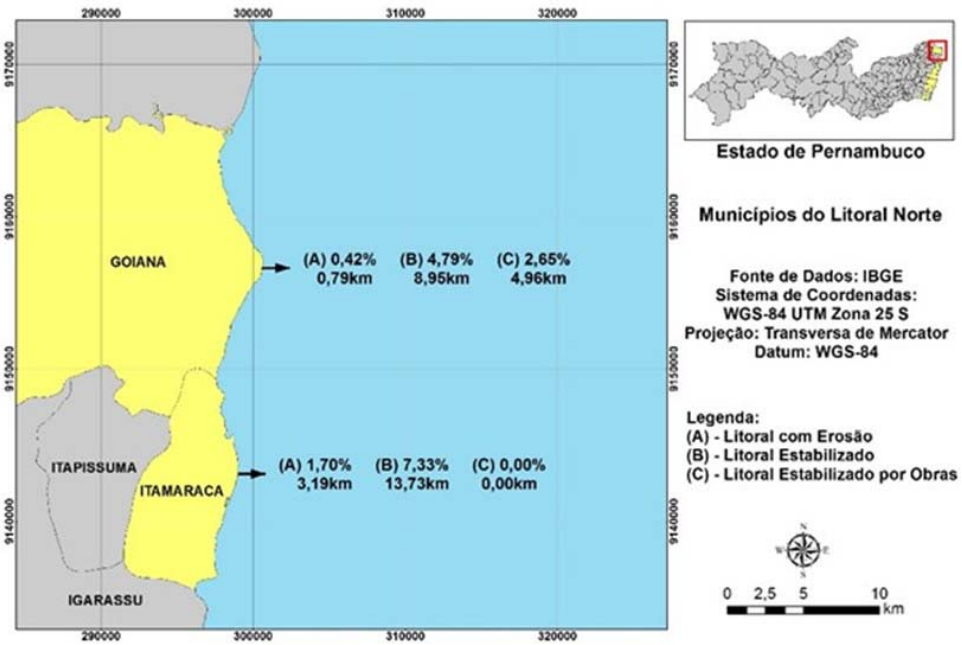


Figura 9
Mapa dos municípios do Litoral Norte de Pernambuco.

6.2.2 Litoral da Zona Metropolitana de Recife (RMR)

O Núcleo Metropolitano do Litoral Pernambucano (NMLP) abrange os municípios de Jaboatão dos Guararapes, Recife, Olinda e Paulista, limitado ao sul pela foz do rio Jaboatão (Jaboatão dos Guararapes) e ao norte pela foz do rio Timbó (Paulista).

Nesse setor, de acordo com o Censo 2010, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), encontram-se os municípios litorâneos de maior densidade demográfica da zona costeira de Pernambuco.

A grande concentração demográfica nesses quatro municípios, Paulista (3.086hab/km²), com as praias de Maria Farinha, Pau Amarelo, Janga e Conceição, Olinda (9.068hab/km²),com as praias do Istmo, Milagres, Carmo, Farol, Bairro Novo, Casa Caiada e Rio Doce, Recife (7.307 hab/km²), com as praias de Boa Viagem, Pina e Brasília Teimosa, e Jaboatão dos Guararapes (2.493Hab./km²), com as praias de Barra de Jangada Candeias e Piedade e, consequentemente, a crescente busca pela ocupação dos espaços litorâneos para a especulação imobiliária, comércio e turismo, têm se constituído em um dos principais indutores de alterações no equilíbrio sedimentar de suas praias (Figura 10).

O município de Paulista, localizado no extremo norte do NMLP, apresentou o maior percentual de faixa litorânea atingida pela instalação de processos erosivos, com cerca de3,52km de seu litoral (1,80% do litoral de PE). O estudo revelou ainda, que o litoral de Paulista possui aproximadamente 5,73km de sua extensão (3,07% do litoral de PE) estabilizada pela presença de uma grande variedade de intervenções de defesa costeira, além de contar com 5,88km de sua extensão (3,12% do litoral de PE) em estado de estabilidade.

No município de Olinda, setor norte do NMLP, o estudo revelou que 2,33% das praias (4,36km do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com aproximadamente 5,17km das praias (2,76% do litoral de PE) estabilizadas pela presença de obras de defesa da linha de costa, enquanto 0,42% de suas praias (0,79km do litoral de PE) ainda se encontram com problemas erosivos.

O estudo do comportamento erosivo da faixa litorânea de Recife, localizado no centro do NMLP, revelou que nesse setor encontra-se o segundo maior percentual de praia em estado de estabilidade com 5,65km (3,20% do litoral de PE). A erosão ao longo das praias de Recife se faz presente em 0,08km das praias (0,04%do litoral de PE), enquanto que 3,51km de suas praias (1,88% do litoral de PE) encontram-se estabilizadas em razão da presença de estruturas de proteção aderentes à linha de costa.

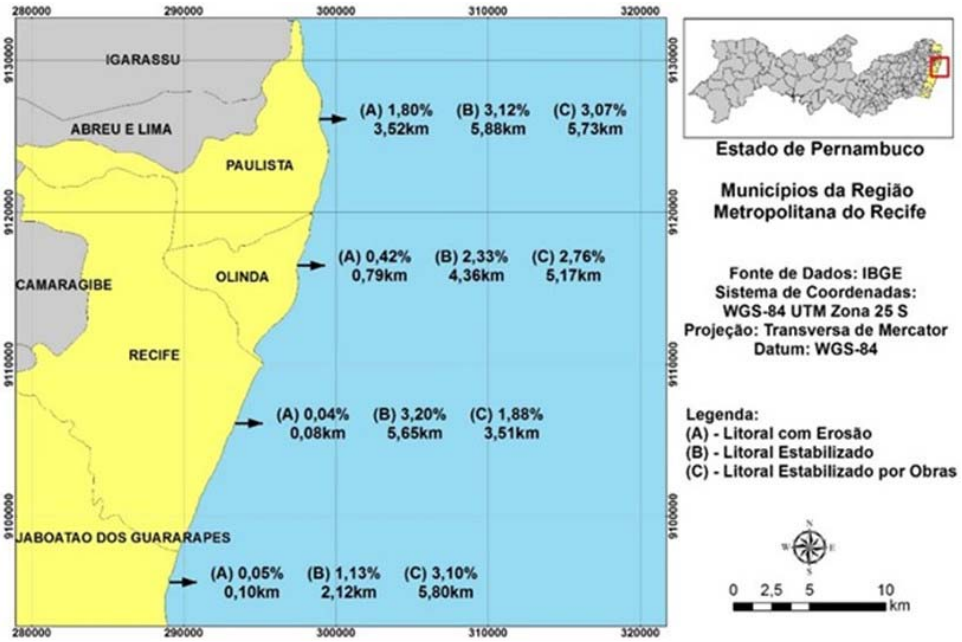


Figura 10
Mapa dos municípios do Litoral Metropolitano de Recife.

Localizado no setor sul, Jaboatão dos Guararapes apresentou, dentre os 04 municípios do NMLP, o maior percentual de praias estabilizadas por algum tipo de obra costeira com 5,80km (3,10% do litoral de PE), dos quais 4,03km se deu em razão do engordamento artificial promovido pela prefeitura do município no ano de 2013. No entanto, o estudo revelou, ainda, que o município de Jaboatão apresenta o menor percentual de praia em estado de estabilidade, com aproximadamente 1,13% do litoral de PE (2,12km), enquanto que cerca de 0,10km de suas praias (0,05% do litoral de PE) encontram-se atingidas por processos erosivos costeiros.

6.2.3 Litoral Sul

Este litoral é parte integrante dos municípios de Cabo de Santo Agostinho, Ipojuca, Sirinhaém, Tamandaré, Barreiros e São José da Coroa Grande localizado no extremo sul de Pernambuco, fazendo fronteira com o estado de Alagoas. No litoral sul, as principais praias são: Gaibú, Suape, Muro Alto, Porto de Galinhas, Maracaípe, Enseadinha, Toco Grande, Toquinho, Guadalupe, Tamandaré e São José da Coroa Grande (Figura 11).

No município de Cabo de Santo Agostinho, observou-se que 16,80km das praias (7,29% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, enquanto que 4,0km (3,83% do litoral de PE) apresenta processos erosivo e 0,27km das praias (0,14% do litoral de PE) encontra-se estável em razão da presença de obras de contenção.

No município de Ipojuca, o estudo revelou que 20,28km das praias (10,84% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, com aproximadamente 0% de praias estabilizadas pela presença de obras de defesa da linha de costa, enquanto 2,36km das praias (1,26% do litoral de PE) ainda se encontram com problemas erosivos moderado por rebaixamento do perfil praial com transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente.

No município de Sirinhaém, o estudo revelou que 10,3km das praias (5,51% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, com 0,46km das praias (aproximadamente 0,24% do litoral de PE) estabilizadas pela presença de obras de defesa da linha de costa, enquanto pequeno percentual 1,14km das praias (0,61% do litoral de PE) ainda se encontram com problemas erosivos moderado por rebaixamento do perfil praial com transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente.

No município de Tamandaré, o estudo revelou que 12,24km das praias (6,54% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, com aproximadamente 0% das praias estabilizadas pela presença de obras de defesa da linha de costa, enquanto 0,71km das praias (0,37% do litoral de PE) encontram-se com problemas erosivos moderado por rebaixamento do perfil praial com transferência de sedimentos da p-raia para a plataforma interna adjacente.

No município de Barreiros, o estudo revelou que 9,45km das praias (5,05% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, com aproximadamente 0% das praias estabilizadas pela presença de obras de defesa da linha de costa, bem como aproximadamente 0% das praias ainda se encontram com problemas erosivos moderado por rebaixamento do perfil praial com transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente.

No município de São José da Coroa Grande, o estudo revelou que 6,26km de suas praias (3,35% do litoral de PE) encontram-se em estado de estabilidade, com tendência progradante, com aproximadamente 0% das praias estabilizadas pela presença de obras de defesa da linha de costa, apresentando apenas 0,75km das praias (0,4% do litoral de PE) ainda com problemas erosivos moderados por rebaixamento do perfil praial com transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente.

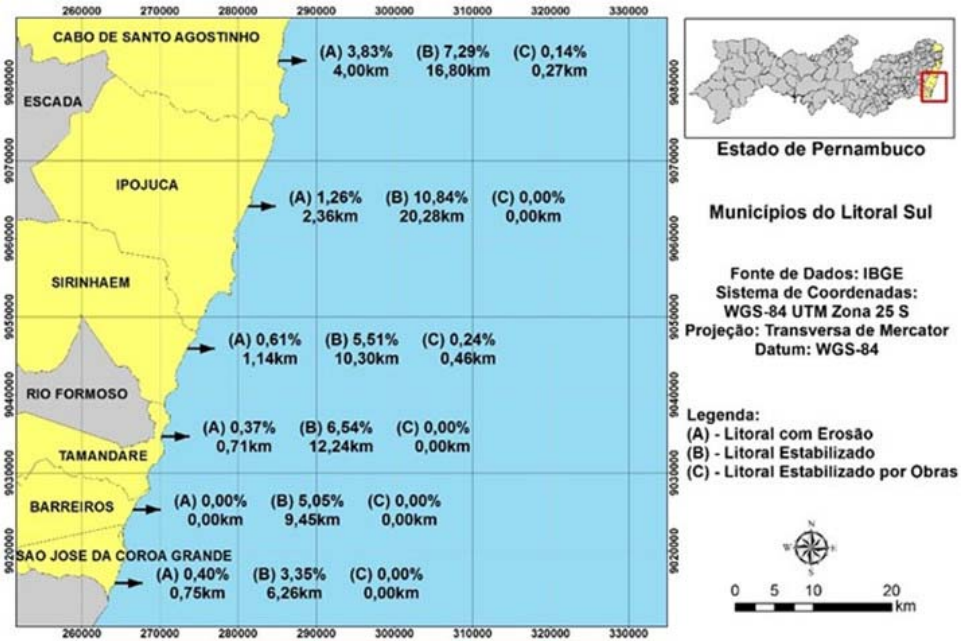


Figura 11
Mapa dos municípios do Litoral Sul de Pernambuco

7. CONCLUSÕES

O estudo do comportamento dinâmico, definindo áreas com erosão, estabilidade e estabilidade por obras de contenção da faixa litorânea de Pernambuco, conforme estabelecido conceitualmente no item 6.2 e conforme mostra a Tabela 1, revelou que esta faixa encontra-se com maior percentual de praia em estado de estabilidade com 60,36%, que corresponde a 116,046km de litoral. O município com maior percentual de estabilidade é Cabo de Santo Agostinho com 16,8km de extensão, representando 7,29% do litoral de PE.

É importante levar em consideração que nos últimos 10 anos, com a crescente demanda de trabalhos de pesquisa implementados pela UFPE, através dos Departamentos de Geologia e Oceanografia, com a maior participação dos órgãos fiscalizadores de meio ambiente do Estado, Ministério Público Federal e Estadual, bem como com a participação das próprias prefeituras dos municípios costeiros, tornou-se possível reverter o quadro de erosão das praias, que antes representava 28% equivalente a 53,0km do litoral Pernambucano, para praias com estabilidade por intervenções cientificamente adequadas.

Atualmente no litoral de Pernambuco, áreas com processo erosivo instalado, de intenso a moderado, ocorrem em 17,247km o que equivale a 10,9% do litoral.

O estudo revelou que o município com maior processo erosivo é Paulista, na RMR com 3,352km, equivalendo a 1,80% do litoral Pernambucano.

Tabela 1 - Comportamento dinâmico da faixa litorânea do estado de Pernambuco.

	MUNICIPIOS	EROSÃO		ESTÁVEL		ESTÁVEL P/ OBRAS	
		km	%	km	%	km	%
LITORAL NORTE	Goiana	0,795	0,42	8,95	4,79	4,965	2,65
	Itamaracá	3,190	1,7	13,73	7,33	0,00	0,00
LITORAL CENTRAL RMR	Paulista	3,352	1,80	5,884	3,12	5,737	3,07
	Olinda	0,796	0,42	4,366	2,33	5,171	2,76
	Recife	0,081	0,04	5,659	3,2	3,511	1,88
	Jaboatão	0,100	0,05	2,127	1,13	5,808	3,10
LITORAL SUL	Cabo Sto. Agostinho	4,00	3,83	16,8	7,29	0,27	0,14
	Ipojuca	2,36	1,26	20,28	10,84	0,00	0,00
	Sirinhaém	1,14	0,61	10,3	5,51	0,46	0,24
	Tamandaré	0,71	0,37	12,24	6,54	0,00	0,00
	Barreiros	0,00	0,00	9,45	5,05	0,00	0,00
	São José Coroa Grande	0,75	0,40	6,26	3,35	0,00	0,00
	TOTAL	17,247	10,9	116,046	60,36	39,872	21,32

Observou-se, ainda, que Paulista atualmente é o município que possui o maior índice de áreas estabilizadas em razão da presença de obras de contenção, com 5,884km equivalente a 3,12% de todo litoral .

Por vários anos a Região Metropolitana do Recife sofreu com a erosão marinha, principalmente as praias de Olinda e Paulista, onde o processo erosivo intensificou-se após a construção do Porto do Recife. É nesta área onde se concentra a maioria das estruturas rígidas para contenção do avanço do mar e consequente erosão marinha. Foram construídos enrocamentos, espigões, quebra-mares e outras obras que contribuíram para a estabilidade da praia nestas áreas.

No gráfico (Figura 12) apresenta-se a densidade demográfica (hab/km²/1000) nos diversos municípios que compõem o litoral Pernambucano, bem como, a extensão da faixa litorânea (km) de cada um desses municípios e as condições de estabilidade das praias ao longo faixa.

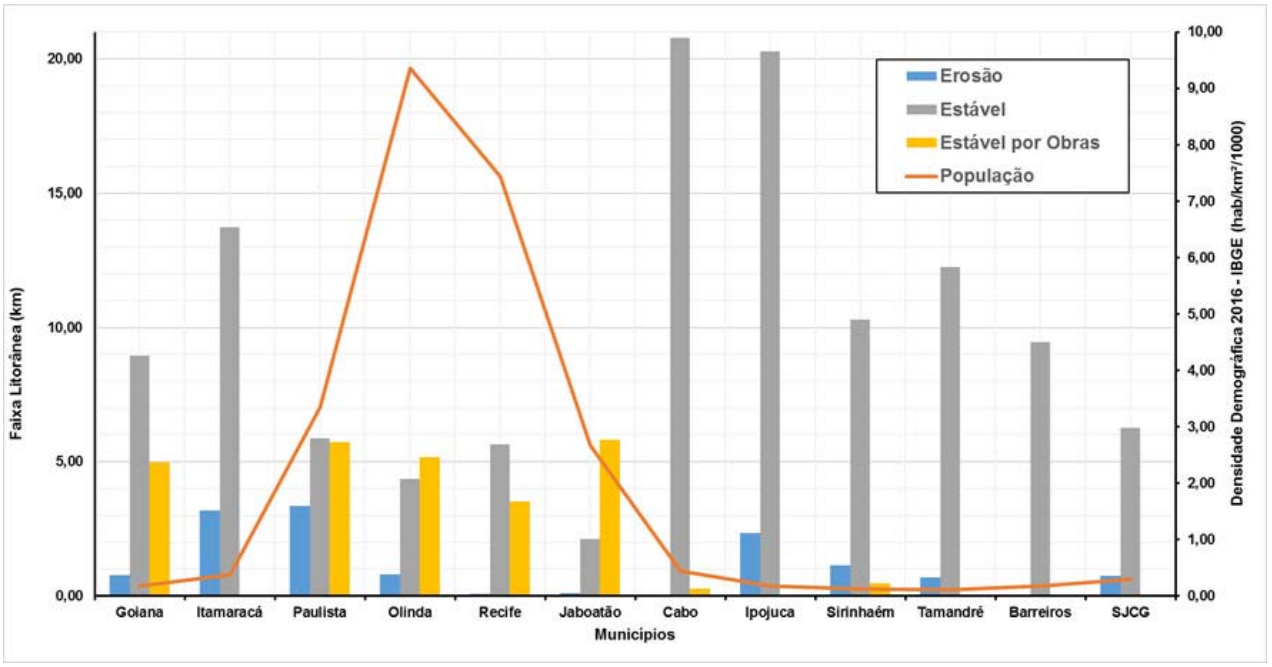


Figura 12
Gráfico de relação entre a taxa de erosão em função da densidade demográfica.

Verifica-se que, no núcleo metropolitano mais densamente ocupado, constituído pelos municípios de Jaboatão dos Guararapes, Recife, Olinda e Paulista, onde as alterações antrópicas foram mais intensas, a estabilidade natural das praias é relativamente menor e deve-se, essencialmente, à presença de obras de defesa costeira.

Por outro lado, na porção do litoral onde a densidade demográfica é baixa e a ocupação da faixa costeira dá-se principalmente pela população local e por casas de veraneio, observa-se claramente uma maior estabilidade natural das praias, e baixos índices de erosão, com exceção do município de Goiana, onde parte considerável da extensão praial é estável devido às obras de contenção.

REFERÊNCIAS

ANDRADE LIMA, D. Esboço fitoecológico de alguns "brejos" de Pernambuco. **Arquivos do Instituto de Pesquisa Agronômica de Pernambuco**, v. 8, p. 1-10. 1964.

ARAÚJO, T. C. M.; SEOANE, J. C. S.; COUTINHO, P. N. Geomorfologia da Plataforma continental de Pernambuco. In: Leça E. E.; Neumann-Leitão, S. e Costa M.F. (Eds.) **Oceanografia - Um cenário tropical**, Recife: Ed. Bagaço, 2004. 39-57 p.

BUERLEN, K. **Observações sobre a Formação Maria Farinha, Estado de Pernambuco**. [S.l.], Arquivos de Geologia, Escola de Geologia, Universidade do Recife, 1, p. 5-15. 1959.

CAMARGO, R. M. R. **Mapeamento Sonografico da Plataforma Continental Adjacente ao Municipio de Tamandaré, Pernambuco, Brasil.** Recife: Universidade Federal de Pernambuco, CTG. 2005. Dissertação de Mestrado.

CHAVES, N. S. **Mapeamento Geológico Costeiro do Estado de Pernambuco (Praia de Porto de Galinhas – Praia de Guadalupe).** Recife: UFPE.CT.Depto. de Geologia. 1991. 95 p.

COBRA, R. Q. **Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho**. Belo Horizonte: Faculdade de Filosofia/UFMG. 1960. 70 p. Tese de Doutorado.

CONTI, J. B. Considerações sobre as mudanças climáticas globais. **Revista GEOUSP**, São Paulo, n. 16, p. 70-75, 2000.

COSTA, M. P. A.; ALVES, E. C.; COSTA, E. A. Sismo-estratigrafia da porção da bacia oceânica do Brasil adjacente ao platô de Pernambuco e suas relações com o platô e a Bacia Pernambuco-Paraíba. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2. **Anais.** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, v. 2, 1991. p. 650-655.

COUTINHO et al. Coastal Quaternary of Pernambuco, Brazil. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14., Recife, **Abstarcts**, D-31, Recife: [s.n.]. 1994

COUTINHO, P. N. **Geologia Marinha da Plataforma Continental.** Alagoas - Sergipe. Recife: Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociência, Universidade Federal de Pernambuco. 1976. 119 p. Tese (Livre Docência).

DARWIN, C. **The Voyage of The Beagle**, [S.l.]: Library: Historical Documents Copyright © Internet Infidels, 1909. p. 1995-2005.

DOMINGUEZ, J. M. L. et al. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 20, p. 208-215. 1990.

FINEP/UFPE. Monitoramento Ambiental Integrado - MAI-PE. **RelatórioTécnico**, [S.l.], v. 383 p. 58. 2008.

GLOSSÁRIO DO INTERGOVERNAMENTAL PANEL FOR CLIMATE CHANGE - IPCC, **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation.** A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker. 2012.

GOURLAY, M. R. **Beach and dune tests.** Delft, NL: Delft Hydraulics laboratory, Report M935/M936, 1968.

HAYES, M. O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: S.P. Leatherman (ed.), **Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico**, New York, USA: Academic Press, 1979. p. 1-27, (ISBN:9780124402607).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo 2010**. Disponível em: <http://censo2010.ibge.gov.br/>

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>

KEMPF, M. **A plataforma continental de Pernambuco (Brasil):** nota preliminar sobre a natureza do fundo. [S.l.]: Universidade Federal de Pernambuco, 1967/69. 9/11: 111-119 p. Trabalhos Oceanográficos

MABESOONE, J. M. Origin and Age of the sandstone reffs of Pernambuco (northeastern **Brasil. Journ. Sedim.**, [S.l.], v. 34(4), 715-726 p. 1964.

MACEDO, R. J. A. Caracterização morfodinâmica e geoambiental da praia de Maracaípe, Ipojuca, PE. Recife: Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 2010. 143 p. Dissertação de Mestrado.

MANSO, V. A. V.; CORREIA, I. C. S.; GUERRA, N. C. **Morfologia e Sedimentologia da Plataforma Continental Interna entre as Praias Porto de Galinhas e Campos - Litoral Sul de Pernambuco, Brasil**. Pesquisa em Geociências, Porto Alegre (RS): v. 30, n. 2, p. 17-25. 2003.

MANSO, V. A. V. et al. Sedimentologia da plataforma continental. In: LEÇA, E.; LEITÃO, S. N. COSTA, M. F, **Oceanografia um cenário tropical**. Recife: Universidade Federal de Pernambuco - Departamento de Oceanografia. 2004.

MANSO, V. A. V. et al. **Estudo da Erosão Marinha na Praia da Boa Viagem.** Recife: Convênio EMLURB/FADE/LGGM/UFPE, 1995. 106 p. Relatório técnico.

MANSO, V. A. V. et al. Sedimentologia da Plataforma Continental entre Aracaju (SE) e Maceió (AL). **Anais da Academia Brasileira de Ciências.** 1997.

MC-ONDAS/NE. Disponível em: <http://www.ondasne.com.br>

MELLO, J. A. G. **Tempo dos flamengos: influência da ocupação holandesa na vida e na cultura do norte do Brasil.** [S.l.]: Topbooks. 2001. ISBN 85-7475-035-2.

NEVES, C. F.; MUEHE. D. Potential impact of sea-level rise on the metropolitan region of Recife, Brazil. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale, Fla, 1995.

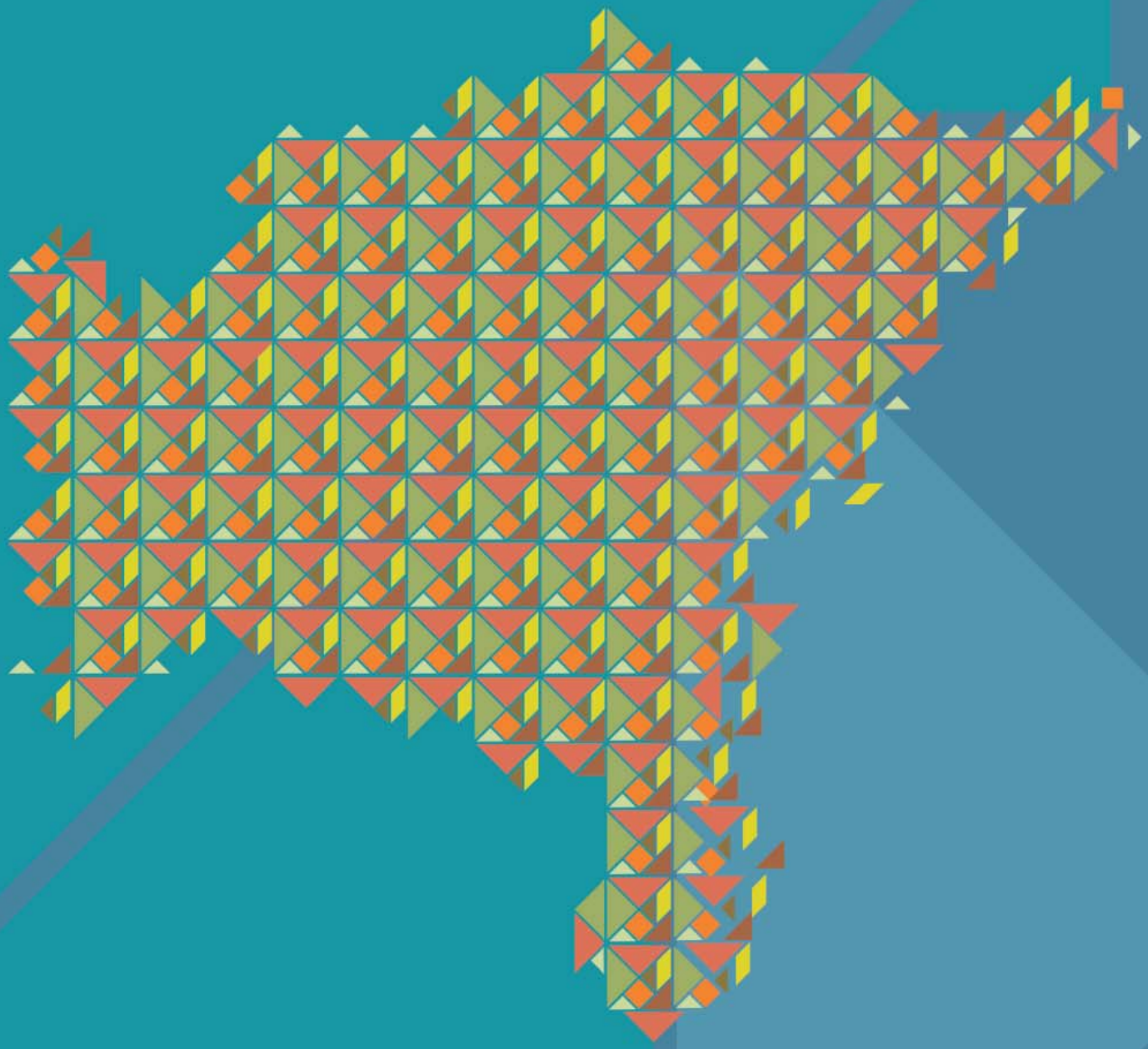
PEDROSA, F. J. A. Aspectos da evolução da linha de costa e da paisagem litorânea do município de Olinda entre 1915 e 2004: evidências do tecnógeno em Pernambuco. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. 175 p. 2007.

PROCOSTA, **Processos Erosivos na Costa dos municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes, Pernambuco, Brasil**, Recife-PE, Brasil: Ministério da Ciência e Tecnologia - MCT, 2010. 153 p. MCT/UFPE Relatório Final.

RAND. H. M. **Estudos Geofísicos na Faixa Litorânea sul de Recife**. [S.l.]: UFPE Departamento de Engenharia de Minas. 1976. 101 p. TESE (Livre Docente).

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Folha Sirinhaém**. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/>.

SUDENE. **Nordeste, Cidadania e Desenvolvimento - esboço de uma política regional.** Recife: SUDENE, 1993.



José Maria Landim Dominguez
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – UFBA

Junia Kacenelenbogen Guimarães
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – UFBA

Abílio Carlos da Silva Pinto Bittencourt
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – UFBA

ALAGOAS, SERGIPE E BAHIA

RESUMO

Este trabalho apresenta uma síntese do comportamento da linha de costa dos estados de Alagoas, Sergipe e Bahia. No intuito de evitar a proliferação de informações que podem rapidamente se mostrar desatualizadas, nossa abordagem consistiu em destacar os trechos onde a dinâmica local pode significativamente alterar a posição da linha de costa em períodos curtos de tempo. A linha de costa foi segmentada em 11 categorias: (i) Delta fluvial - erosão, (ii) Delta fluvial – progradação, (iii) Delta de maré - erosão/progradação, (iv) Delta de maré - erosão nas margens internas dos canais associados, (v) Cabo arenoso – progradação, (vi) Cabo arenoso - erosão, (vii) Influência humana – erosão, (viii) Influência humana - progradação,(ix) aparente "equilíbrio", (x) Falésias ativas, e (xi) Erosão – tendência de longo prazo. Um total de 1450km de linha de costa foram analisados, assim distribuídos: Alagoas (267km), Sergipe (174km) e Bahia (1009km). Sugere-se que para os trechos em que a linha de costa apresenta uma elevada variabilidade como aqueles associados a desembocaduras fluviais (deltas fluviais e de maré e canais de maré), a ocupação seja evitada, ou até mesmo proibida. Estas áreas são intrinsecamente muito dinâmicas e na maior parte das vezes é muito difícil se prever o comportamento futuro, principalmente para escalas de tempo mais dilatadas. Para os trechos afastados destas áreas de maior dinamicidade o estabelecimento de faixas de recuo *non-aedificandi* minimizaria em grande parte os problemas futuros de erosão.

ABSTRACT

This work presents a synthesis of the behavior of the coastline of the states of Alagoas, Sergipe and Bahia. In order to avoid the proliferation of information that may quickly become out of date, our approach consisted of highlighting the stretches where local dynamics can significantly change the position of the coastline in short periods of time. The coastline was segmented into 11 categories: (i) River delta - erosion, (ii) River delta - progradation, (iii) Tidal delta - erosion / progradation, (iv) Tidal delta - erosion at inner margins, (v) Sandy cape –progradation, (vi) Sandy cape - erosion, (vii) Human influence - erosion, (viii) Human influence - progression, (ix) apparent "equilibrium", (x) Active cliffs, and (xi) Erosion - long-term trend. A total of 1450km of coastline were analyzed, distributed as follows: Alagoas (267km), Sergipe (174km) and Bahia (1009km). It is suggested that for the stretches where the coastline present a

high variability such as those associated with river mouths (river deltas and tides and tidal channels), occupation should be avoided or even prohibited. These areas are intrinsically very dynamic and most often it is very difficult to predict future behavior, especially for longer time scales. For those sectors located distant from these more dynamic areas, the establishment of "non-aedificandi" setup zones would greatly minimize future erosion problems.

1. INTRODUÇÃO

A linha de costa é uma feição extremamente dinâmica, que continuamente se ajusta às mudanças no clima de ondas, no balanço de sedimentos, no nível do mar, ou como resultado de obras de engenharia. Estas mudanças ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais. Desta forma não faz sentido classificar o comportamento da linha de costa em categorias discretas (por exemplo: erosão, progradação, equilíbrio), sem que esta categorização esteja acompanhada pela informação do intervalo temporal para a qual se aplica. Assim por exemplo, no capítulo referente ao Estado da Bahia, na primeira edição do volume Erosão e Progradação na Costa do Brasil (Muehe 2006) trechos que haviam sido classificados como em erosão ou progradação (período de análise 1960-2000), exibiram, mesmo antes da publicação daquele volume, mudanças no seu comportamento (Figura 1). No intuito de evitar a proliferação de informações que podem rapidamente se mostrar desatualizadas, o que pode contribuir para gerar insegurança por parte dos usuários do presente texto tais como proprietários, gestores públicos, imprensa etc, nesta edição nossa abordagem consistiu em destacar os trechos onde a dinâmica local pode significativamente alterar a posição da linha de costa em períodos curtos de tempo.

Vários autores tentam fazer avançar uma narrativa de que, nos últimos anos, ocorreu um incremento nos trechos de linha de costa sob erosão, cuja causalidade estaria associada à subida do nível do mar nas últimas décadas (Alejandra *et al.*, 2017, Dean & Houston, 2016, Day, C. 2004, Evans, 2004, Leatherman, Zhang, Douglas, 2000).

Embora uma elevação do nível do mar possa causar erosão da linha de costa, como a magnitude desta subida nas últimas décadas foi pequena, da ordem de 3.4mm/ano (Beckley *et al.*, 2010), seus efeitos mais palpáveis, provavelmente só se farão sentir após algumas décadas.

Figura 1
Praia na cidade de Prado (sul da Bahia) em dois momentos distintos: 1999 (A) e 2010 (B) exemplificando o caráter dinâmico do comportamento da linha de costa. Foto: José Maria Landim Dominguez.



Outros processos, a serem discutidos neste capítulo, a exemplo da dinâmica dos deltas fluviais, deltas de maré, ou ainda algumas intervenções antrópicas, podem resultar em modificações expressivas da posição da linha de costa (erosão ou progradação) cuja magnitude é consideravelmente maior do que aquela associada a uma subida do nível do mar, dificultando deste modo, a identificação dos efeitos desta subida em uma análise de curto prazo.

Assim como o fator subida do nível do mar não pode ser adequadamente discriminado na análise realizada neste trabalho, que abarca as mudanças verificadas na posição da linha de costa nos últimos 10 anos, supomos que estas mudanças estão necessariamente associadas aos processos de transporte e deposição de sedimentos, sejam naturais ou decorrentes de interferências humanas (portos e barragens, por exemplo).

Também, é preciso ter em mente que, à exceção da erosão causada por uma subida do nível do mar, que resulta em trocas transversais permanentes entre a praia, a antepraia e o pós-praia, como resultado da aplicação da regra de Bruun (Bruun, 1962), a erosão não faz desaparecer os sedimentos. Dessa forma, se algum trecho de linha de costa experimenta erosão, os sedimentos erodidos serão transportados para os trechos adjacentes, que assim devem experimentar progradação ou recuperação de processos erosivos anteriores.

Finalmente é preciso lembrar que a linha de costa sempre tenderá a se ajustar às mudanças no clima de ondas (frequência direcional e altura de onda) local. Uma mudança na frequência direcional das ondas resulta na rotação da linha de costa, na procura de alcançar uma nova configuração de equilíbrio em que o transporte líquido se iguale a zero (Turkia *et al.,* 2013). De outro lado, ressacas podem provocar um recuo instantâneo da linha de costa, em decorrência de trocas transversais de sedimento (Dean 1977, Bruun, 1954). Esta perda instantânea, porém, não é irreversível, e o perfil praial irá se recuperar com o retorno das condições de tempo bom. Esses processos imprimem uma variabilidade natural ao ambiente praial, que podem ser percebidos mesmo em curtos intervalos temporais.

2. CARACTERIZAÇÃO DOS AGENTES COSTEIROS DA ÁREA DE ESTUDO

Os estados de Alagoas, Sergipe e Bahia (Figura 2) caracterizam-se por um regime de micro-maré superior semi-diurna, com altura na sizígia em torno de 2m (Dominguez 2009).

Os padrões de ventos no Atlântico Sul são controlados pelo centro de alta pressão do Atlântico Sul e pela posição da Zona de Convergência Intertropical, bem como pela entrada de frentes-frias. Todos esses sistemas apresentam variações sazonais de posicionamento, alterando o sentido dos ventos conforme a estação do ano (Nimer, 1989; Martin *et al.*, 1998; Pezzi e Souza, 2009).

As mudanças sazonais nos padrões de ventos originam ondas de nordeste, leste e sudeste na região, com alturas médias entre 1 e 2m. As ondas, por sua vez, originam a deriva litorânea, outro importante agente geomorfológico na zona costeira dessa região, e que em alguns segmentos da linha de costa apresentam sentidos opostos em diferentes épocas do ano, por serem controlados pela sazonalidade das ondas (Andrade *et al.*, 2003; Martin *et al.*, 1998; Guimarães 2010).

Além da maré, das ondas e da deriva litorânea, os rios representam um importante papel geomorfológico na zona costeira, com destaque para os dois maiores rios que deságuam na região: São Francisco e Jequitinhonha. Os demais rios drenam pequenas bacias e não apresentam nem importantes vazões, nem tampouco grandes aportes sedimentares (Bernal, 2016). Essa situação de pequeno aporte fluvial se evidencia sobretudo no estado de Alagoas, ao norte do delta do rio São Francisco, e no sul do Estado da Bahia, regiões onde são marcantes a presença de falésias ativas e de recifes de coral bordejando a linha de costa.



Figura 2
A area de estudo inclui os estados da Bahia, Sergipe e Alagoas

3. MÉTODOS

Para a avaliação do comportamento de curto prazo da linha de costa dos estados de Alagoas, Sergipe e Bahia (Figura 2) comparou-se a linha de costa em dois cenários, um mais antigo referente ao período de 2001 a 2003 e outro mais recente, referente aos anos de 2016 a 2017. Em todos os casos a avaliação envolveu um intervalo temporal de pelo menos dez anos.

Imagens Landsat 8, para os anos 2016/2017 disponibilizadas no portal https://earthexplorer.usgs.gov foram inicialmente utilizadas para traçar a posição da linha de costa mais recente. Inicialmente foi feita a composição das bandas 3, 4 e 5, com pixel de 30m, e depois a fusão da imagem produzida com a banda pancromática com pixel de 15m.

Nesta imagem resultante foi traçada, no aplicativo ArcGis 10®, a posição do contato entre a praia seca e a praia molhada, mantendo-se uma escala fixa de visualização no monitor de 1:10.000 (Figura 3). A resolução espacial das imagens somada à variação da posição do nível do mar devida às marés introduz um erro no traçado da posição da linha de costa de mais ou menos 30m. Deste modo foi aplicado um *buffer* de 30 metros no entorno da linha de costa originalmente mapeada, obtendo-se uma faixa com largura de 60m, no interior da qual a linha de costa estará posicionada. Posteriormente, a linha de costa mapeada foi comparada com a linha de costa em imagens do satélite Landsat 7, obtidas no mesmo portal, relativas ao período 2001-2003. Foram então identificados os trechos onde a posição de linha de costa variou (erosão/progradação) ou manteve-se aparentemente em "equilíbrio".

Para os casos em que se verificou erosão ou progradação, procurou-se identificar os processos responsáveis pela alta dinamicidade verificada. Os processos identificados foram aqueles associados à (i) presença de deltas fluviais, (ii) presença de deltas de marés, (iii) presença de cabos arenosos, (iv) erosão em margem interna de canais, e (v) ocorrência de interferência antrópica, como construção de portos.

Para os casos em que a linha de costa manteve-se em aparente "equilíbrio"foi feita uma inspeção das imagens de alta resolução históricas disponibilizadas no Google Earth®. Estes trechos foram categorizados como em aparente "equilíbrio". Esta categoria designa aqueles segmentos de linha de costa afastados das regiões onde a dinâmica sedimentar é mais ativa, para os quais não se verificou mudança observável ou significativa nos últimos 10 anos, dentro das limitações impostas pela escala de nossa análise. O uso deste termo, não significa que não tenham ocorrido mudanças na posição da linha de costa, mas sim que essas mudanças estão associadas a pequenas variações no clima de ondas local, próprias da dinâ-



Figura 3
Limite entre a praia seca e a praia molhada (linha preta) sobreposta à imagem LANDSAT 8. Este foi o critério utilizado para mapear a posição da linha de costa.

mica sedimentar de uma praia. Como já discutido na Introdução, devido à nossa avaliação ser de curto prazo, não é possível atribuir as mudanças verificadas à influência de variações do nível do mar, já que as mesmas são de difícil mensuração na escala espaço-temporal de análise (10 anos). De outro lado, há também que se considerar que estas pequenas variações na posição da linha de costa não podem ser consideradas definitivas, e devem ser sempre analisadas dentro de um intervalo temporal definido.

Na categoria de aparente "equilíbrio" também foram enquadradas as linhas de costa intensamente urbanizadas. Nestas áreas, como já apontado por alguns autores (UFPE 2009) a erosão é mais aparente que verdadeira, visto que resulta de práticas de ocupação, hoje condenadas, que avançaram sobre a faixa de mobilidade natural da linha de costa.

Finalmente foram ainda identificados os segmentos de linha de costa com erosão de longo prazo, que foram divididos em duas categorias: falésias ativas e erosão em planície costeira.

Dessa forma, considerando-se todos os processos mencionados, optou-se por segmentar a linha de costa em onze categorias: (i) Delta fluvial - erosão, (ii) Delta fluvial – progradação, (iii) Delta de maré - erosão/progradação, (iv) Delta de maré - erosão nas margens internas dos canais associados, (v) Cabo arenoso –progradação, (vi) Cabo arenoso - erosão, (vii) Influência humana – erosão, (viii) Influência humana - progradação,(ix) aparente "equilíbrio", (x) Falésias ativas, e (xi) Erosão – tendência de longo prazo.

Dessas categorias, apenas "falésias ativas" e "erosão" designam trechos com tendência de erosão a longo prazo; todas as demais categorias utilizadas referem-se à avaliação de curto prazo (últimos dez anos).

4. RESULTADOS

A segmentação da linha de costa nas onze categorias listadas acima está apresentada nas Figuras 4 a 14.

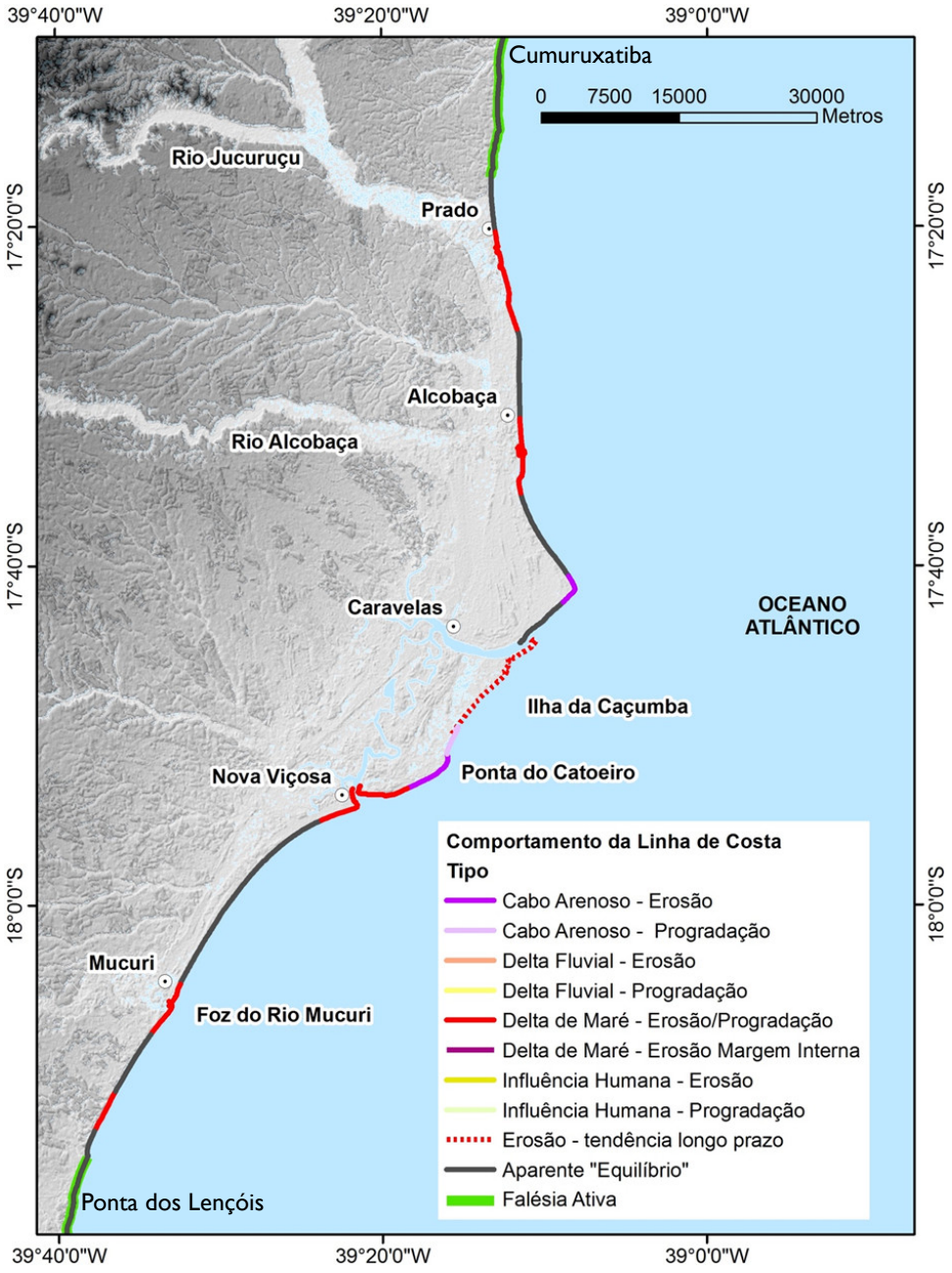


Figura 4
Comportamento da linha de costa para o trecho Ponta dos Lençóis-Cumuruxatiba na costa sul do Estado da Bahia.

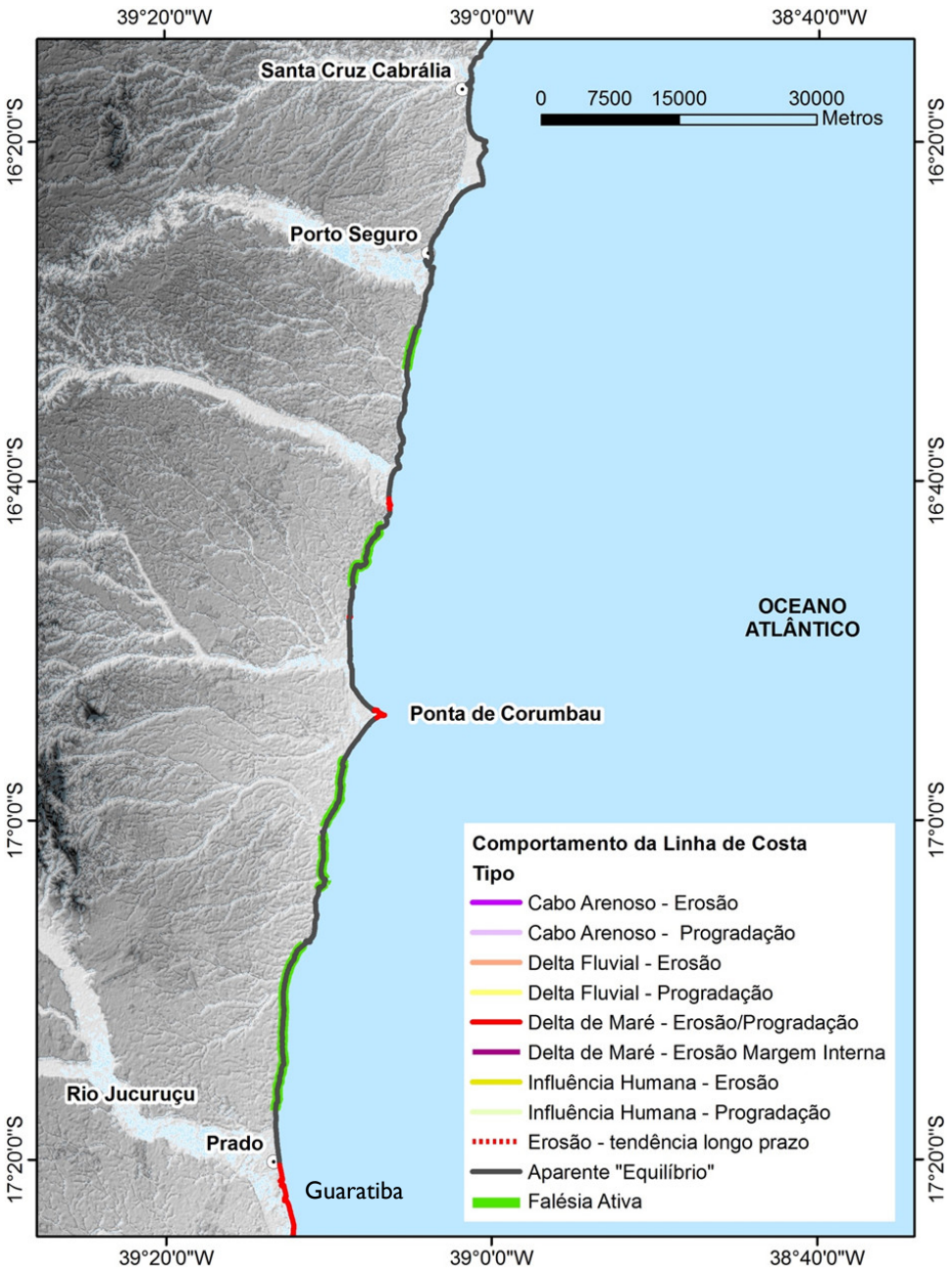


Figura 5
Comportamento da linha de costa para o trecho Prado – Santa Cruz Cabrália, nacosta sul do Estado da Bahia.

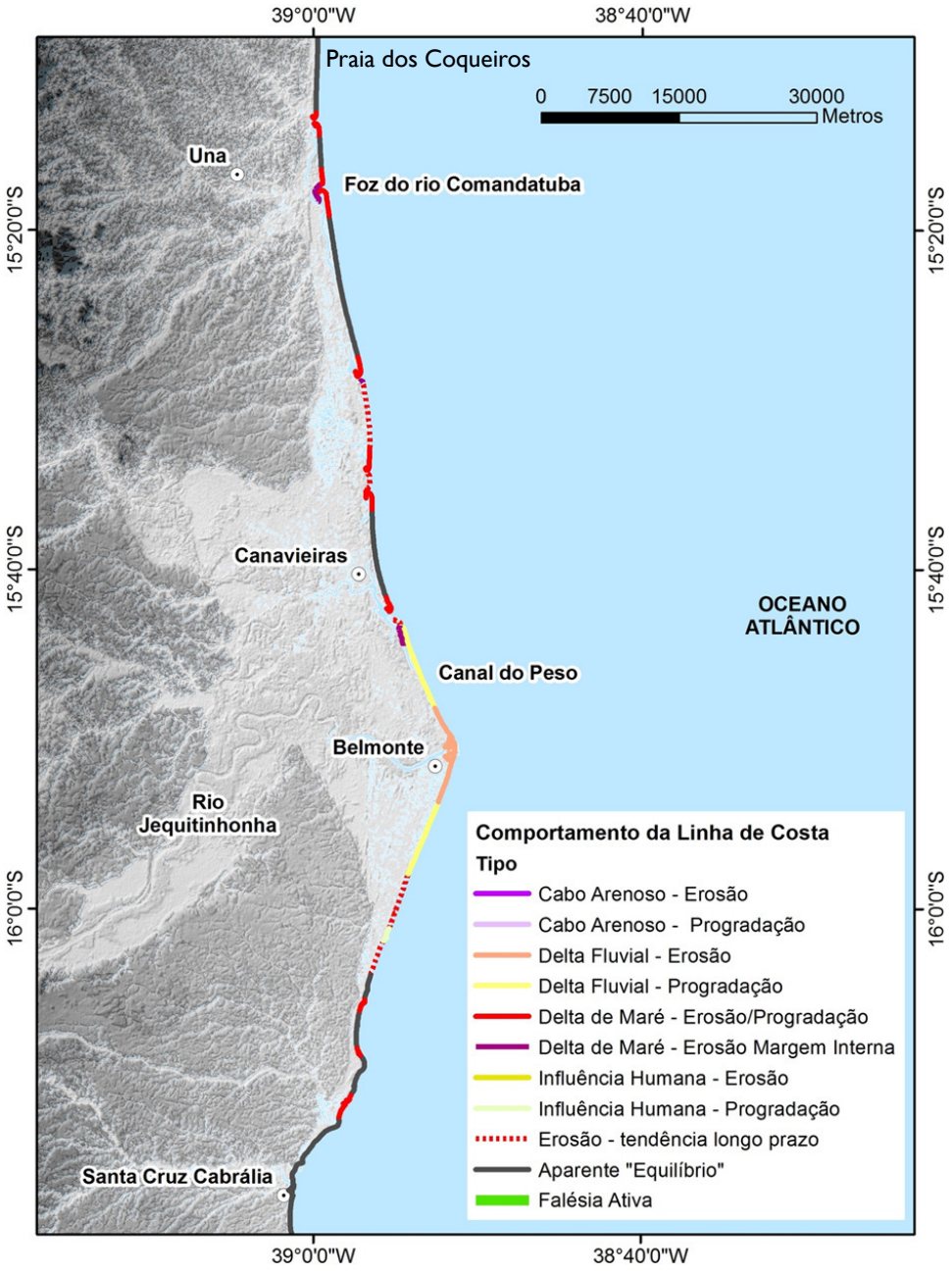


Figura 6
Comportamento da linha de costa para o trecho Santa Cruz Cabrália – Una na costa sul do Estado da Bahia.

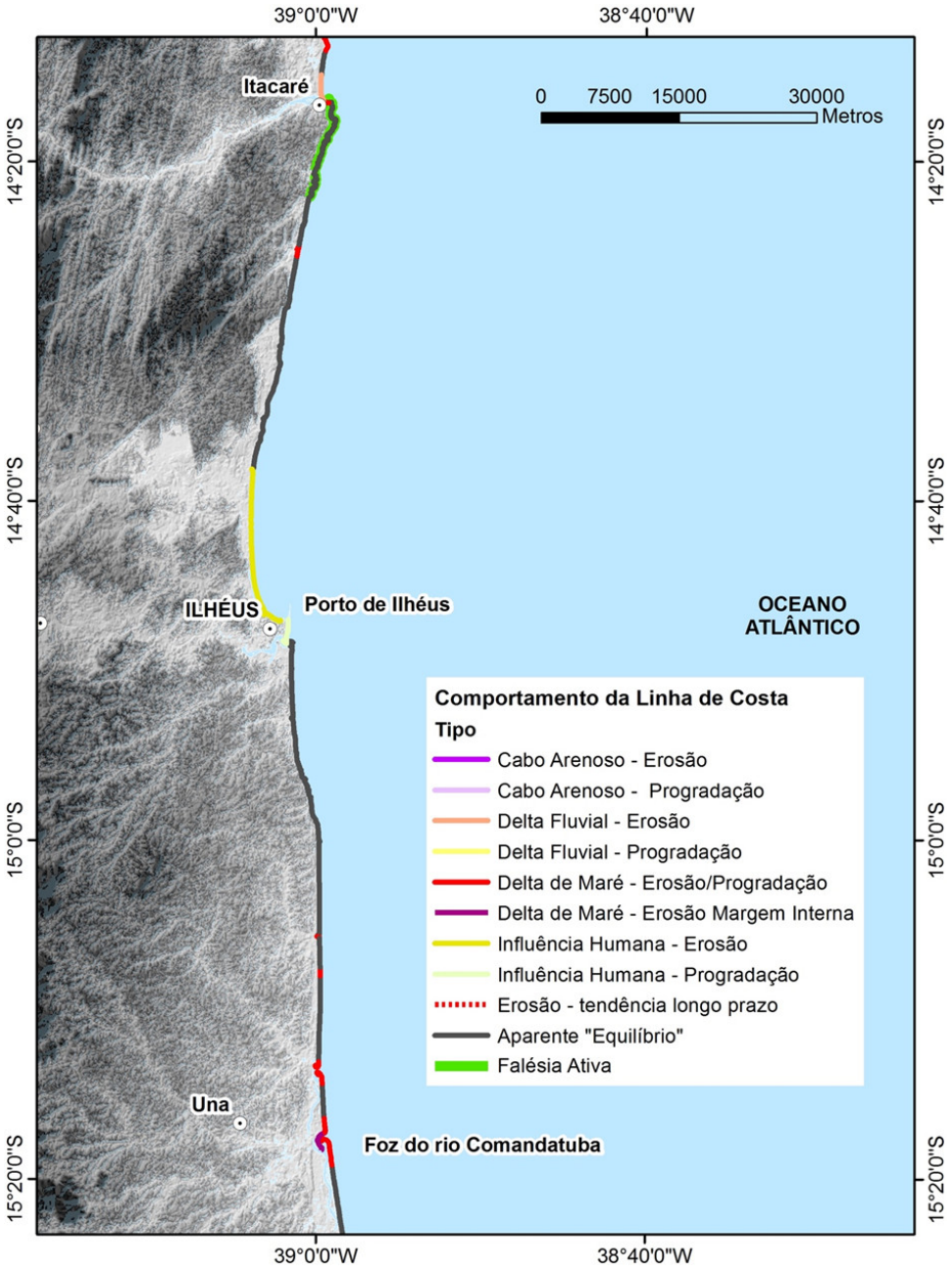


Figura 7
Comportamento da linha de costa para o trecho Una – Itacaré, na costa sul do Estado da Bahia.

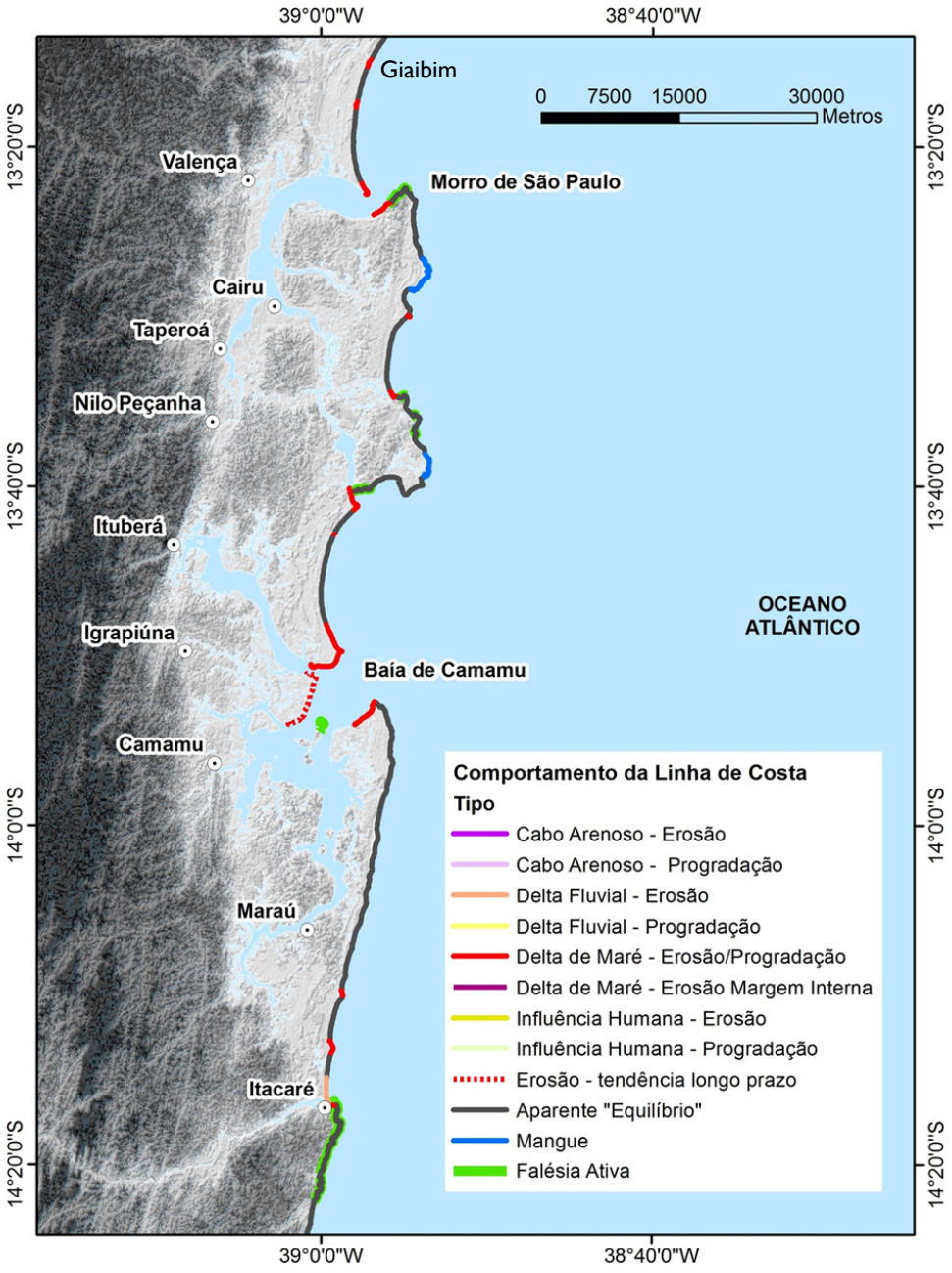


Figura 8
Comportamento da linha de costa para o trecho Itacaré – Valença, na costa central do Estado da Bahia.

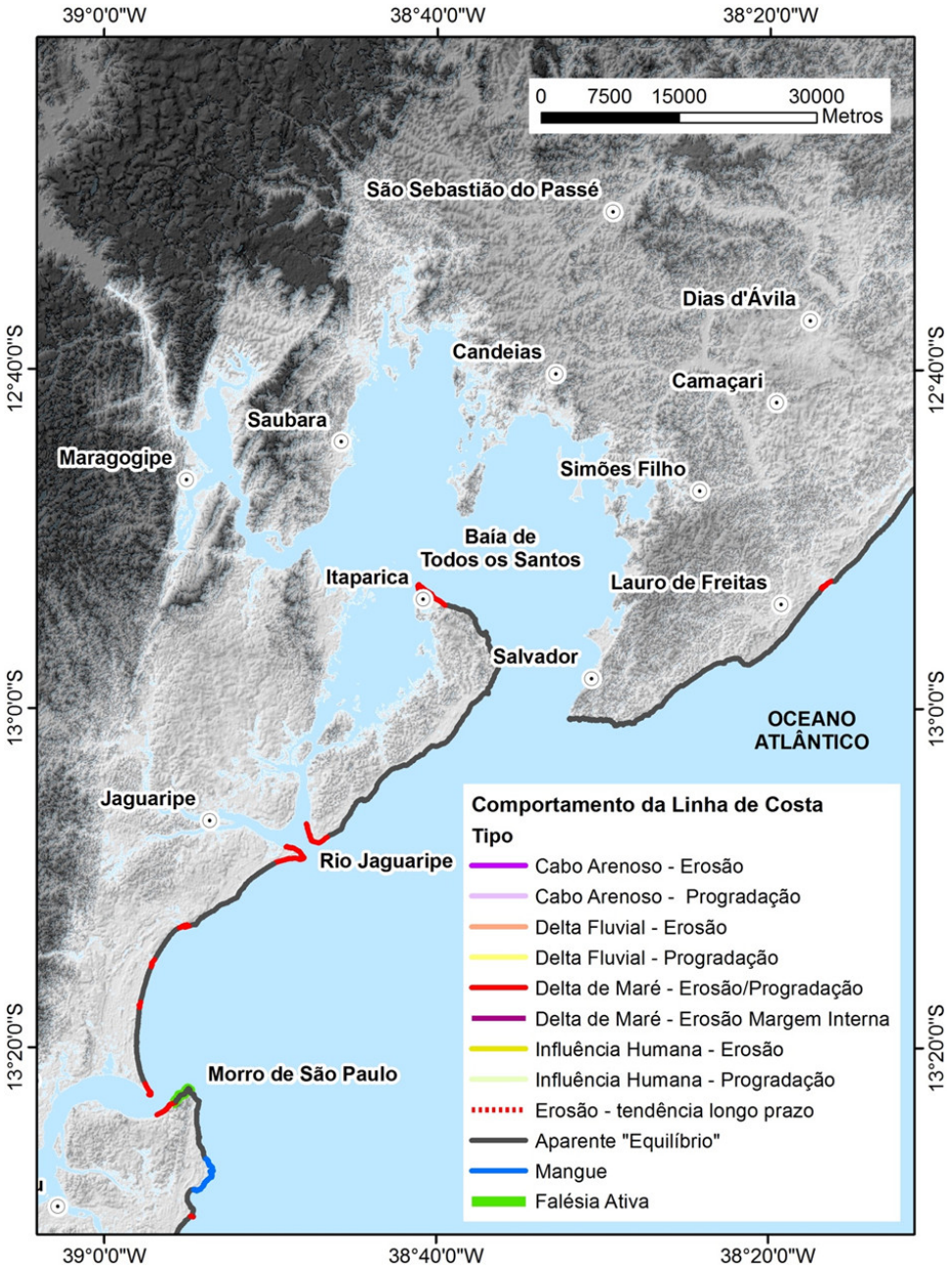


Figura 9
Comportamento da linha de costa para o trecho Valença – Lauro de Freitas, na costa central do Estado da Bahia.

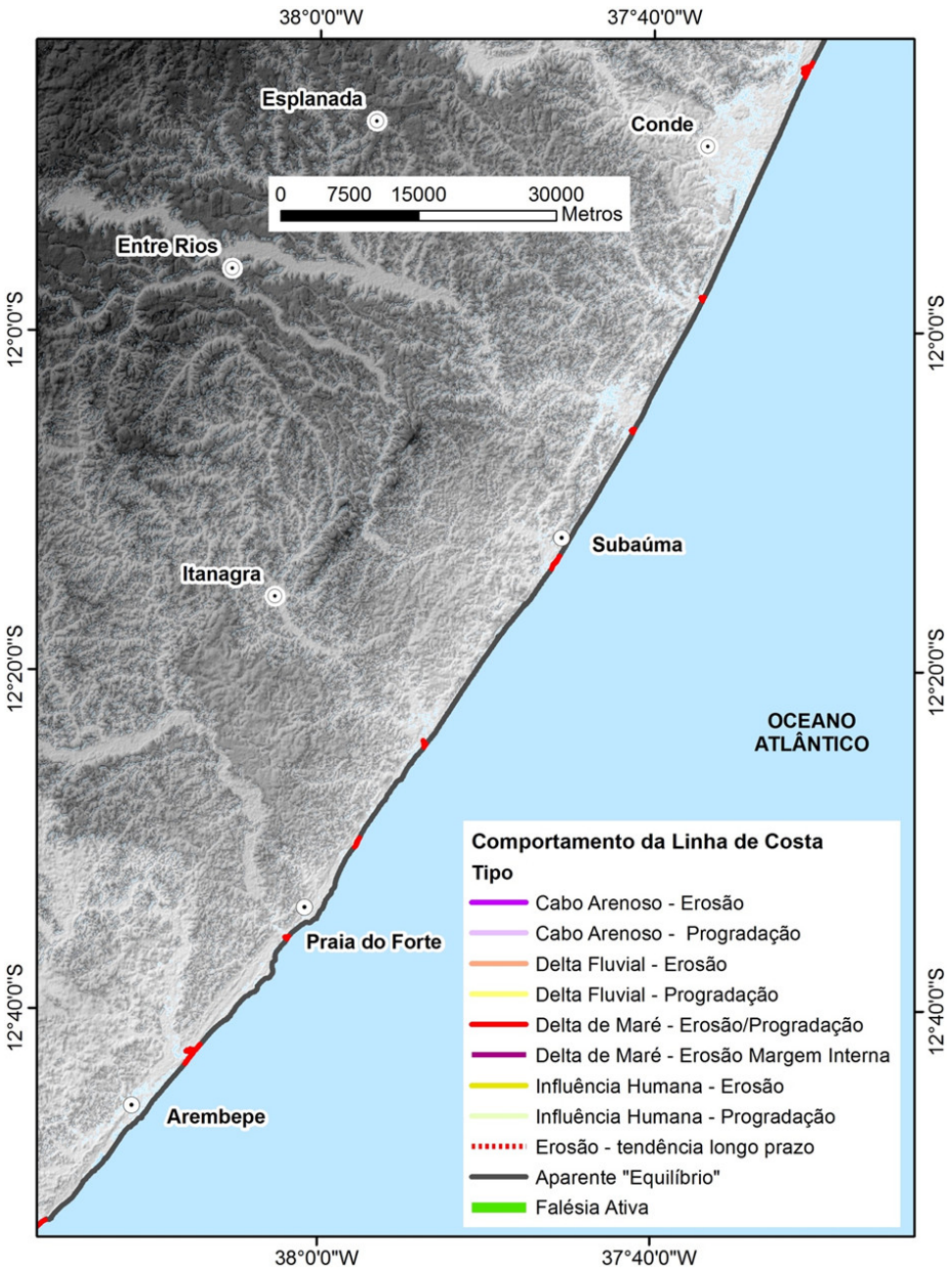


Figura 10
Comportamento da linha de costa para o trecho Arembepe – Conde, na costa norte do Estado da Bahia.

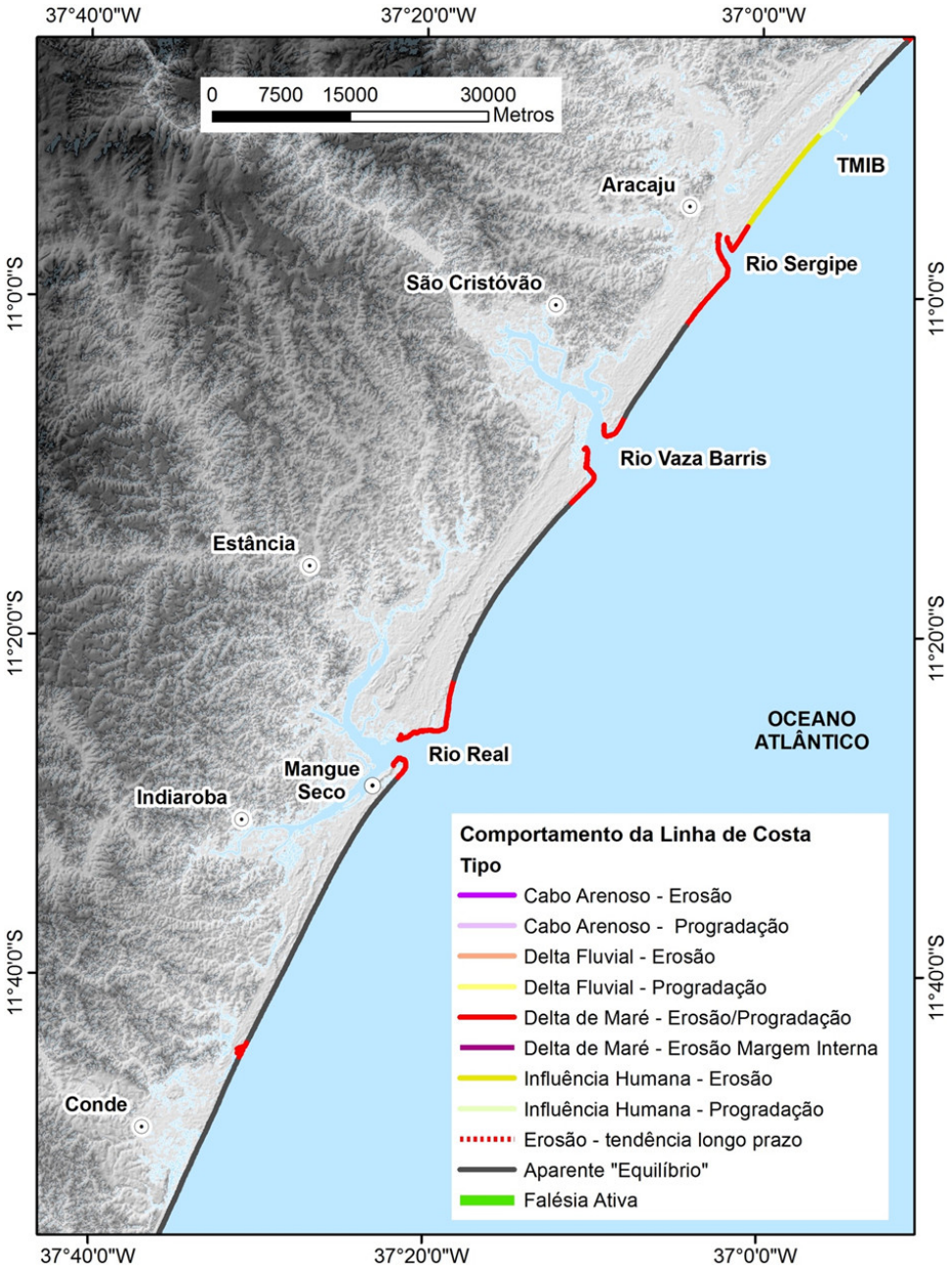


Figura 11
Comportamento da linha de costa para o trecho Conde (BA) – Aracajú (SE), na costa norte do Estado da Bahia e sul do Estado de Sergipe.

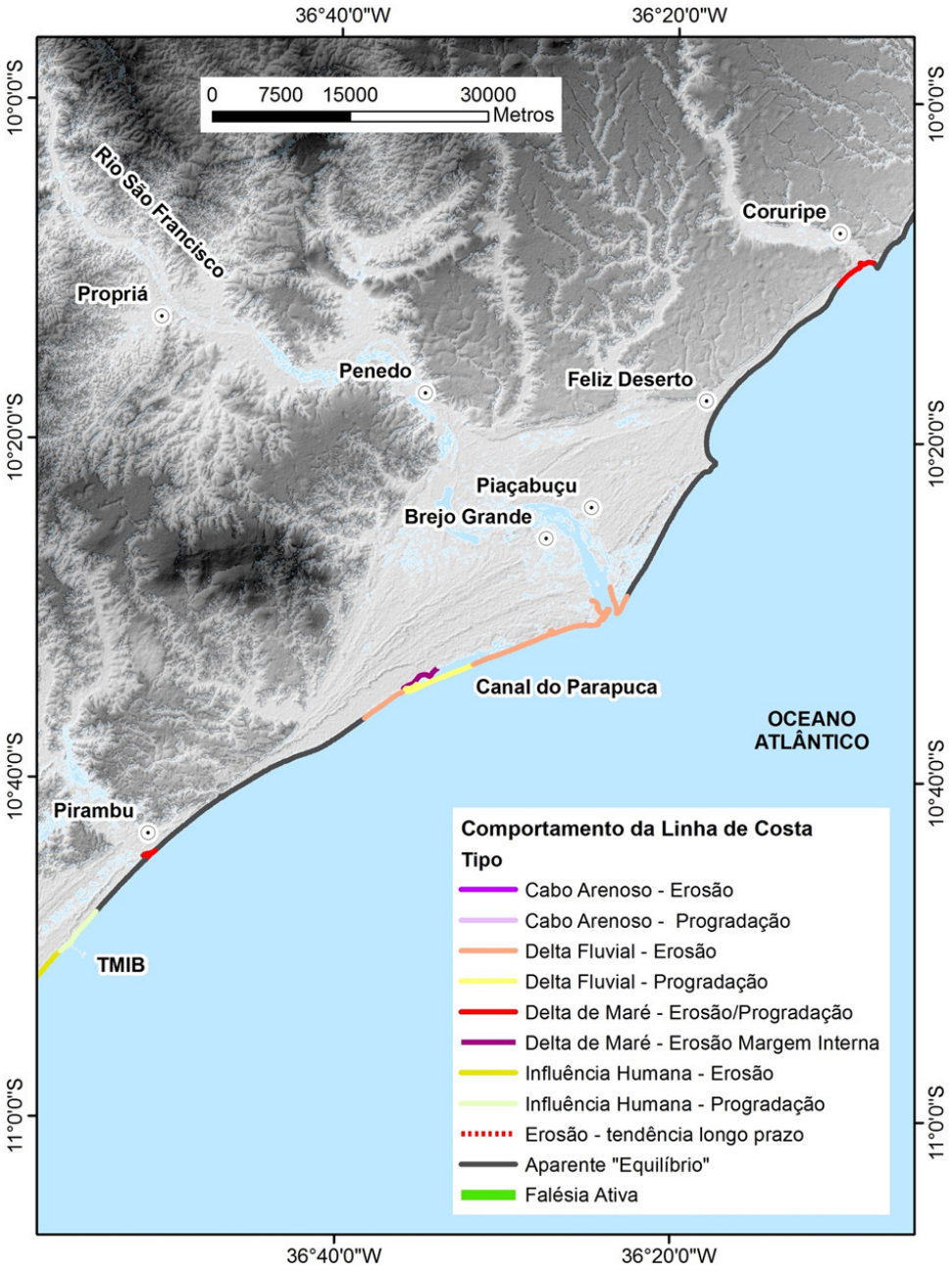


Figura 12
Comportamento da linha de costa para o trecho Pirambu (SE) – Coruripe (AL), na costa norte do Estado de Sergipe e sul do Estado de Alagoas.

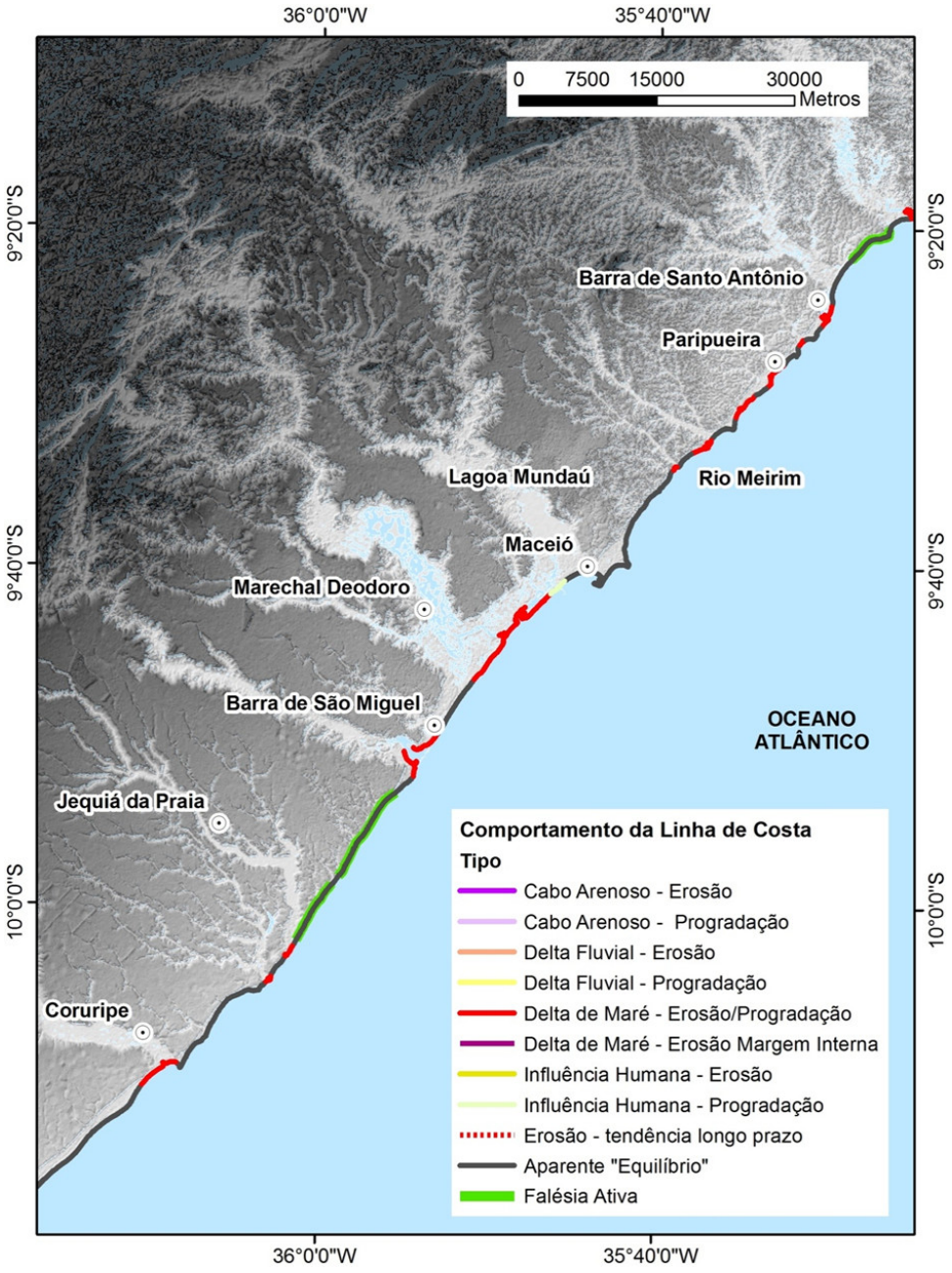


Figura 13
Comportamento da linha de costa para o trecho Coruripe – Barra de Santo Antônio, na costa central do Estado de Alagoas.

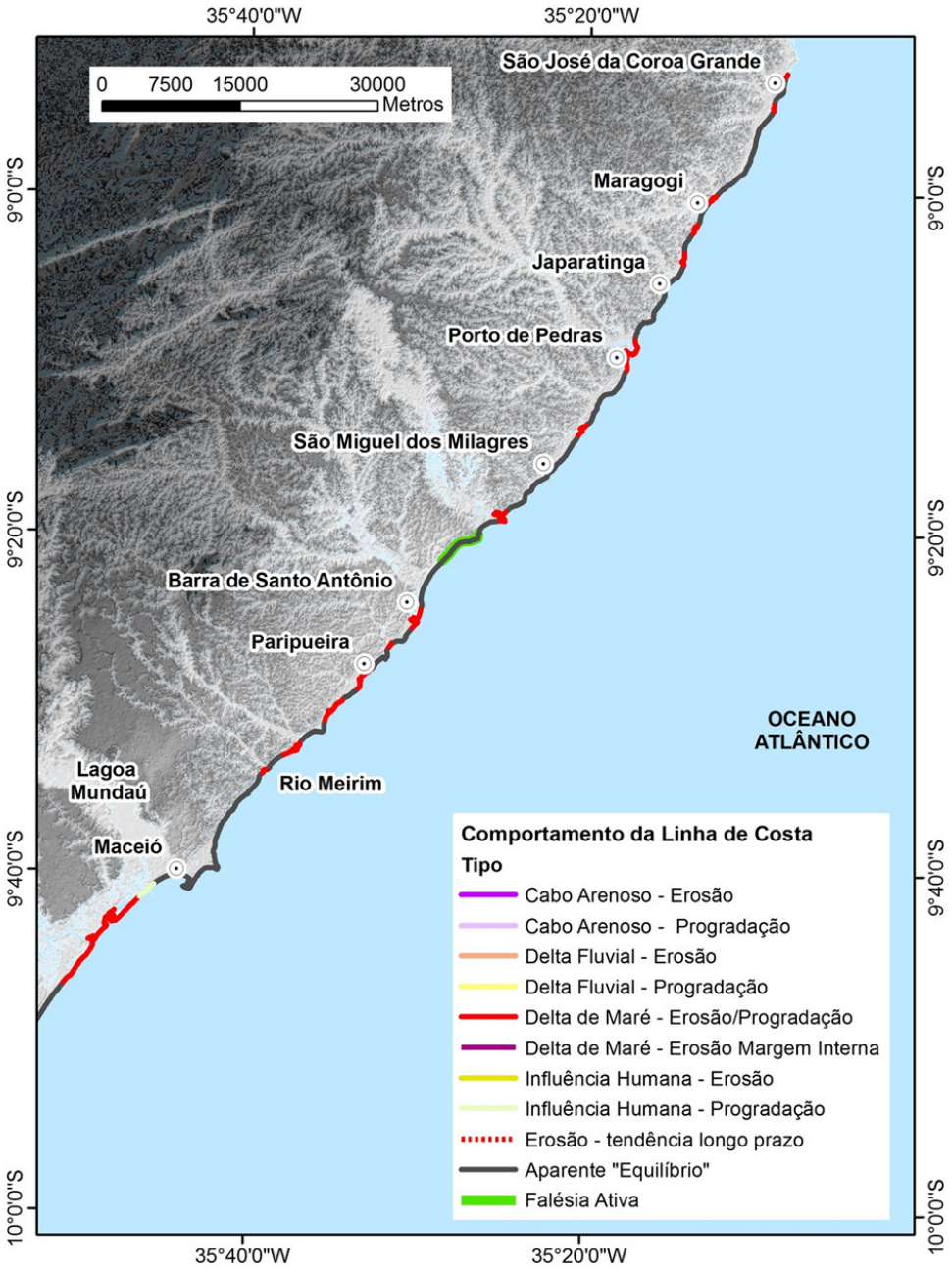


Figura 14
Comportamento da linha de costa para o trecho Macéio–São José da Coroa Grande, na costa norte do Estado de Alagoas.

Os principais resultados do mapeamento são discutidos a seguir, apresentados conforme o processo dominante envolvido nas mudanças verificadas na linha de e as categorias identificadas.

4.1 Deltas Fluviais

A posição da linha de costa nas vizinhanças das desembocaduras fluviais, particularmente do tipo dominado por ondas, resulta do embate contínuo entre os aportes fluviais e a ação das ondas e correntes marinhas, que tendem a remover os sedimentos trazidos pelos rios e redistribuí-los ao longo da linha de costa. Embora variações na energia de onda possam ser importantes, o principal fator controlador da posição da linha de costa nestas regiões parece ser a descarga fluvial e a sua influência na magnitude do transporte de sedimentos pelos rios, que é proporcional à velocidade do fluxo (Stevaux e Latrubesse, 2017).

Variações decadais no regime de vazões de um rio associadas, ou não, aos efeitos reguladores e de retenção de sedimentos por grandes barragens, podem resultar na diminuição do volume de sedimentos entregues na desembocadura fluvial, desencadeando um processo de erosão severo. Este aspecto é exemplificado no Estado da Bahia pela desembocadura do rio Jequitinhonha (Figuras 6 e 15) e na divisa entre os estados de Sergipe-Alagoas, pelo rio São Francisco (Figuras 12 e 16). Estes rios construíram típicos deltas dominados por ondas, onde embora a tendência geral nos últimos milênios tenha sido de progradação da linha de costa, esta progradação foi interrompida várias vezes por episódios de erosão severos como mostram os padrões de truncamento exibidos pelos cordões litorâneos presentes na planície deltaica. Em ambos os casos verificou-se uma diminuição significativa das vazões fluviais nas últimas décadas (Genze Luz, 2012, Genz *et al.,* 2003, Medeiros *et al*., 2007, Souza e Knoppers, 2003). As Figuras 6 e 15 mostram as mudanças recentes ocorridas na linha de costa no entorno da desembocadura do rio Jequitinhonha. Os sedimentos erodidos da cúspide deltaica foram redistribuídos para as regiões laterais da desembocadura, que assim experimentaram progradação. No delta do rio São Francisco ocorreu recente erosão na desembocadura e na porção sul do delta a ela adjacente, seguida de um trecho em progradação, enquanto a norte da desembocadura a linha de costa manteve-se em equilíbrio (Figura 12).



Figura 15
Delta do rio Jequitinhonha. Observar que a desembocadura fluvial experimentou um acentuado recuo erosivo. Os sedimentos erodidos foramtransportados para norte e sul da desembocadura, resultando em progradação da linha de costa. Na figura a linha vermelha representa a linha de costa para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.

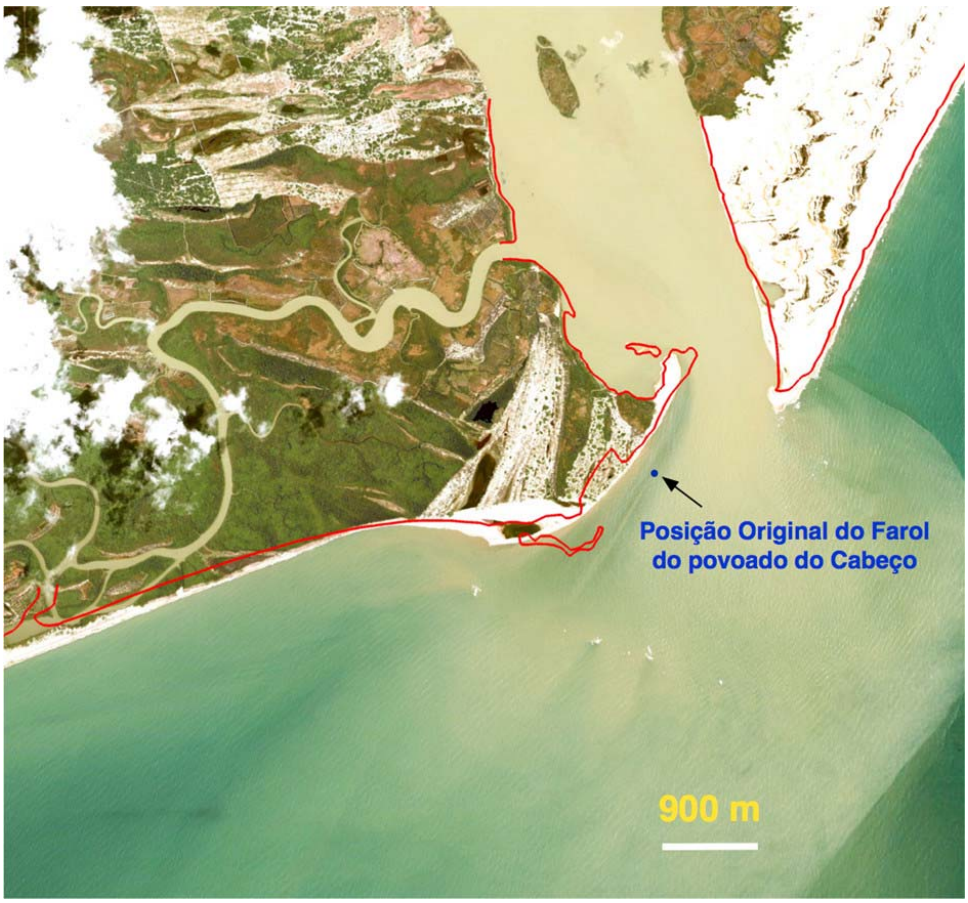


Figura 16
Foz do rio São Francisco. Nesta região o período de recuo erosivo mais grave ocorreu no final da década de 1990 e início da década de 2000, culminando na destruição do povoado do Cabeço. Na figura a linha vermelha representa a linha de costa para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.

4.2 Deltas de Maré

Desembocaduras de canais de maré e de rios com vazões reduzidas (comparativamente à ação de ondas e marés) são extremamente instáveis. Fitzgerald *et al.* (2001) apresentaram um esquema de classificação dos comportamentos destas feições parcialmente reproduzido na Figura 17. Dois dos comportamentos descritos por aqueles autores são de interesse para a nossa área de estudo:

Tipo I - Migração Lateral e Rompimento de pontal arenoso (Figura 17A). Neste tipo, a extensão lateral do pontal em resposta à deriva litorânea causa deflexão significativa da desembocadura. Esse processo causa a gradativa erosão da porção da planície costeira situada a sotamar da desembocadura, como exemplificado pelas desembocaduras dos rios Comandatuba e Canal do Peso, ambas situadas no sul do Estado da Bahia (Figuras 6, 18 e 19), e pelo canal do Parapuca em Sergipe (Figuras 12 e 20). Neste trabalho, esta condição foi classificada como "Erosão Margem Interna". Além disso, eventualmente o pontal arenoso pode ser rompido em algum ponto a montante, abrindo-se uma nova desembocadura. Este rompimento resulta em erosão severa *in loco*, bem como possibilita o trans-

passe de sedimento instantâneo para o trecho a sotamar da nova desembocadura, causando progradação da linha de costa. Exemplos dramáticos deste processo são exemplificado pelas desembocaduras dos rios Alcobaça e Jucuruçu (Figuras 4, 21 e 22). De outro lado, a longo prazo, inicia-se a formação de um novo pontal associado à nova desembocadura, que mais uma vez estende-se lateralmente, repetindo o processo.

Tipo II - Rompimento do Delta de Maré Vazante (Figura 17B). Deslocamentos laterais na posição do talvegue de desembocaduras fluviais e canais de maré vazante ocorrem em resposta a processos autocíclicos (construção e abandono de sub-deltas de maré vazante) ou alocíclicos (variações na intensidade e sentido da deriva longitudinal, promovida pelas ondas). Estas mudanças resultam em um re-arranjo dos bancos de areia, que compõem o delta de maré vazante, provocando erosão ou progradação nas laterais da desembocadura. Exemplos deste comportamento ocorrem nas desembocaduras dos rios Vaza-Barris (Figuras 11 e 23), Sergipe (Figuras 11 e 24) e Real (Figuras 11 e 25) no Estado de Sergipe, e do rio Jaguaripe (Figuras 9 e 26), no Estado da Bahia. Mesmo pequenos deslocamentos laterais do talvegue podem causar consideráveis danos em áreas urbanas adjacentes como é caso da cidade de Mucuri (Figuras 4 e 27), no sul do Estado da Bahia e de Pirambú (Figura 12 e 28), no norte do Estado de Sergipe. Estas mudanças não estão restritas apenas à linha de costa oceânica mas também às margens laterais da desembocadura, devido à migração de ondas de areia para o interior do estuário durante as marés enchentes, produzindo acentuada variabilidade da linha de costa, como exemplificado pela entrada da baía de Camamu (Bahia) e pela foz do rio Real (SE) (Figuras 11 e 25). Este efeito será tanto maior quanto maior for a largura da desembocadura.

Mesmo em cursos de água de pequeno porte, as mudanças descritas acima podem ser dramáticas como exemplificado pelos pequenos cursos de água que desembocam no litoral do Estado de Alagoas (Figuras 13, 14, 29, 30, 31 e 32).

4.3 Cabos Arenosos

São formas de acumulação costeira que se projetam mar adentro. Estes cabos dificilmente se mantém fixos no espaço e tendem a migrar ou se estender longitudinalmente segundo o sentido dominante da deriva litorânea. O trecho da linha de costa situado a barlamar do ápice do cabo é uma região de transporte e erosão, enquanto o trecho situado a sotamar do ápice do cabo é uma região de deposição. A ponta do Catoeiro (Figuras 4 e 33), no sul do Estado da Bahia, é um exemplo deste processo.

4.4 Influência humana

Nesta categoria estão enquadradas principalmente as estruturas portuárias. Um porto é uma área protegida criada artificialmente pela construção de enrocamentos, às vezes ancorados na linha de costa, ou na forma de quebra-mares construídos costa afora. Estas estruturas interrompem o transporte de sedimentos litorâneos, causando deposição, gerando um déficit sedimentar a sotamar das mesmas, e, consequentemente, erosão da linha de costa. Para o Estado da Bahia, o caso mais emblemático é representado pelo porto de Ilhéus (Figuras 7 e 34) construído no início da década de 1960. Um outro exemplo é o Terminal Inácio Barbosa em Sergipe (Figuras 11e 35), construído em 1994, que resultou no desenvolvimento de um extenso saliente na sua retaguarda e erosão concomitante a sotamar. Em ambos os casos os efeitos destas estruturas se fizeram sentir ao longo de vários quilômetros de linha de costa.

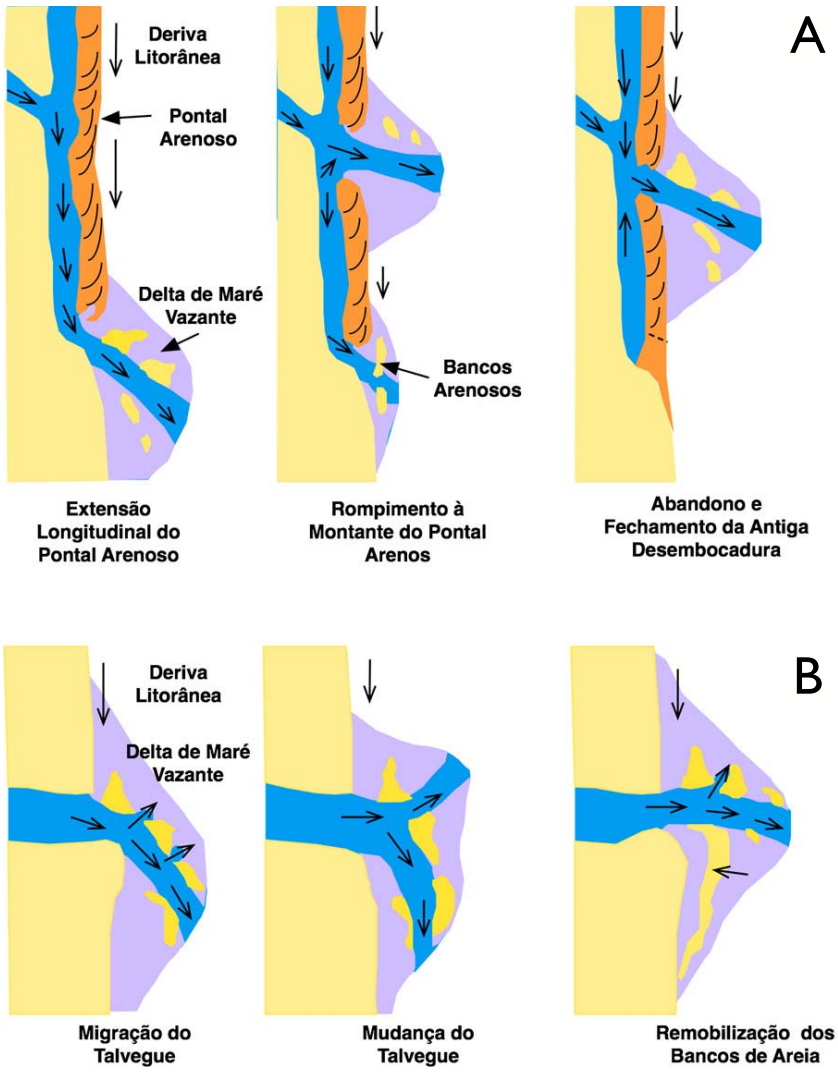


Figura 17
Modelos de comportamento esquemático de pequenas desembocaduras fluviais: (A) Migração lateral e rompimento de pontal arenoso (restinga) e (B) Rompimento de delta de maré vazante) (baseados em Fitzgerald *et al.* 2001)



Figura 18
Foz do rio Comandatuba (Una – Bahia). Exemplo de erosão severa na margem côncava da desembocadura do rio Comandatuba. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 19
Canal do Peso – Canavieiras (Bahia). Migração lateral da desembocadura fluvial, com expressiva progradação da linha de costa no pontal arenoso, e erosão severa da linha de costa à sotamar e na margem interna côncava do canal fluvial. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.

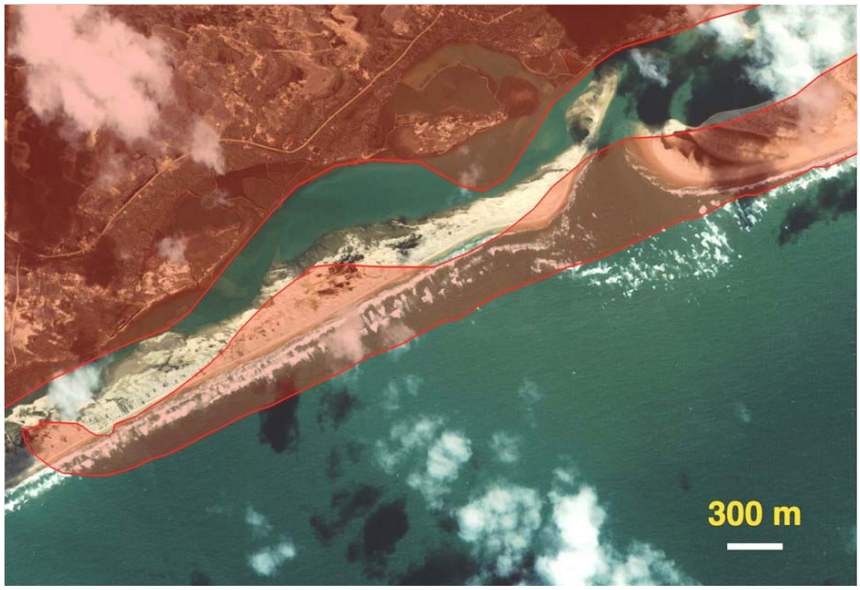


Figura 20
Foz do rio Parapuca (Sergipe). A migração lateral da desembocadura fluvial, resulta na captura de sedimentos pelo pontal arenoso em crescimento, desencadeando um déficit sedimentar a sotamar da desembocadura. Ao mesmo tempo o deslocamento lateral da desembocadura desencadeia um processo erosivo acentuado, na margem côncava da mesma. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 21
Foz do rio Alcobaça (Alcobaça – Bahia). Exemplo de migração lateral da desembocadura fluvial e rompimento de pontal arenoso. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 22
Foz do rio Jucuruçu (Prado – Bahia). Exemplo de migração lateral da desembocadura fluvial e rompimento de pontal arenoso. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 23
Foz do rio Vaza Barris (Sergipe) – Exemplo de comportamento de delta de vazante onde deslocamentos laterais na posição do talvegue provocam mudanças significativas na linha de costa e nas margens internas do canal. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.





Figura 24
Foz do rio Sergipe (Sergipe). Exemplo de comportamento de delta de vazante onde deslocamentos laterais na posição do talvegue provocam mudanças significativas na linha de costa e nas margens internas do canal. (A) Neste caso particular as duas margens internas do canal estão estabilizadas por estruturas rígidas.A linha de costa a sul da desembocadura experimentou erosão severa devido à migração lateral do talvegue do canal, causando uma série de prejuízos à infraestrutura urbana. Na última década, entretanto, ocorreu uma recuperação parcial. Na figuraa linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas. (B) Detalhe da margem interna direita do rio Sergipe, estabilizada por obras de contenção rígidas. Foto: José Maria Landim Dominguez.

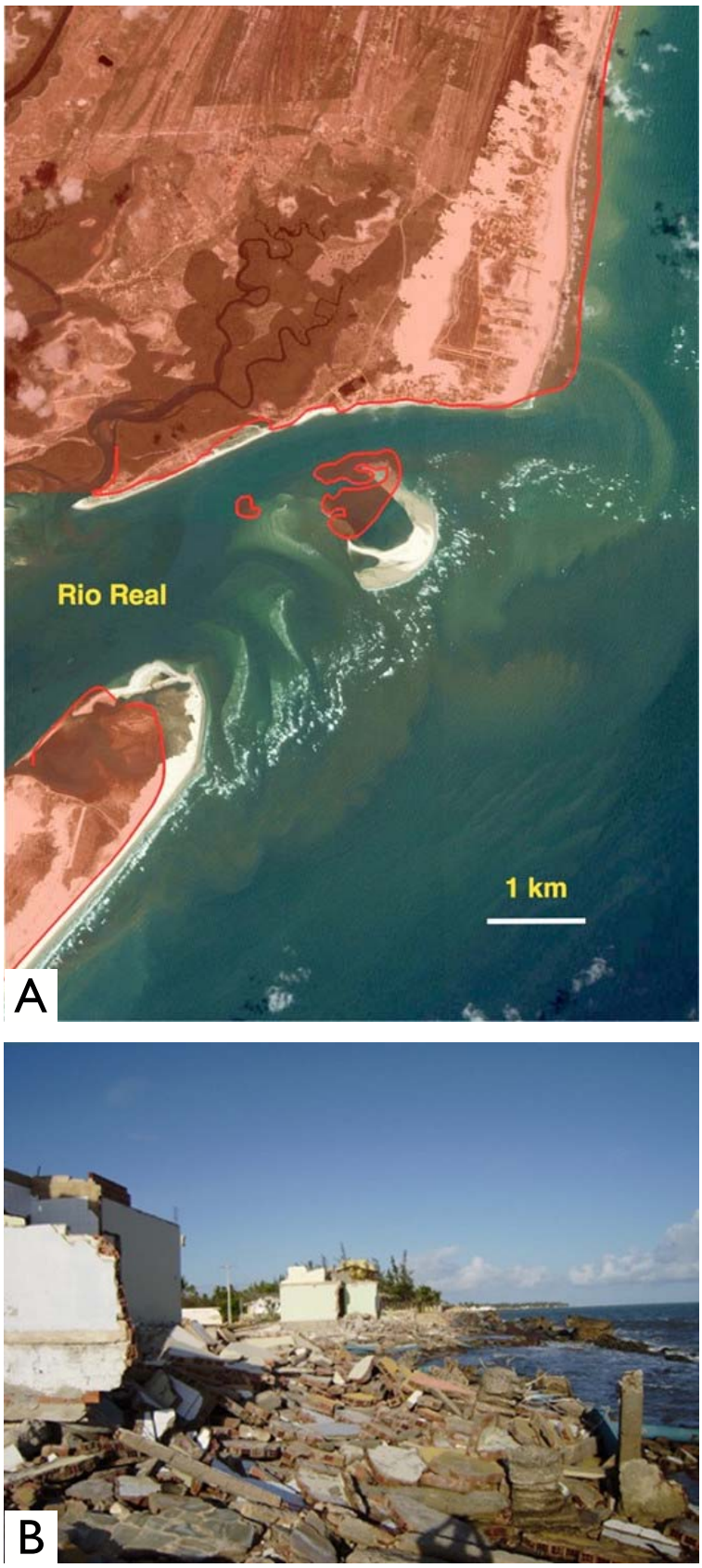


Figura 25
Foz do rio Real (divisa dos estados de Bahia e Sergipe). (A) Exemplo de comportamento de delta de vazante onde deslocamentos laterais na posição do talvegue provocam mudanças significativas na linha de costa e nas margens internas do canal. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas. (B) A praia do Saco, na margem interna esquerda do rio Real foi severamente afetada nos últimos anos pela erosão com significativas perdas materiais. Foto: Roberta de Melo Guedes Alcoforado.

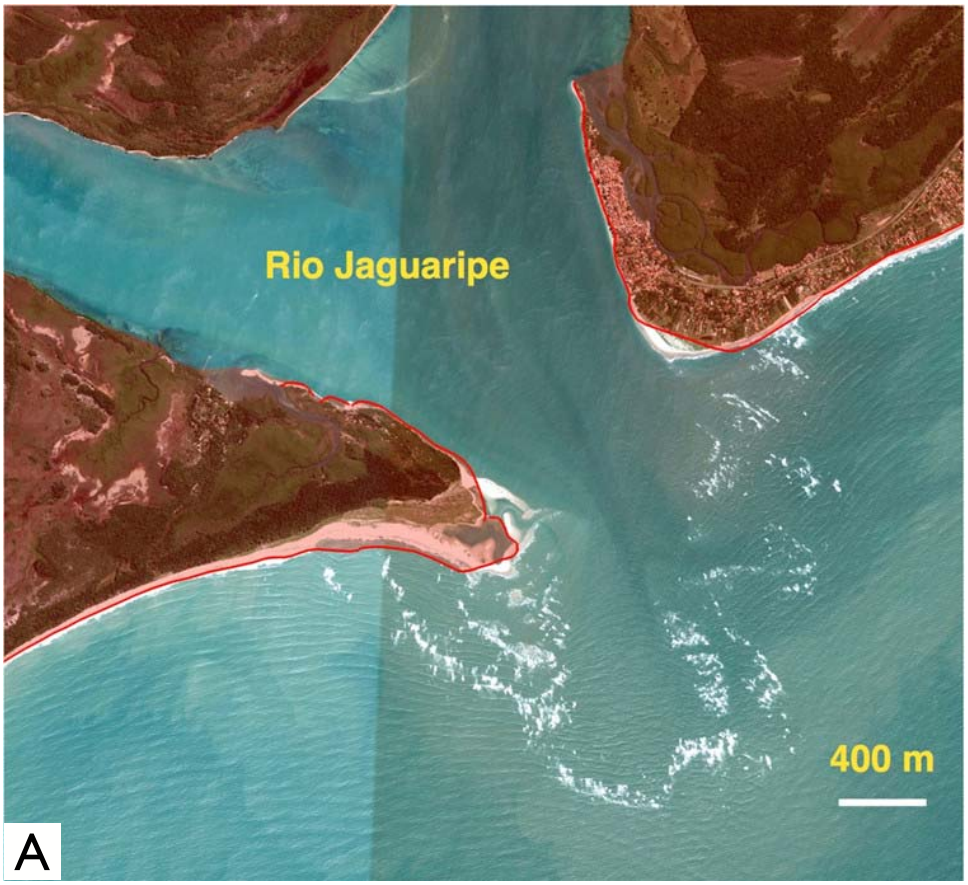




Figura 26
Foz do rio Jaguaripe (Bahia). (A) Exemplo de comportamento de delta de vazante onde deslocamentos laterais na posição do talvegue provocam mudanças significativas na linha de costa e nas margens internas do canal. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.
(B) Foto oblíqua da extremidade da margem direita da foz do rio Jaguaripe, mostrando trecho acrescido no início da década de 2000, o qual foi posteriormente erodido nos anos subsequentes. Foto: José Maria Landim Dominguez.



Figura 27
Foz do rio Mucuri (Bahia). (A) Exemplo de erosão causada pela migração lateral do talvegue do rio Mucuri. A migração para sul do talvegue do rio desencadeou um processo erosivo na linha de costa da cidade de Mucuri. Um campo de molhes foi construído para tentar conter a erosão. Mais recentemente, o talvegue do rio começou a migrar para norte, favorecendo a deposição natural de sedimentos. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.
(B) e (C) fotos oblíquas da desembocadura do rio Mucuri e o campo de molhes. Fotos: Carlos Alberto Caroso Soares.





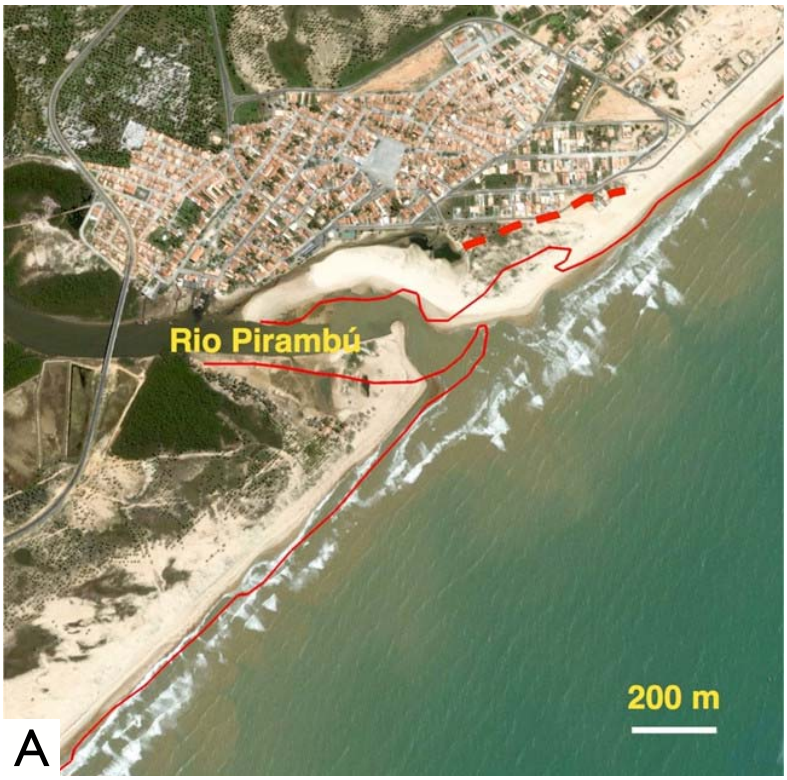






Figura 28
(A) Desembocadura do rio Pirambú (Sergipe) – no ano de 2013 a desembocadura do rio se deslocou para norte, alcançando a linha tracejada em magenta, resultando em danos materiais consideráveis (B e C). Posteriormente, ainda em 2013, a desembocadura passou a deslocar-se para o sul, e o trecho originalmente erodido se recuperou naturalmente. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas. Fotos: José Maria Landim Dominguez.



Figura 29
Foz do rio Meirim (AL). Apesar desta ser uma área protegida pela presença de bancos recifais, as desembocaduras dos pequenos rios apresentam uma grande mobilidade lateral, que pode resultar em prejuízos econômicos consideráveis. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 30
Saida da lagoa de Mundaú (Maceió - AL). Esta localidade, dentro da área urbana de Maceió, experimentou dramáticas mudanças na linha de costa nos últimos anos, resultando em prejuízos materiais consideráveis para as residências na margem interna do canal. Nesta e nas demais figuras a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 31
Paripueira (AL). Apesar das dimensões muito reduzidas deste pequeno rio e de sua posição abrigada, é surpreendente a mobilidade experimentada pela linha de costa vizinha, em decorrência do deslocamento lateral do rio. Várias das propriedades na porção superior da foto estão protegidas atualmente por enrocamentos. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 32
Desembocadura do rio Santo Antôno (AL). Apesar de, na nossa escala de análise, a maior parte da linha de costa ter mudado pouco, a região imediatamente a sul da desembocadura experimentou uma progradação expressiva. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.



Figura 33
Ponta do Catoeiro (Bahia) – exemplo de erosão e progradação associada a cabos arenosos. Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas.





Figura 34
Porto de Ilhéus (Bahia). O enrocamento do porto, construído no início da década de 1960, provocou a retenção de um grande volume de sedimentos a sul do mesmo, ocasionando ao mesmo tempo erosão no trecho de linha de costa situado a norte. Este efeito erosivo se estende até cerca de 18 km à norte do porto. Na última década, porém, não ocorreram grandes modificações na posição da linha de costa. Na figuraa linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas. Foto: José Maria Landim Dominguez.

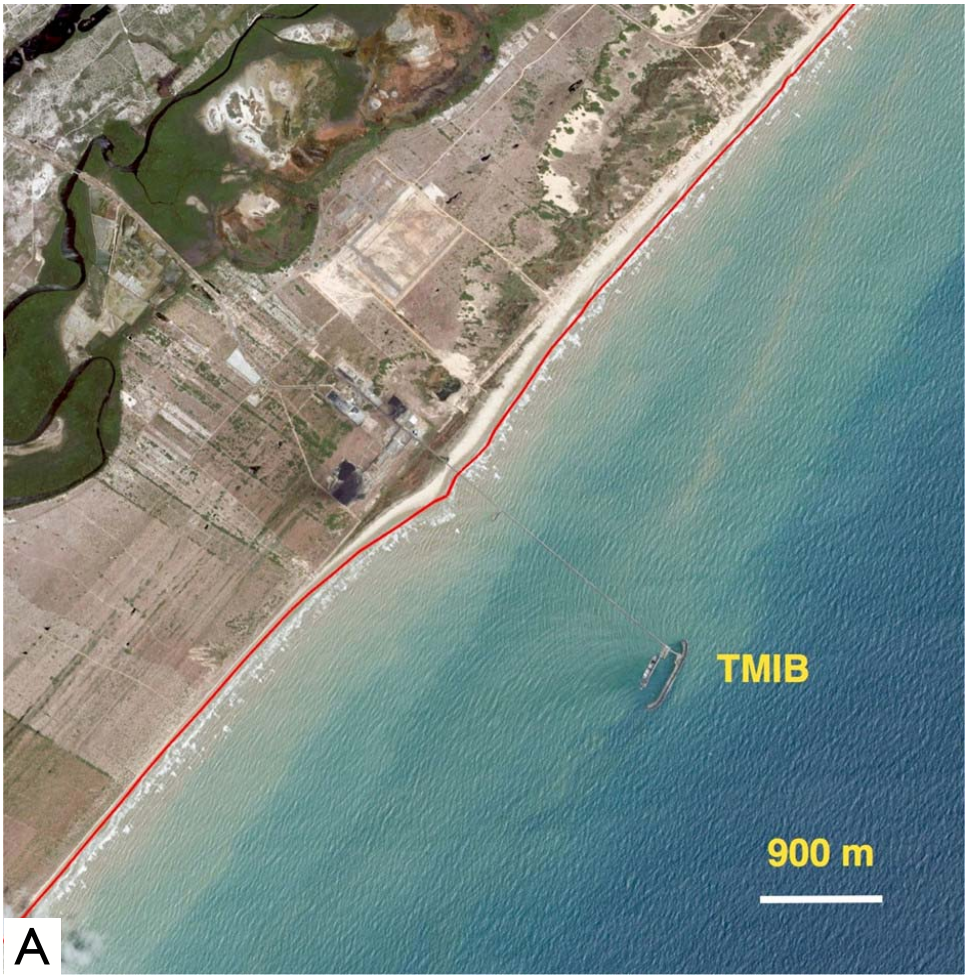






Figura 35
Terminal Inácio Barbosa (TMIB), em Sergipe. A construção do quebra-mar do porto provocou o desenvolvimento de um saliente na linha de costa. A retenção dos sedimentos neste saliente (A e B) produziu um déficit de sedimentos a sul, resultando em erosão que caracteriza este trecho (C). Na figura a linha e/ou sombreado vermelho representa a situação para o período 2016-2017 e as imagens são pelo menos 10 anos mais antigas. Fotos: José Maria Landim Dominguez.

4.5 Aparente "equilíbrio"

Nessa categoria foram identificados vários trechos de linha de costa que exibiram pequenas alterações de curto prazo (erosão/progradação), inclusive aqueles em áreas urbanas, nos quais a comparação de fotos aéreas de diferentes épocas não mostrou a presença de processo crônico de erosão, mas sim a ococrrência de uma ocupação humana que avançou sobre o prisma praial (Santos 2010). Este é o caso do Estado de Alagoas (Figura 36), principalmente no seu litoral norte, onde as praias são protegidas por construções recifais. A presença constante de muros de proteção nestes trechos transmite a falsa impressão de que os mesmos estão submetidos a processos de erosão severos.

4.6 Falésias ativas

Neste trabalho, também estão indicados os trechos onde ocorrem falésias muito próximas à linha de costa (Figura 37). Estas falésias foram esculpidas na Formação Barreiras e em outras unidades litológicas, a exemplo do embasamento e rochas sedimentares cretácicas das bacias marginais. A presença de falésias próximas à linha de costa é indicativa de uma tendência de erosão a longo prazo. Estas feições são típicas de trechos de costas famintas situadas normalmente afastadas das desembocaduras dos principais rios. Esta falta de sedimentos resulta da conhecida tendência das bacias hidrográficas diminuírem em tamanho com a proximidade da linha de costa (Wilkinson & McElroy 2007). Estas pequenas bacias hidrográficas não têm portanto capacidade de alimentar a linha de costa em volumes compatíveis com aqueles movimentados pelas ondas. Nestas situações as praias arenosas constituem apenas um prisma de sedimentos pouco espesso presente no sopé das falésias ou estão, por vezes, completamente ausentes.

4.7 Erosão

Neste trabalho foram ainda individualizados os trechos de linha de costa onde um processo de erosão crônico está presente em planícies costeiras e que consideramos importante chamar atenção: (i) entre Caravelas e a Ponta do Catoeiro (Bahia) (Figuras 4 e 38A), (ii) a norte de Canavieiras (Bahia) (Figura 6), (iii) a sul de Belmonte (Figuras 6 e 38B) e (iv) no interior da baía de Camamu (Figura 8). Nestes trechos um processo de erosão com taxas elevadas ocorre há algumas décadas.



Figura 36
Cenas comuns no litoral de Alagoas que transmitem a falsa impressão de que erosão severa afeta a região. Na realidade, na maior parte dos casos o que ocorreu foi o avanço das construções sobre o prisma praial. Fotos: Adeylan Nascimento Santos.





Figura 36(Continuação) Cenas comuns no litoral de Alagoas que transmitem a falsa impressão de que erosão severa afeta a região. Na realidade, na maior parte dos casos o que ocorreu foi o avanço das construções sobre o prisma praial. Fotos: Adeylan Nascimento Santos.

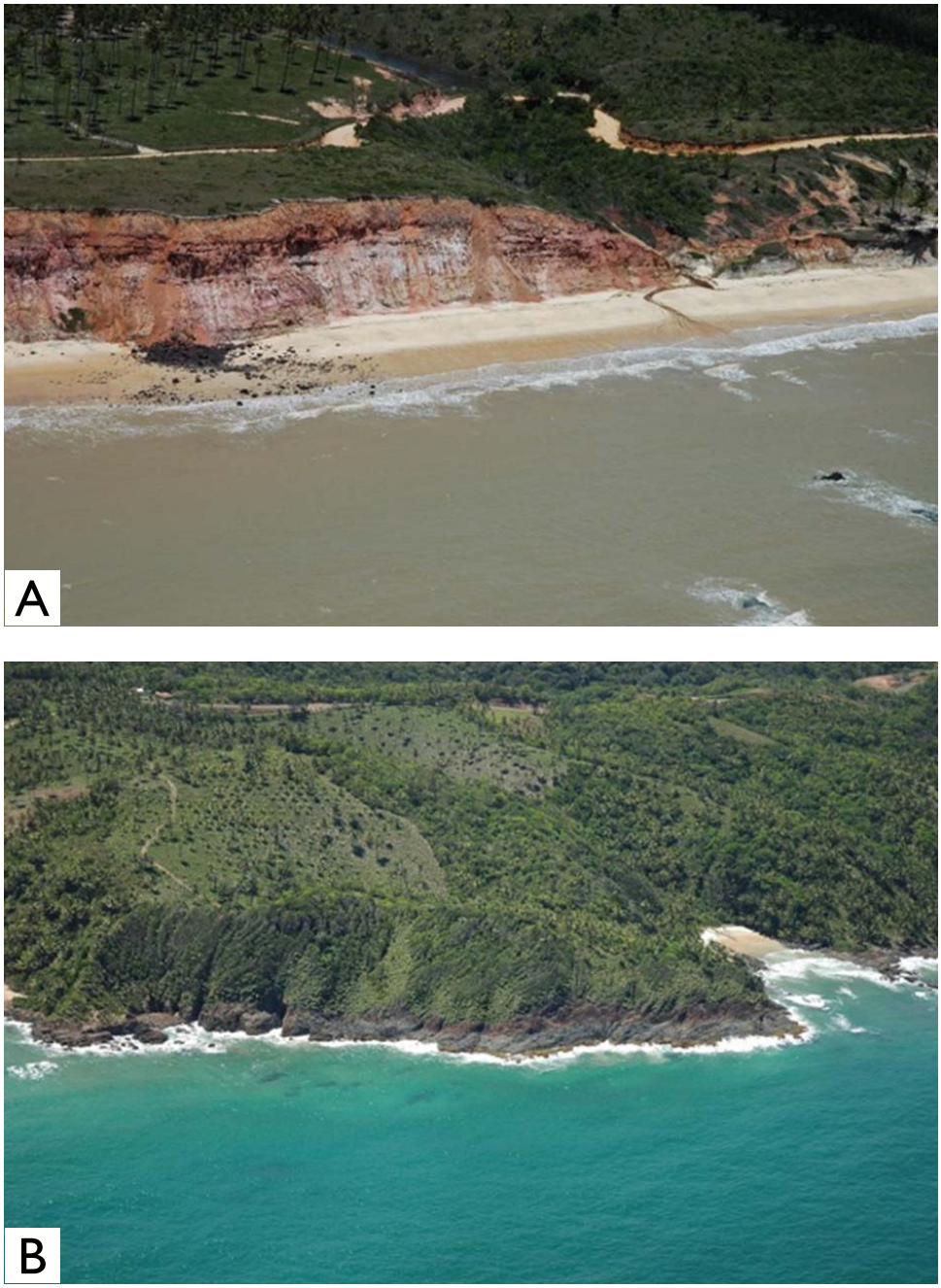


Figura 37
(A) Falésias ativas esculpidas na Formação Barreiras (sul da Bahia). (B) Falésias ativas esculpidas no embasamento cristalino (Itacaré – Bahia). Fotos: José Maria Landim Dominguez.





Figura 37(Continuação)
(C) Falésias esculpidas em rochas cretácicas (norte de Alagoas).
(D) Falésias ativas esculpidas na Formação Barreiras (sul de Alagoas). Fotos: Adeylan Nascimento Santos.

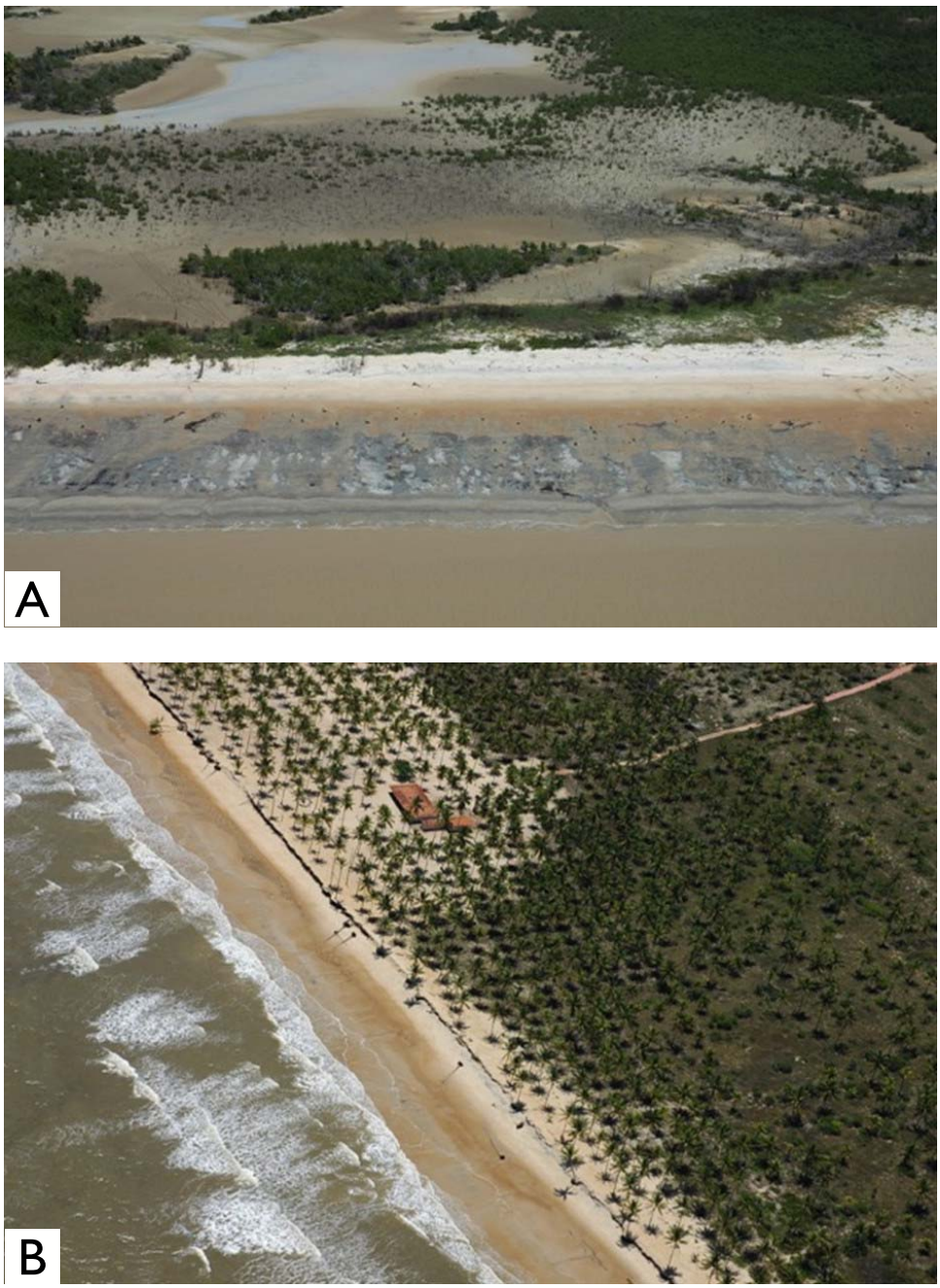


Figura 38
Trechos de linha de costa caracterizados por erosão crônica.
(A) Ilha da Caçumba a sul de Caravelas.
(B) Extremo sul da planície deltáica do rio Jequitinhonha. Fotos: Fotos: José Maria Landim Dominguez.

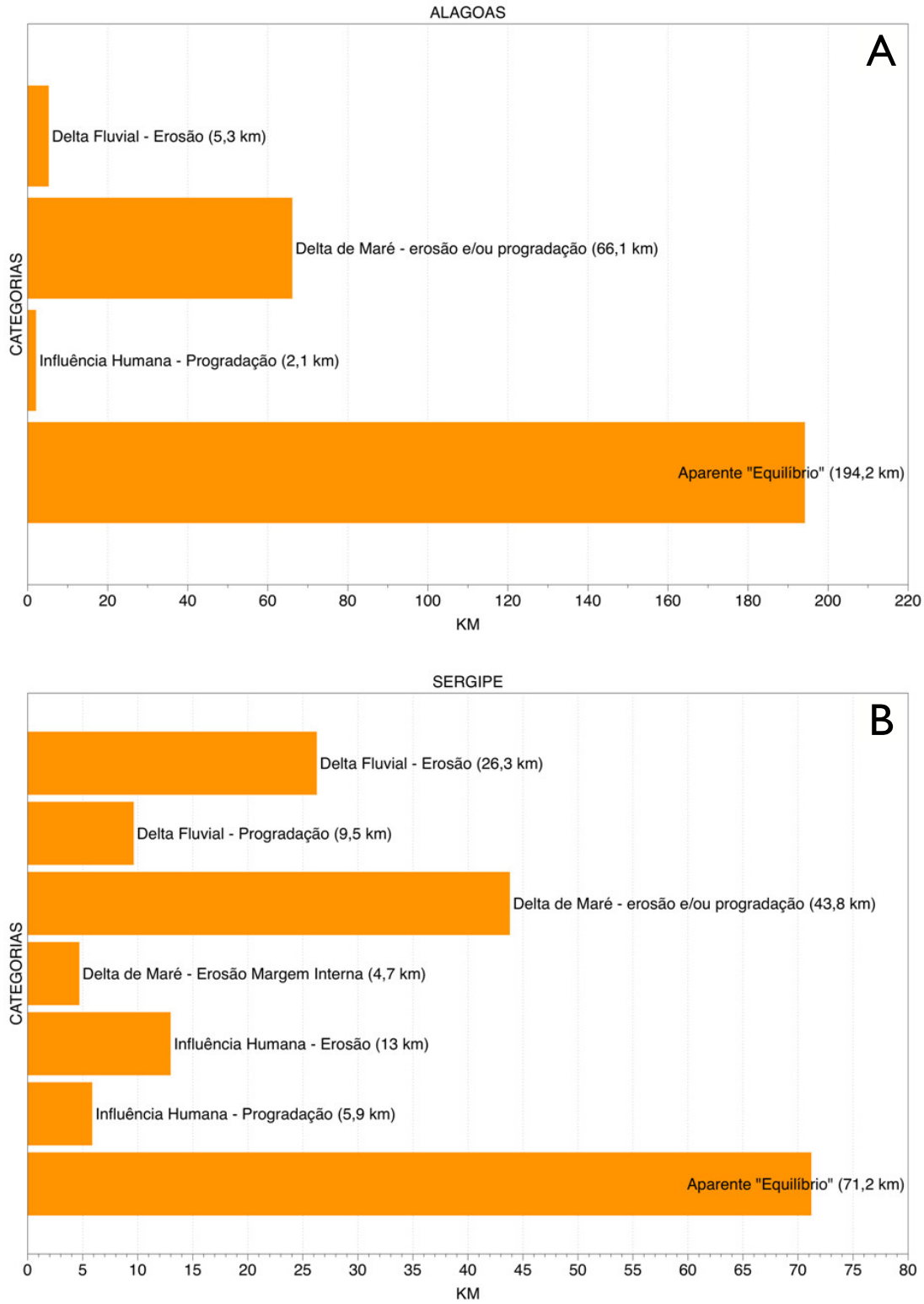


Figura 39
Gráficos com valores quantitativos, por estado, do comprimento total da linha de costa para cada categoria definida neste trabalho.

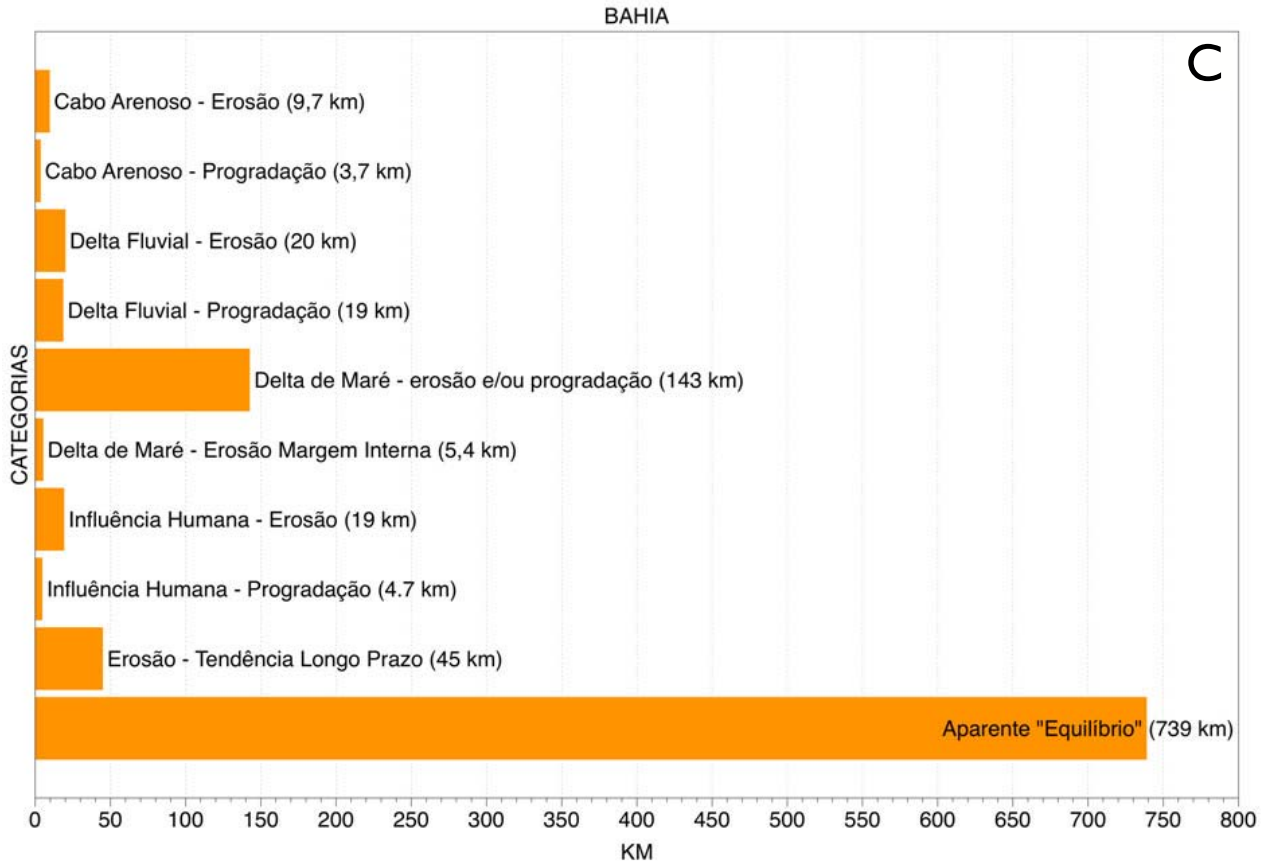


Figura 39 (continuação)
Gráficos com valores quantitativos, por estado, do comprimento total da linha de costa para cada categoria definida neste trabalho.

5. CONCLUSÕES

A figura 39 apresenta gráficos com o comprimento total de cada categoria de linha de costa, por Estado. O que se pode perceber, como esperado, é que a categoria dominante nos três estados é a de aparente "equilíbrio", principalmente no Estado da Bahia, que apresenta o litoral mais extenso.

Como estes trechos estão associados a regiões afastadas daquelas que apresentam mais alta dinamicidade (p.ex. deltas fluviais e deltas de maré), porém ainda assim sujeitas a variações menores decorrentes por exemplo de mudanças no clima de ondas local, estes são trechos para os quais o estabelecimento de faixas de recuo *non-aedificandi* minimizaria em grande parte os problemas futuros de erosão. As faixas não edificantes também devem ser propostas para as regiões com tendência de erosão a longo prazo e no licenciamento de atividades antrópicas que influenciem no comportamento da linha de costa. No estabelecimento da largura das faixas não edificantes devem ser considerados os seguintes aspectos (Elfrink *et al.* 2008): comportamento histórico da linha de costa, recuo instantâneo da linha de costa durante tempestades (trocas transversais) para diferentes tempos de recorrência, marés meteorológicas, projeções de elevação do nível do mar e possíveis mudanças no clima de ondas. Nesta análise deve-se contemplar um intervalo futuro de pelo menos 50 anos. Além disso, no caso das interferências antrópicas, deve se levar em conta a magnitude prevista das alterações na linha de costa provocadas pelo empreendimento.

De outro lado, os segmentos da linha de costa que apresentam uma elevada variabilidade, como aqueles associados a desembocaduras fluviais (deltas fluviais e de maré e canais de maré), devem ter a sua ocupação evitada, ou até mesmo proibida. Estas áreas são intrinsecamente muito dinâmicas e na maior parte das vezes é muito difícil de prever o comportamento futuro, principalmente para escalas de tempo mais dilatadas. Para estes casos seria importante definir, com base na análise de fotos e imagens aéreas, com espaçamento temporal de várias décadas, os limites das áreas potencialmente afetadas, com base no comportamento pretérito observado incluindo aspectos, como: magnitude da migração lateral ou deslocamento pretéritos do talvegue de canais de maré e rios, variações pretéritas do regime hidrossedimentar de rios e prognósticos de mudanças futuras relacionadas à mudança do clima. Estas áreas de grande mobilidade e ainda não ocupadas, poderiam ser destinadas para a criação de unidades de conservação.

Estratégias simples como estas podem minimizar significativamente os prejuizos econômicos decorrentes do processo da erosão costeira.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem o Prof. Dieter Muehe pelo seu incentivo e paciência, sem o que este capítulo não teria sido produzido. Este trabalho foi realizado no âmbito do inctAmbTropic – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais, CNPq/CAPES/FAPESB Processos: 565054/2010-4, 8936/2011 e 465634/2014-1.

REFERÊNCIAS

ALEJANDRA R. E. et al. Changes in beach shoreline due to sea level rise and waves under climate change scenarios: application to the Balearic Islands (western Mediterranean). **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, [S.l.], v. 17, 2017. p. 1075-1089.

ANDRADE, A. C. S. et al. Quaternary evolution of the Caravelasstrandplain - Southern Bahia State - Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75(3), p. 1-26. 2003.

BERNAL, J. M. S. **Contribuição do aporte fluvial de sedimentos para a construção das principais planícies quaternárias do Estado da Bahia.** Salvador, Bahia, Brasil: Universidade Federal da Bahia. 2016. Tese de Doutorado.

BECKLEY, B. D. et al. Assessment of the Jason2 Extension to the TOPEX/Poseidon, Jason1 Sea-Surface Height Time Series for Global Mean Sea Level Monitoring. **Marine Geodesy**, [S.l.], v. 33(sup1), p. 447-471. 2010.

BRUUN, P. Coast erosion and the development of beach profiles. **Technical Memorandum**, 44. Beach Erosion Board, Corps of Engineers. 82 p. 1954.

BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **J. Waterway. Harbours Div.**, [S.l.], v. 88, p. 117-130. 1962.

DAY, C. Sea-Level Rise Exacerbates Coastal Erosion. **Physics Today**, [S.l.], v. 57, 2, p. 24. 2004.

DEAN, R. G., **Equilibrium Beach Profiles**: U.S. Atlantic and Gulf Coasts. Technical Report. 1977.

DEAN, R. G.; HOUSTON, J.R. Determining shoreline response to sea level rise. **Coastal Engineering**, [S.l.], v. 114, p. 1-8. 2016.

DOMINGUEZ, J. M. L. The Coastal Zone of Brazil. In: Dillenburg, S.R. &Hesp, P.A. (eds) **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil.** Lecture Notes in Earth Sciences. [S.l.]: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2009. p. 17-51.

ELFRINK, B. et al. Assessment of coastline retreat on short, medium and long term along Praia do Paiva, NE Brazil. In: COPEDEC, 7., 2008, Dubai. **Paper**, Dubai: UAE. n. 86, 19 p. 2008.

EVANS, R. L. Rising Sea Levels and Moving Shorelines. New tools and techniques show promise for better predictions and decisions about coastline change. **Oceanus Magazine**, [S.l.], v.43, 1, p.1-6. 2004.

FITZGERALD D. M.; BUYNEVICH I.V.; ROSEN P. S. Geological evidence of former tidal inlets along a retrograding barrier: Duxbury Beach, Massachusetts, USA. **J Coast Res**, [S.l.], v. 34, p. 437- 448. 2001.

GENZ, F.; LUZ, L. D. Distinguishing the effects of climate on discharge in a tropical river highly impacted by large dams. **Hydrol. Sci. J.**, [S.l.], v. 57, p. 1020-1034. 2012.

GENZ, F. et al. As tendências de longo prazo das vazões fluviais no litoral do Estado da Bahia. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2; CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DOS ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9.; CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DOS PAÍSES DE LÍNGUA IBÉRICA, 2. Disponível em: <http://www.abequa.org.br/trabalhos/mudancas_326.pdf>. Acesso em: 2003.

GUIMARÃES, J. K. **Evolução do delta do rio são Francisco - estratigrafia do Quaternário e relações morfodinâmicas.** [S.l.]: Universidade Federal da Bahia. 133 p. 2010. Tese de Doutorado.

LEATHERMAN, S. P.; KEQI ZHANG, K.; DOUGLAS, B. B. Sea Level Rise Shown to Drive Coastal Erosion. **EOS**, [S.l.], v. 81(6), p. 55-57. 2000.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C. S. P. Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 70(2), p. 249-266. 1998.

MEDEIROS, P. R. P. et al. Aporte fluvial e dispersão de matéria particulada em suspensão na zona costeira do rio São Francisco (SE/AL). **Geochimica Brasiliensis**, [S.l.], v. 21(2), p. 212-231. 2007.

MUEHE, D. **Erosão e progradação no litoral brasileiro.** Brasília: MMA, 476 p. 2006 (org).

NIMER, E. **Climatologia do Brasil. IBGE/Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais,** 2ª Edição, Rio de Janeiro: [s.n.], 1989. 422 p.

PEZZI, L.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SLVA, M. G. A.J.; DIAS, M.A.F.S.(eds) **Tempo e Clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 385-405.

SANTOS, A. N. A dinâmica costeira e seus efeitos sobre a ocupação urbana na orla marítima do estado de Alagoas. Salvador, Bahia, Brasil: Universidade Federal da Bahia. 2010. 164 p. Tese de Doutorado.

SOUZA, W. F. L.; KNOPPERS, B., Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. **Geochimica Brasiliensis**, [S.l.], v. 17(1), p. 57-74. 2003.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

TURKI, I. et al. Natural variability of shoreline position: observations at three pocket beaches. **Marine Geology**, [S.l.], v. 338, p. 76-89. 2013.

UFPE. MAI - **Projeto Monitoramento Ambiental Integrado. Avaliação dos Processos de Erosão Costeira nos Municípios de Paulista, Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes.** Recife: Relatório final, v. I, II, III. 2009.

WILKINSON, B.H. MCELROY, B.J. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. **GeolSoc Am Bull**, [S.l.], v. 119, 140-156. 2007.



Jacqueline Albino
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA / UFES

Andre Luiz Nascentes Coelho
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA/UFES

Gisele Girardi
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA/UFES

Kleverson Alencastre do Nascimento
COLÉGIO MILITAR DO RIO DE JANEIRO - EXÉRCITO BRASILEIRO

ESPÍRITO SANTO

RESUMO

A determinação da mobilidade do litoral do Espírito Santo foi realizada a partir da superposição de linhas de costa de 1970 e 2013. O conhecimento sobre a morfodinâmica e processos costeiros auxiliou nas análises realizadas. Concluiu-se que o litoral encontra-se predominantemente em estabilidade e progradação. Os setores onde há afloramentos rochosos e terraços de abrasão observa-se a dissipação das ondas sendo responsável pela estabilidade. Nas proximidades das desembocaduras fluviais, o aporte sedimentar dos rios contribui para a progradação costeira. Muitos dos processos erosivos observados encontram-se associadas aos desequilíbrios sedimentares decorrentes da ocupação antropogênica. Os resultados apresentados nesta atualização diferem dos da versão anterior, quando os processos erosivos foram mais destacados, já que os processos de transposição das ondas foram classificados como erosivos, sendo desconsiderada a capacidade de recuperação da praia após o evento de tempestade.

ABSTRACT

The determination of the mobility of the Espírito Santo coast was defined by comparison between the 1970 and 2013 shorelines. The previous knowledge of the beach morphodynamic and coastal processes helped in the analysis. The result indicated that the coast is predominantly stable or under progradation. On sectors with rocky outcrops and abrasion terraces the wave are dissipated and the shoreline is stable. In the vicinity of river mouths, the sand supply from rivers contributes to the coastal progradation. Many of the observed erosion spots are associated with negative sediment budget due to interference of the sediment flow by anthropogenic occupation. The results presented in this update differs from the previous version, where the erosive processes were overestimated due to the classification of wave overwash as an indication of erosion without consideration of the beach resilience after storm events.

1.CONSIDERAÇÕES INICIAIS E METODOLÓGICAS

Este texto amplia a atualiza o capítulo "Espírito Santo" do livro "Progradação e Erosão do Litoral Brasileiro", publicado em 2006 (1), cuja elaboração envolveu trabalhos de campo nas praias ao longo de todo o litoral espírito-santense, observando e registrando indicadores de recuo e erosão; análise e compilação de dados de projetos de pesquisas, monografias, dissertações e teses até aquele momento desenvolvidos ao longo do Estado e produção de material cartográfico com base nas cartas topográficas do IBGE (escalas 1:50.000 e 1:100.000) e editado em aplicativo gráfico (Corel Draw).

Na presente atualização, o processamento de todos os dados vetoriais, matriciais e mapeamento foram realizados no SIG ArcGIS 10.3, empregando o sistema de Projeção UTM e Datum SIRGAS-2000, Zona 24 sul. A determinação da mobilidade da linha de costa foi realizada a partir de levantamentos e mapeamentos deste elemento costeiro cedidas pela Coordenação de Geoprocessamento do Instituto Jones dos Santos Neves (IJSN, 2015), para os anos de 1970 e 2013. A análise no intervalo de 43 anos permitiu a interpretação dos processos de erosão e progradação do litoral, bem como de situações de estabilidade. A compilação de novas informações sobre a morfodinâmica das praias, oriundas de pesquisas desenvolvidas em nível de graduação e de pós-graduação, especialmente às vinculadas ao Laboratório de Oceanografia Geológica do Departamento de Oceanografia e Ecologia da UFES, contribuiu na análise das tendências de mobilidade determinadas. A mobilidade da linha de costa verificada foi validada por informações e observações disponíveis até 2016.

Como referencial de linha de costa optou-se pela linha de maré mais alta. Esta linha é menos confiável do que a linha de vegetação (TURNER e BOAK, 2005), já que as variáveis morfodinâmicas podem causar deslocamentos (KOMAR, 1983; MANCA *et al*., 2013 entre outros). Contudo não foi possível adotar a linha de vegetação, já que no intervalo analisado houve significativa alteração da orla com a implementação de estruturas urbanas, industriais e portuárias sobre esta linha. Na escala em que os mapas foram elaborados, deslocamentos inferiores a 3 m de erro médio (rms) não prejudicam as avaliações quanto à mobilidade.

A partir das linhas de costa de 1970 e 2013 polígonos de progradação e retrogradação do litoral foram transformados em nuvens pontos, seguido da aplicação da Estimativa de Densidade de Kernel (EDK), que criou os pontos quentes (*hotspots*), representando os principais setores costeiros de erosão e progradação da linha de costa.

Comparando os resultados aqui apresentados ao documento da primeira edição observa-se que algumas tendências erosivas, antes assinaladas, se devem mais às

(1)
ALBINO,J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. 2006. Espírito Santo. In: MUEHE, D. (Ed.) Progradação e Erosão do Litoral Brasileiro. Ministério de Meio Ambiente (MMA), Brasília. p. 227-263.

alterações devido às alterações meteoceanograficas, do que propriamente uma tendência à retrogradação. Alguns eventos causam a inundação costeira que ameaça e destrói as estruturas urbanas. Contudo, passado o evento, a praia apresenta-se resiliente e recupera sua forma anterior. Na presente versão a vulnerabilidade à inundação foi incluída nas interpretações.

A intensa ocupação da orla e a mobilidade em desembocaduras fluviais se mantêm como as causas que indicam processos erosivos na costa arenosa. A primeira devido à interrupção do balanço de sedimentos nos trechos onde há a ocupação sobre as dunas frontais e implantação de estruturas portuárias. A segunda se encontra associada às alterações de décadas, de eventos climáticos e oaceanográficos.

Como evidência de erosão costeira destaca-se, ainda, o recuo das falésias. Por mais que representem fontes potenciais de sedimento para o sistema costeiro, o recuo das falésias gera perda irreversível do terreno dos tabuleiros, que constituem uma unidade geológica importante ao longo do litoral.

A caracterização dos aspectos físicos regionais e os compartimentos costeiros que auxiliam nas interpretações do comportamento morfodinâmico da costa estão abordados nos itens 2 e 3 deste capítulo. O Atlas de Erosão e Progradação do litoral do Espírito Santo é apresentado no item 4, estruturado com um texto explicativo seguido pelos mapas elaborados. Finalmente as considerações gerais são apresentadas no Item 5.

2. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

2.1 Geologia e Geomorfologia Costeira

Constituindo o litoral do Espírito Santo 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 (MARTIN *et al.*, 1996).

Como Formação Barreiras são reconhecidos os depósitos mal selecionados e pouco maduros, comumente associados a processos fluviais ocorridos durante o Neógeno (BIGARELLA e ANDRADE, 1964; MORAIS, 2007). Seus depósitos são encontrados ao longo de todo o litoral do Espírito Santo (Figura 1), estando na paisagem em forma de tabuleiros costeiros, falésias vivas, falésias mortas e terraços de abrasão marinha.

A formação e recuo das falésias, quando sob ação marinha, deve-se à ação das ondas na base da falésia que desenvolvem os terraços de abrasão (SUNAMURA, 1992). Ao longo do litoral, os terraços de abrasão 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.

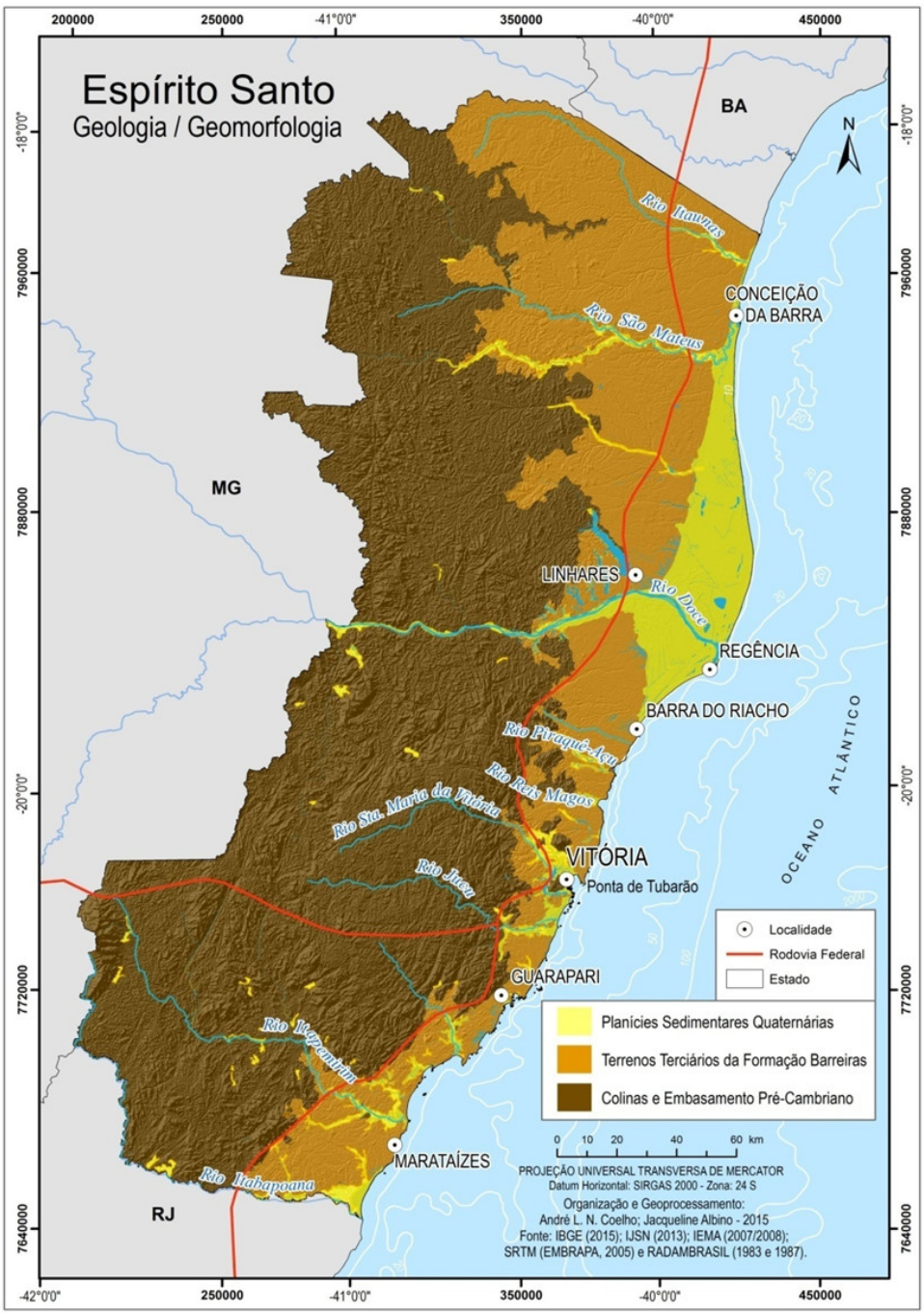


Figura 1
Geologia e Geomorfologia do Estado do ES.

Os afloramentos cristalinos pré-cambrianos estão presentes na porção centro sul do Estado, de Vitória rumo ao sul. Na região costeira representam as colinas, os promontórios rochosos e as ilhas. São constituídos por gnaisses migmatíticos, rochas graníticas, gnaisses kinzigíticos e núcleos de charnoquitos (COUTINHO, 1974).

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.

A compartimentação considerando a distribuição dos depósitos quaternários e seu contato com os depósitos da Formação Barreiras e os afloramentos rochosos proposta por Martin *et al.* (1996,1997) resultou em cinco setores distintos, descritos a seguir:

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 se estende 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-marinhos 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 contato com os depósitos quaternários, intercalados pelos afloramentos da Formação Barreiras.

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. Uma extensa planície quaternária é verificada no vale fluvial do rio Itapaboana.

2.2 A plataforma Continental

Na plataforma continental defronte ao Estado do Espírito Santo podem ser reconhecidos dois compartimentos fisiográficos (FRANÇA,1979): o Bahia Sul - Espírito Santo, que se estende de Belmonte (BA) a Regência (ES) e o Embaíamento de Tubarão, que começa em Regência e estende-se até Itapemirim (ES) (Figura 2).

O primeiro compartimento se estende do Estado da Bahia até a desembocadura do rio Doce (ES). Apresenta largura média de 230 km (FRANÇA, 1979) resultado de atividades vulcânicas ocorridas entre o Cretáceo superior e Eoceno médio (ASMUS *et al.*, 1971). Os produtos dessas atividades deram origem ao Banco de Abrolhos e ao arquipélago do mesmo nome (Figura 2).

No segundo compartimento ao sul, denominado Embaiamento de Tubarão, é representado pelo estreitamento da plataforma, com largura média de 50km e mínima de 40km, na altura de Santa Cruz, 45km ao norte de Vitória. A morfologia da plataforma interna é caracterizada por uma maior irregularidade do fundo estando associado à presença dos terraços de abrasão submersos formados por concreções lateríticas. Este substrato favorece a fixação e o crescimento de organismos carbonáticos, como algas coralinas, briozoários, moluscos e foraminíferos bentônicos (ALBINO e SUGUIO, 2011), que correspondem a 75% da composição sedimentar da plataforma (KOWSMANN e COSTA, 1979).

2.3 Ventos, Ondas e marés

Segundo Amarante *et al.*, (2009) no Espírito Santo o regime dos ventos é bimodal. Durante o verão sob o domínio do Anticiclone do Atlântico Sul, um sistema semi-permanente de alta pressão se estabelece e os ventos de E e NE são predominantes. Durante o verão e primavera, frentes polares se movem de sul para norte e ondas de SE e S são geradas. Estes ventos são mais intensos do que os provenientes de E-NE. Amarante *et al.* (2009) ainda destacam que quando estes ventos se aproximam da costa recebem influência do continente e a direção e a velocidade se alteram.

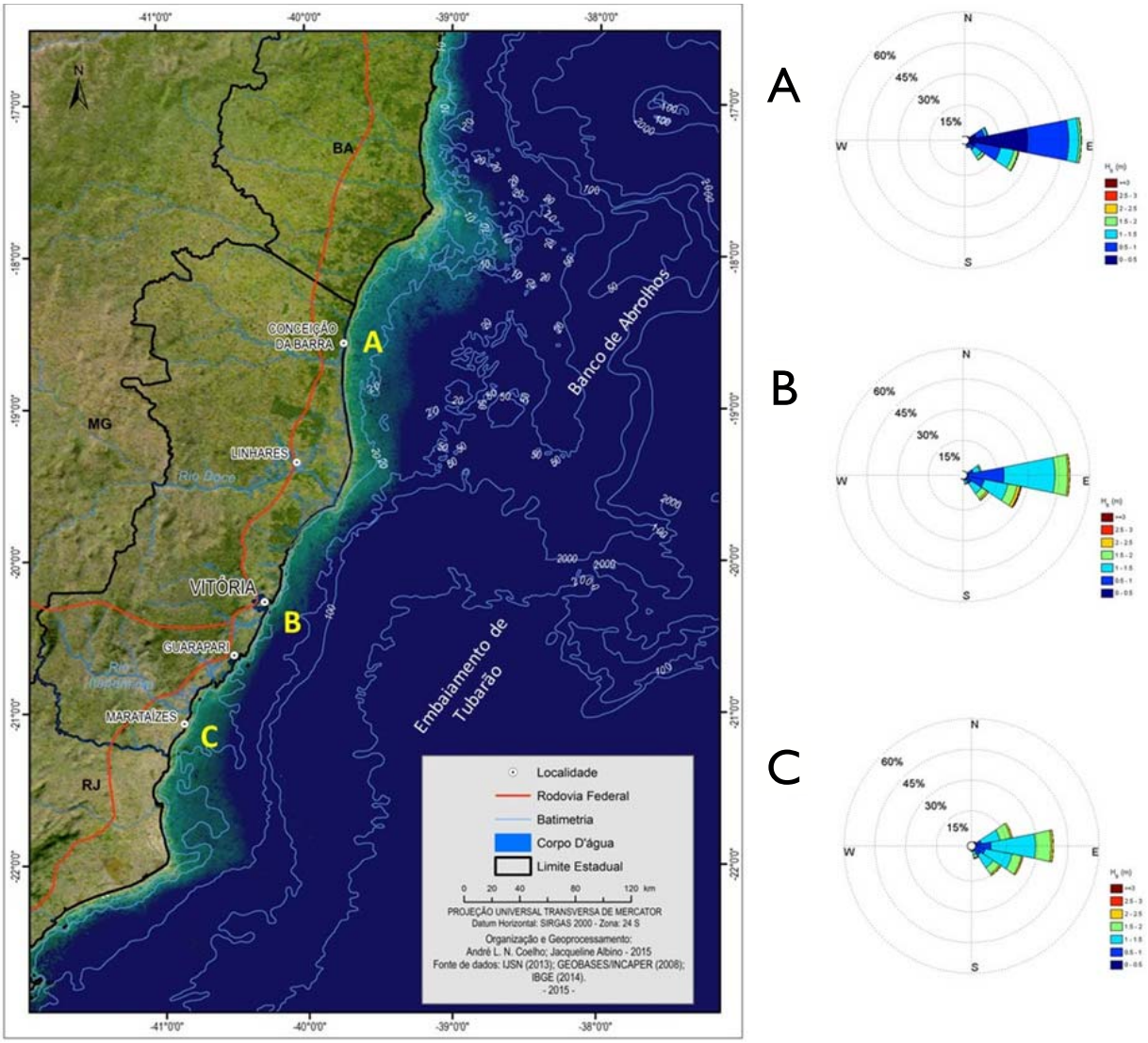


Figura 2
Mapa batimétrico do litoral do ES com a presença das províncias de Banco de Abrolhos e Embaiamento de Tubarão iniciado rumo ao sul, a partir da desembocadura do rio Doce. A, B e C indicam a localização dos dados de ondas obtidos por Gow proposto por REGUERO *et al.* (2012) e aplicado por ALBINO *et al.* (2016a).

O clima de ondas ao longo do litoral também se apresenta bimodal, em concordância com o regime dos ventos oceânicos. Segundo dados modelados por Pianca *et al.* (2010), as ondas mais frequentes de NE–E apresentam alturas predominantes entre 0,5 e 1,5m, enquanto as ondas de SE, mais altas, alcançam 2,0m.

Albino *et al.* (2016a) observaram a influência da morfologia da plataforma sobre a dissipação das ondas no segmento sob domínio do banco de Abrolhos. Observa-se a diminuição da frequência das ondas de NE e redução em 40% da altura das ondas incidentes, com ondas inferiores a 1,0m. No litoral associado ao Embaiamento de Tubarão, o litoral se encontra mais exposto às ondas incidentes de NE e as alturas mais frequentes das ondas encontram valores de 1,5m (Figura 2), dados similares propostos por Pianca *et al.* (2010)

O litoral apresenta regime de micro-maré com amplitudes máximas de 1,7m (DHN, 2015).

3. COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL E TIPOLOGIA DAS PRAIAS

A interação entre os elementos da geologia, geomorfologia costeira, hidrodinâmica, morfologia e sedimentologia da plataforma continental interna no litoral do Estado do Espírito Santo resulta na grande diversidade de segmentos costeiros e tipologia de praias associadas. Consequentemente, diferentes comportamentos e tendências erosivas e/ou progradacionais das praias são encontrados (ALBINO *et al.*, 2001; ALBINO *et al.*, 2016a).

Devido à diversidade dos sistemas costeiros, o litoral do Espírito Santo foi compartimentado em quatro setores: 1) Litoral da planície deltaica do rio Doce e demais desembocaduras fluviais; 2) Litoral de terraços de abrasão; 3) Litoral de costa rochosa e recortada e 4) Litoral das falésias e da planície norte do rio Itabapoana (Figura 3), descritos a seguir.

3.1 Litoral da Planície Deltaica do rio Doce e demais desembocaduras fluviais

Este setor se estende da divisa entre os estados do Espírito Santo e da Bahia, ao norte, até a localidade de Barra do Riacho, limite do flanco sul da planície do rio Doce. Perfaz 177km de linha de costa (35,8% do litoral).

O maior desenvolvimento dos depósitos Quaternários se encontra associado à desembocadura do rio Doce, principal bacia hidrográfica do Estado. Contudo ao longo das margens costeiras dos demais rios, como Itaúnas, Barra Seca e São Mateus, encontram-se outras planícies flúvio- marinhas quaternárias desenvolvidas mas limitadas pela proximidade dos tabuleiros e falésias da Formação Barreiras.

Na evolução geológica do rio Doce são reconhecidos três grandes agentes: a) a variação do nível do mar durante o Quaternário, b) as inversões da direção da deriva litorânea e c) a contribuição significativa da carga e descarga fluvial, principalmente nos últimos 2.500 anos, quando o rio Doce alcançava a linha de costa após construir o delta lagunar (MARTIN e SUGUIO, 1992). Ainda hoje as inversões sazonais na direção e intensidade da corrente longitudinal, em função do sistema dos ventos e ondas no litoral capixaba, e as oscilações na descarga e carga fluvial, são responsáveis pela mobilidade da linha de costa junto à desembocadura fluvial, ora com progradação ora em erosão nas margens sul e norte da desembocadura (ALBINO e SUGUIO, 2010). Bittencourt *et al.* (2007) e Oliveira *et al.* (2015), a partir de modelagem, confirmaram as inversões do transporte longitudinal ao

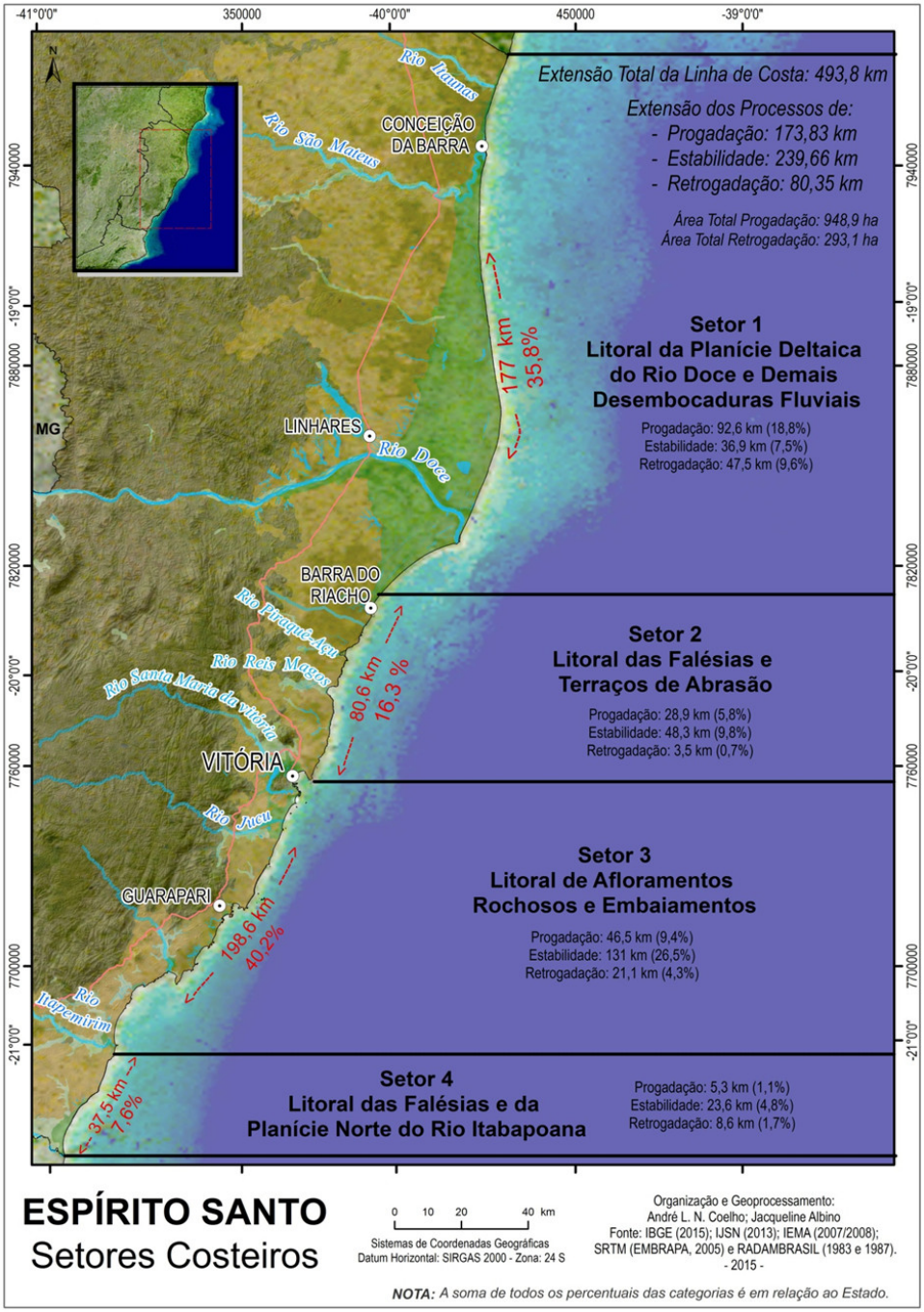


Figura 3
Setores Costeiros em função das características geomorfológicas.

longo do rio Doce, sendo que na planície da margem norte a resultante líquida é predominantemente para norte, enquanto que na margem sul a inversão da direção do transporte é mais atuante. Contudo, de maneira geral, ao longo de toda a planície deltaica a resultante do volume líquido é para o norte (OLIVEIRA *et al.*, 2015) (Figura 4).

As praias deste segmento apresentam-se extensas, em muitas localidades associadas às dunas frontais (Figura 5). São compostas por areias siliciclásticas grossas e médias provenientes dos rios Doce, São Mateus e Itaúnas (ALBINO e SUGUIO, 1999, 2010). Apresentam tipologias refletivas a intermediárias nas proximidades da desembocadura do rio Doce, onde a planície costeira se apresenta mais larga. Com o estreitamento dos terraços rumo ao norte, as praias se apresentam intermediárias a dissipativas, com alto grau de exposição e limitadas pela presença dos tabuleiros ou falésias da Formação Barreiras.

A alta mobilidade do litoral deve-se à complexa morfodinâmica das desembocaduras fluviais, conforme visto para a desembocadura do rio Doce por Albino e Suguio (2010) (Figura 5D). Nos demais rios do setor costeiro soma-se, ainda, a influência da ocupação humana na mobilidade verificada.

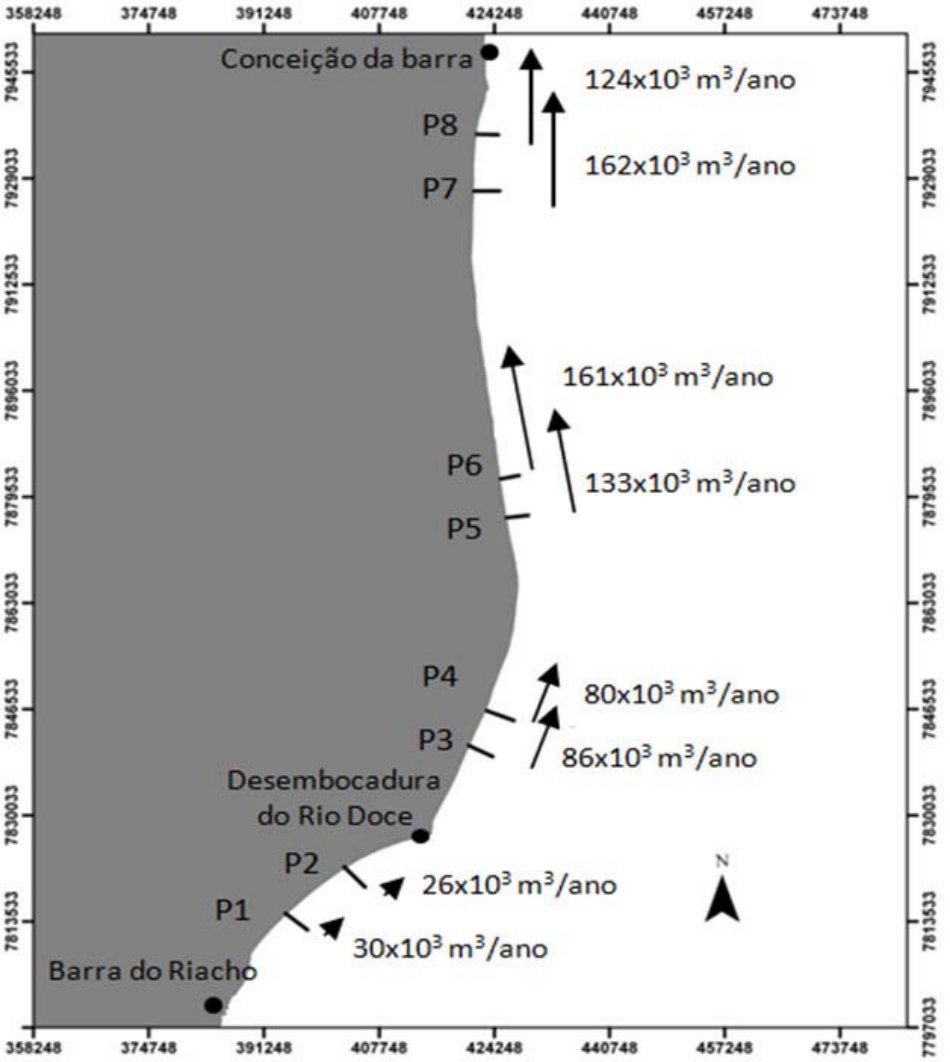


Figura 4
Resultante do transporte longitudinal líquido ao longo da planície deltaica do rio Doce, considerando as taxas anuais no intervalo de 1948 e 2008 (OLIVEIRA *et al.*, 2015).



Figura 5
Praias ao longo da planície deltaica do rio Doce: (A) praia de Itaúnas; (B) Praia de Urussuquara; (C) praia de Guriri, com urbanização ao fundo e (D) desembocadura do rio Doce com presenças de bancos emersos. Fotos: Jacqueline Albino (2010)

Nas margens do rio Itaúnas, a extensa área de dunas móveis soterrou o povoado local que se situava no vale fluvial entalhado sobre a Formação Barreiras. A migração das dunas para o interior se deu devido ao desmatamento da vegetação de dunas original (comunicação pessoal em visita técnica guiada ao Parque Estadual de Itaúnas).

Alterações também foram induzidas na desembocadura do mesmo rio. Nos anos 1980 a desembocadura migrava para sul, assim como a barra fluvial. A margem sul da desembocadura recuava e ameaçava uma importante propriedade comercial. Uma nova foz do rio Itaúnas foi aberta entre a vila de Itaúnas e a foz original, que teve sua vazão diminuída, passando por processo de assoreamento.

Outra significativa alteração morfológica ocorre na desembocadura do rio São Mateus, onde se situava o bairro da Bugia, em Conceição da Barra. Despovoada até 1970 a barra do rio era larga e envergada para sul. Nos 20 anos que se seguiram, o Bairro de Bugia foi instalado sobre a barra ao mesmo tempo em que houve o estreitamento e o alongamento da barra para o interior do estuário (VALE e ROSS, 2011), provavelmente devido a processos oceanográficos, como inversões na direção das correntes e intensificação de entradas de frentes frias (VALE, 1999). No início dos anos 1990, a intensificação dos índices pluviométricos e fluviométricos da bacia em torno de 60%, quando comparado aos anos anteriores, causou o rompimento da barra e destruiu o bairro de Bugia. Observou-se também alterações morfológicas na vegetação de mangue, que se estalara na margem sul (VALE e ROSS, 2011; VALE *et al.*, 2012).

3.2 Litoral das Falésias e Terraços de Abrasão

No setor compreendido entre Barra do Riacho e Vitória, que corresponde a 80,6km de linha de costa (16,3% do litoral), encontra-se o litoral onde os tabuleiros da Formação Barreiras estão muito próximos à linha de costa, localmente em forma de falésias vivas e terraços de abrasão (Figura 6B). No modelo proposto por Sunamura (1992) os terraços de abrasão são formados pelo solapamento das ondas na base das falésias (Figura 6A).

A presença dos terraços de abrasão na antepraia e na plataforma continental interna dissipam a energia das ondas incidentes, o que reduz a amplitude de variação das alturas de arrebentação. Desta forma, mesmo sendo o litoral submetido ao regime de micromaré, a maré atua na energia das ondas e no alcance dos espraiamentos (run up). Por ocasião de maré baixa as ondas são dissipadas pelos terraços enquanto que na maré alta, a arrebentação ocorre próxima a linha de costa e o alcance do espraiamento é maior (ALBINO e SUGUIO, 2011; ALBINO *et al.*, 2016a).

Comparadas às praias arenosas expostas, as praias precedidas por terraços apresentam pequena variação topográfica sazonal dos perfis praiais. Contribui para a estabilidade dos perfis os sedimentos retidos pelos terraços, que representam armadilhas na retenção de sedimentos na antepraia (ALBINO e OLIVEIRA, 1995). A composição das areias é predominantemente bioclástica, entre 65 e 95% (ALBINO, 2000). Devido à urbanização instalada, onde as dunas frontais estão presentes, encontram-se alteradas ou mesmo destruídas.

As praias precedidas por terraços e limitadas pelas falésias apresentam-se estreitas, com berma alta e face praial com gradiente suave (ALBINO *et al.*, 2016a). Quanto à classificação da tipologia praial, estas praiais podem ser enquadradas no tipo de "praia refletiva com terraços rochosos de baixa mar" (*reflective plus low tide rocks*), como proposto Short (2006).

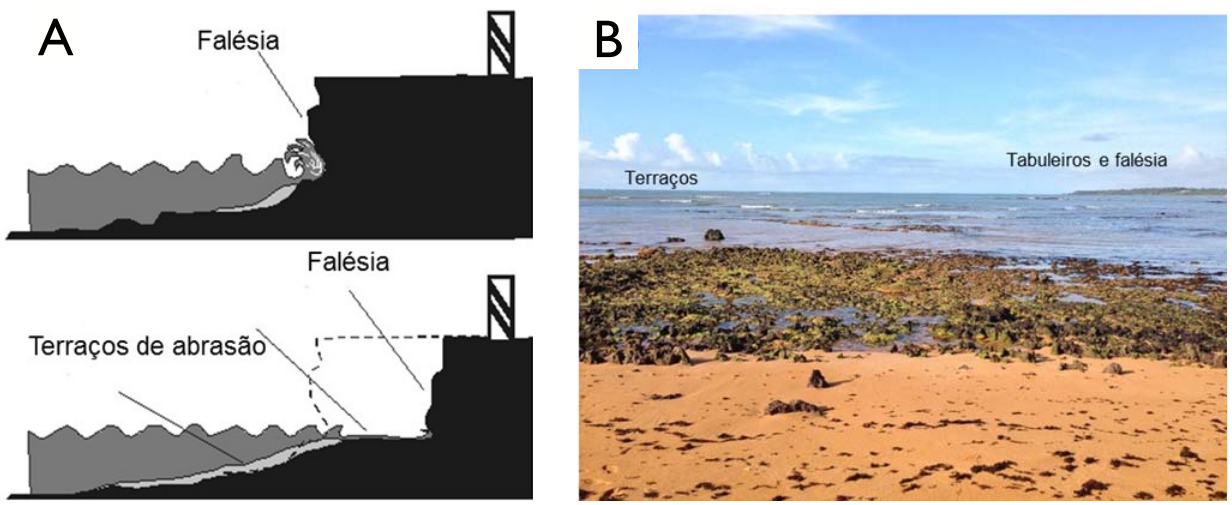


Figura 6
(A) Modelo de desenvolvimento de terraços de abrasão de Sunamura (1992); (B) Praia dos Padres, litoral de Aracruz, onde observa-se os tabuleiros terminando em falésias ao longo do litoral (fundo) e os terraços de abrasão na praia (primeiro plano). Foto e adaptação: Jacqueline Albino

3.3 Litoral de afloramentos rochosos e embaiamentos

Este setor recortado que se estende da baía de Vitória à desembocadura do rio Itapemirim, possui 198,6km, representando 40,2% da linha de costa do litoral espírito-santense.

Os recortes da linha de costa são responsáveis pelos processos de difração das ondas em torno dos promontórios e consequentemente pela direção resultante das correntes longitudinais ao longo dos arcos praiais. As inversões na direção da corrente longitudinal e a intensificação da energia das ondas geram alternâncias no sentido do transporte longitudinal e/ou a intensificação do transporte transversal e, por consequência, na variação topográfica sazonal nas praias. Os afloramentos rochosos causam, ainda, o bloqueio dos sedimentos transportados entre os diversos arcos, proporcionando a reconstituição morfológica do litoral com retomada das condições meteo-oceanográficas após a passagem de um evento meteo-oceanográfico mais intenso. Contti Neto (2012) destaca a influência do alto recorte da linha de costa nos processos erosivos de algumas praias com exposição às ondas mais energéticas de E-SE e SE.

A manutenção dos sedimentos nas enseadas e os aportes fluviais dos rios Santa Maria da Vitória, Jucu, Guarapari e Benevente contribuem para o desenvolvimento de algumas praias extensas, compostas por areias siliciclásticas, associadas a dunas frontais.

A tipologia das praias é diversificada e condicionada ao grau de exposição às ondas incidentes, à extensão e envergamento do arco praial e à proximidade de afloramentos rochosos. As praias da Baleia e da Fruta são exemplos de desenvolvimento de tipos diferentes de praias. Separadas pelo promontório da Ponta da Fruta, a praia da Baleia, ao norte, encontra-se exposta às ondas incidentes e com tipologia intermediária a refletiva, submetida a processos rotacionais devido as inversões das ondas durante o ano (ALBINO, 1996; ALBINO *et al.*, 2016a). Já o arco praial de 16km ao sul do promontório, entre Ponta da Fruta e a ponta de Setiba, exposto às ondas de E, desenvolve uma deriva longitudinal de sedimentos rumo ao sul, a partir da praia da Fruta, que adquire tipologia dissipativa. Já a praia de Caraís (conhecida como Setibão) recebe os sedimentos por transporte longitudinal e apresenta tipologia próxima a refletiva (PAVANI, 2006).

Deve-se salientar que este litoral sofre alterações morfo-sedimentares devido à intensa ocupação urbana, já que corresponde ao setor da região metropolitana da Grande Vitória, englobando os municípios 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 uma nova adaptação morfológica da praia desde a década de 1980. Alteração da morfologia da planta da praia devido à construção de terminal portuário foi também verificada na praia de Maimbá, no município de Anchieta (ALBINO *et al.*, 2016b).

Nos curtos trechos deste litoral onde as falésias da Formação Barreiras estão em contato com a praia, observa-se processos erosivos sobre os depósitos terciários já que a praia não apresenta capacidade de proteção.

3.4 Litoral das falésias e da planície norte do rio Itabapoana

Entre o rio Itapemirim e a desembocadura do rio Itapaboana, na divisa com o Estado do Rio de Janeiro, os depósitos da Formação Barreiras estão em contato com as praias estreitas limitadas pelas falésias sedimentares. Exceção é a planície flúvio-marinha ao norte do rio Itapaboana que se desenvolve aos pés das falésias. Este setor representa 37,7km (7,6%) da linha de costa do litoral capixaba.

As praias apresentam tipologia dissipativa e intermediária, com pequena declividade e suprimento de areias fluviais finas, provenientes dos aportes fluviais dos rios Itapemirim e Itabapoana. Eventos meteorológicos mais energéticos alcançam a base das falésias e ameaçam localmente os depósitos terciários.

Onde há o desenvolvimento estreito de terraços arenosos limitados pelas falésias, as praias adjacentes se apresentam associadas a dunas frontais, geralmente alteradas pelos calçadões e quiosques, como no balneário de Marataízes. A alteração e/ou destruição das dunas frontais foi um dos fatores responsáveis pelo processo erosivo ao qual a praia Central de Marataízes foi submetida ao longo dos anos.

Ao longo da planície fluvial do rio Itabapoana a linha de costa apresenta pouca alteração deste a década de 1970 (CONTTI NETO e ALBINO, 2011) indicando estabilidade do litoral, apesar do alto grau de exposição às ondas incidentes.

4. EROSÃO, PROGRADAÇÃO E INUNDAÇÃO

Neste item serão apresentados os mapas com a classificação da linha de costa do Espírito Santo quanto a sua tendência à progradação, erosão e estabilidade.

4.1 Litoral da planície deltaica do rio Doce e demais desembocaduras fluviais

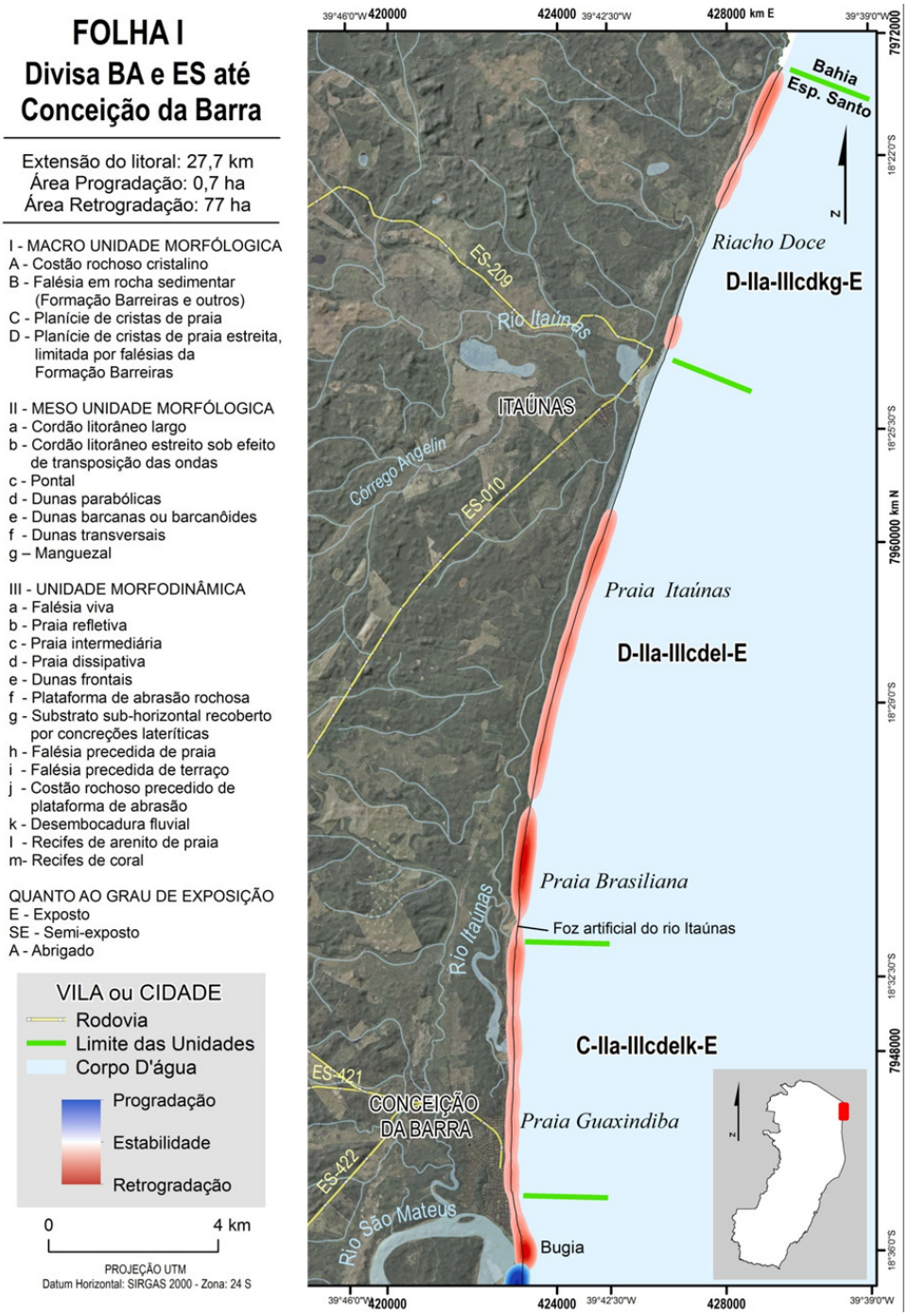
O litoral correspondente à planície deltaica do rio Doce encontra-se, de maneira geral, em progradação da linha de costa. Dos 35,8% de extensão que este litoral representa no Espírito Santo, 18,8% se encontra em progradação, 7,5% em estabilidade e 9,6% em retrogradação. O desenvolvimento de planícies de cordões litorâneos e o aporte fluvial contínuo do rios Barra Seca, Riacho e principalmente do rio Doce, cuja carga é transportada preferencialmente para norte (OLIVEIRA *et al.*, 2015; BITTENCOURT *et al.*, 2007), são responsáveis pelo comportamento mais progradadante observado. 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, e no extremo sul onde alterações antropogênicas são verificadas.

Praias de Itaúnas, Guaxindiba e Bugia, em Conceição da Barra (Folha I)

O litoral entre as praias de Riacho Doce e Bugia, situado no extremo norte do flanco norte da planície deltaica do rio Doce, encontra-se subordinado a processos erosivos desencadeados por processos antrópicos e naturais com alto potencial de transporte longitudinal para norte e não recebendo, diretamente, o alto aporte fluvial do rio Doce, a linha de costa sofre uma inflexão.

Na praia próxima à vila de Itaúnas, o recuo da linha de costa, iniciado com a migração das dunas frontais sobre a antiga vila, diminuiu devido aos programas de fixação das dunas pela vegetação. Constatou-se que nos últimos dez anos não houve necessidade da migração dos quiosques rumo ao continente, indicando estabilidade da praia.

O mais intenso processo erosivo desse setor é ainda registrado na barra fluvial na margem norte do rio São Mateus, onde situava-se o bairro da Bugia e na continuidade da linha de costa, ao norte, a praia de Guaxindiba (Figura 7). As alterações da morfologia da boca estuarina do rio São Mateus nos últimos 30 anos foram



Folha I
Praias da divisa entre Bahia e Espítito Santo até Conceição da Barra.

analisadas por Vale (1999) e associadas às adaptações resultantes da integração entre os elementos climáticos, hidrográficos, oceanográficos, fitogeográficos e de uso da terra. A atuação da inversão da direção das correntes londitudinais na alteração morfológica pode ser observada na Figura 7A. Com o incremento das ondas de S- SE na década de 1990 houve o desenvolvimento de uma barra envergada para norte situada na margem sul e, destruição da barra sobre a qual se desenvolveu o bairro da Bugia. No ano de 2009 o governo estadual iniciou obras de recuperação de toda a orla, que teve duração aproximada de quatro anos. Houve a construção de um enrocamento à margem esquerda da foz e de outros 5 em forma de ferradura, ao longo da praia de Guaxindiba com o preenchimento de areias por meio de aterro hidráulico (Figura 8). Durante a intervenção, a partir de 2011 observou-se a aceleração do processo de recuo da linha de costa ao longo da praia de Guaxindiba, com destruição de cordões vegetados (SÉCULO DIÁRIO, 2015).

A fixação de sedimentos realizada pelas estruturas de engenharia deve ter bloqueado o trânsito de sedimentos para este trecho praial, além de alterar o regime das ondas incidentes. Contudo destaca-se também o anterior e gradativo recuo da linha de costa em que a praia se encontrava, provavelmente devido ao rompimento da descarga total do rio Itaúnas. Com o intuito de proteger a área de um hotel da erosão da margem sul devido a migração da desembocadura do rio Itaúnas rumo ao sul, uma foz artificial foi aberta mais ao norte nos anos 1980 . Com isto, a foz original perdeu a vazão e desenvolveu um sistema estuarino, promovendo a deposição de sedimentos no interior do canal, o que diminuiu o aporte fluvial no

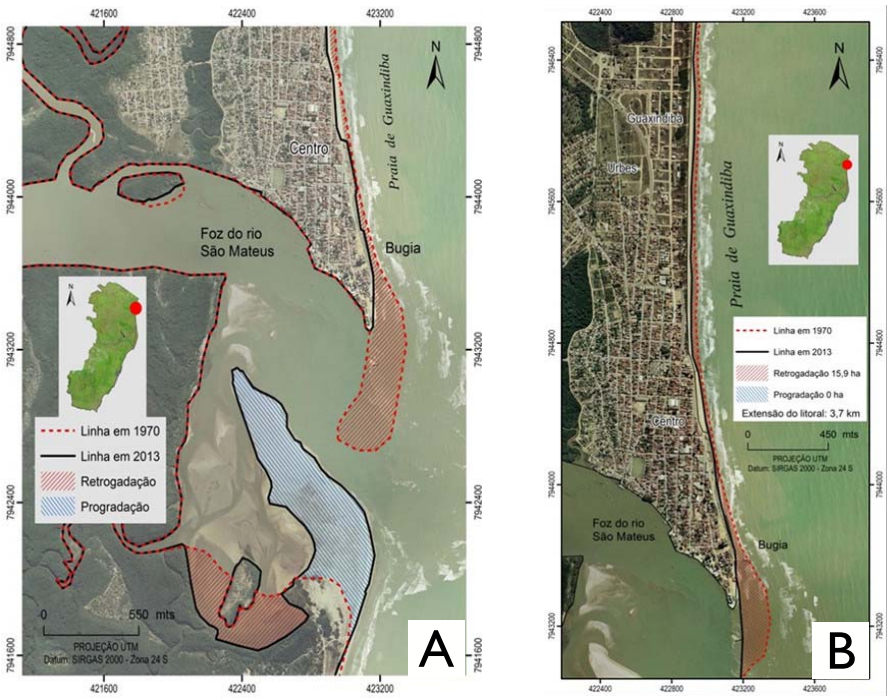


Figura 7
(A) Detalhes da mobilidade da desembocadura fluvial do rio São Mateus, afetando o bairro da Bugia e (B) Recuo da linha de costa ao longo da praia de Guaxindiba.

sistema em questão, principalmente das proximidades das praias de Guaxindiba e Brasiliana.

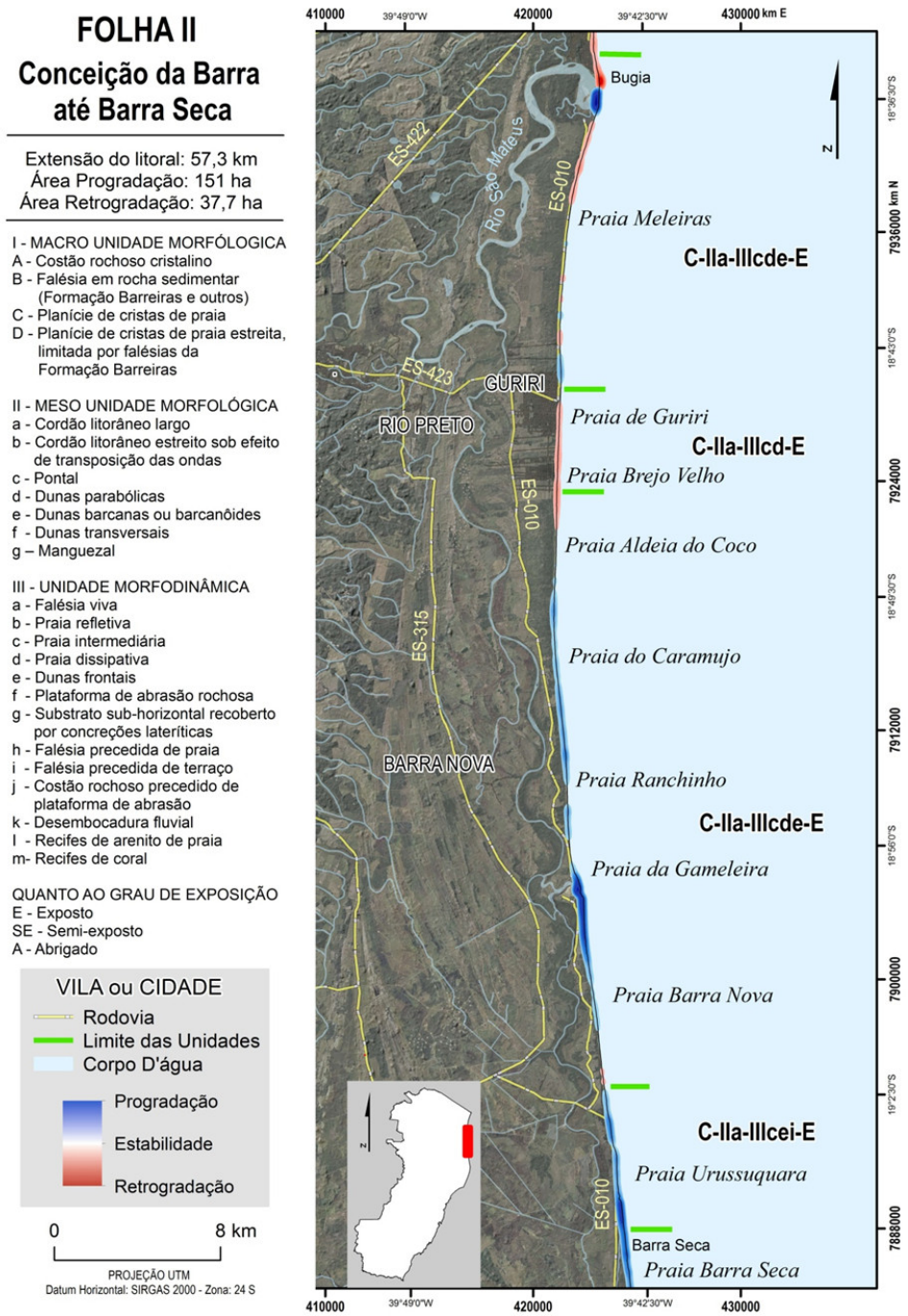
Praia de Meleiras, em Conceição da Barra a praia de Urussuquara, em Linhares (Folha II)

A praia de Meleiras, situada na margem sul do rio São Mateus e, portanto, associada ao evento erosivo da Bugia, em Conceição da Barra, apresenta eventuais evidências de alcance das ondas durante o espraiamento sobre o cordão litorâneo vegetado. Estas evidências são representadas pela transposição das ondas (*overwash*) sobre as dunas vegetadas e pela abundância de raízes suspensas na base do cordão. Por se tratar de uma praia intermediária a dissipativa, com pequena declividade da antepraia, é esperado que este alcance seja comum em situações de maré alta e/ou de maior intensidade de ondas e ventos. Pequeno recuo foi verificado nos últimos 43 anos, pela superposição das linhas de costa de 1970 e 2013.

As praias de Barra Nova e Urussuquara apresentam progradação da linha de costa como resultado dos aportes fluviais ao longo dos anos. A escassa ocupação urbana permite a manutenção do balanço sedimentar das praias quando submetidas a eventos meteo-oceanográficos mais intensos e alcance do mar nas dunas frontais preservadas (Figura 5B). Diferentemente da praia central de Guriri, onde o recuo observado provavelmente deve-se a destruição das dunas para a construção de calçamentos a beira mar.



Figura 8
Enrocamentos e alimentação artificial para a reconstituição do bairro da Bugia. Observa-se que algumas construções se encontram completamente ladeadas pelas areias do aterro hidráulico. Foto José Carlos, Conceição da Barra, em 2010.



Folha II
Praias entre Conceição da Barra até Barra Seca.

Praia de Barra Seca a Praia de Monsarás, em Linhares (Folha III)

Situado imediatamente ao norte da desembocadura do rio Doce, este litoral de 53,7 km apresenta alta progradação, em torno de 295 hectares nos últimos 43 anos associado ao aporte do rio Doce e à deriva litorânea (ALBINO *et al.*, 2016a).

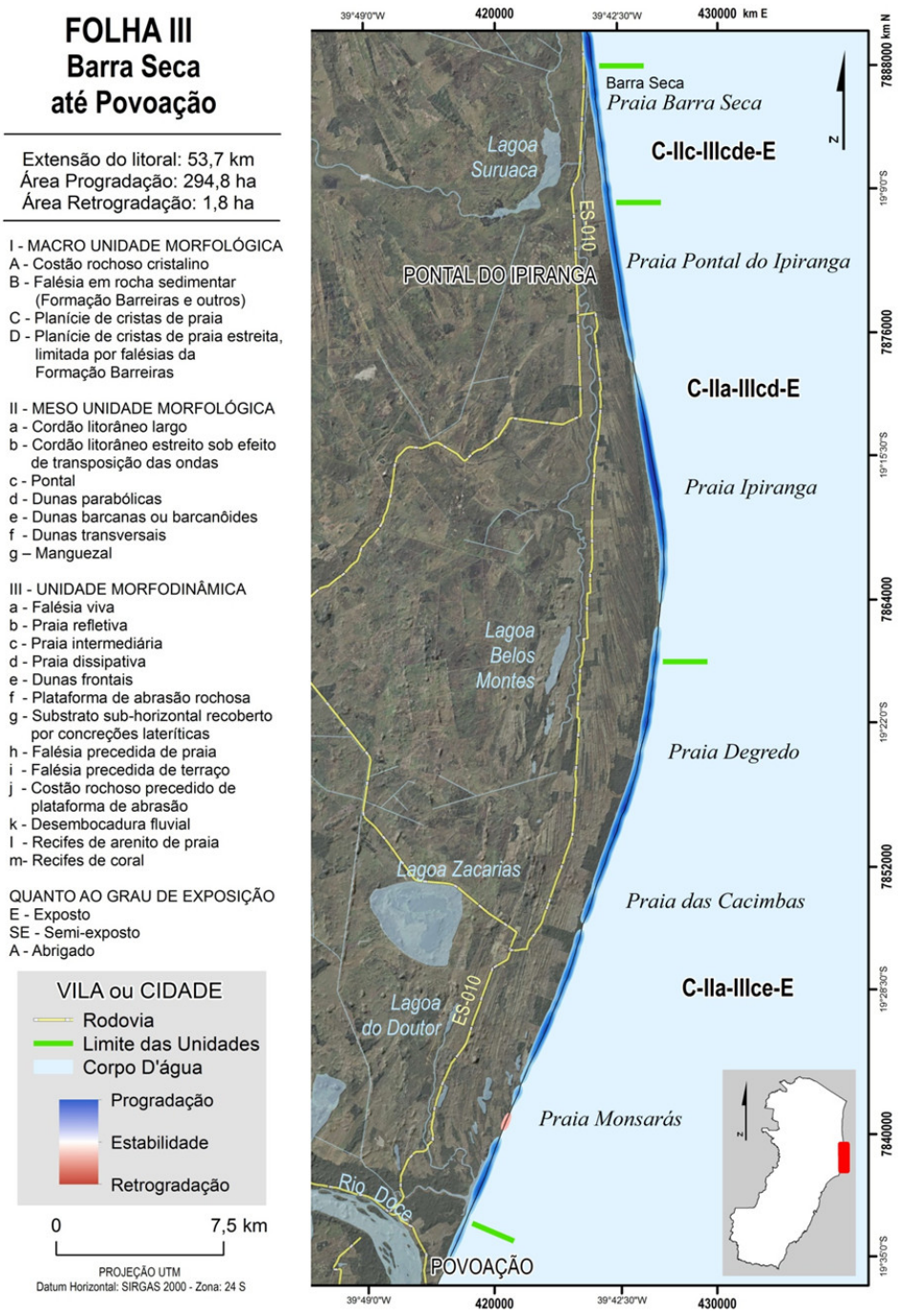
A alta exposição deste litoral às ondas incidentes, a tipologia intermediária a dissipativa da praia e a presença do rio na retaguarda do cordão litorâneo favorecem que, em ocasiões de aumento relativo do nível do mar junto à costa, seja por entrada de frentes frias e/ou aumento nos índices pluviométricos, as ondas alcancem os cordões e as dunas vegetadas. Desta forma, o espraiamento das ondas sobre estes pode indicar comportamento morfodinâmico sazonal de inundação da praia e não tendência erosiva. Rumo ao sul, a poucos quilômetros de Barra Seca, a praia de Pontal do Ipiranga apresenta-se em progradação com expansão da vegetação sobre dunas frontais embrionárias.

Povoação a Barra do Riacho (Folha IV)

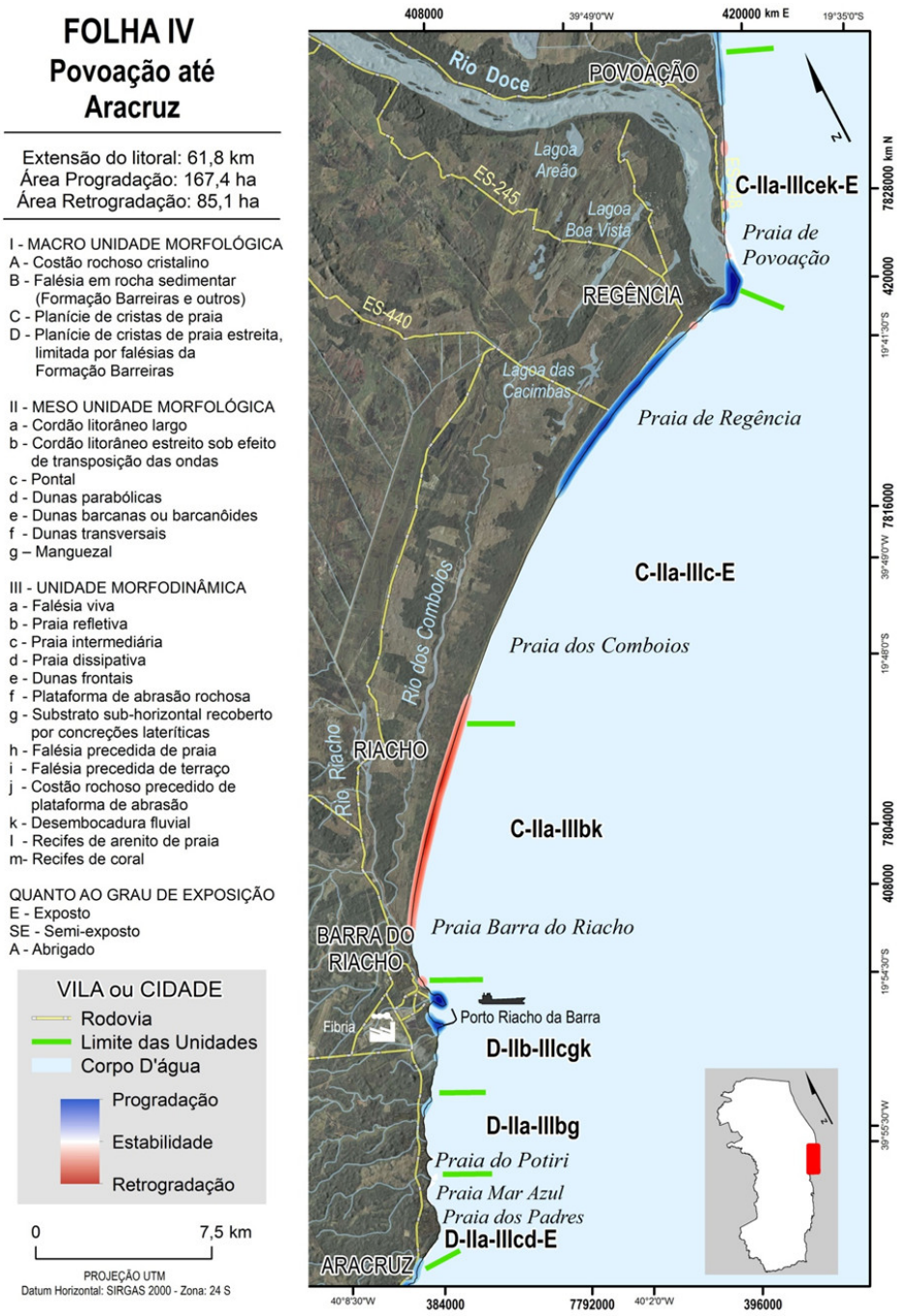
Como resultado do padrão de deriva longitudinal de transporte líquido para o norte ao longo da planície costeira do rio Doce (OLIVEIRA *et al.*, 2015) observa-se, ao longo da variação decadal, recuo do arco praial ao sul da planície e progradação junto à desembocadura, nas proximidades da praia de Regência. Processos de transposição de ondas (overswash) são frequentemente observados.

Contudo, informações sobre a direção de ondas, transporte longitudinal de sedimentos e alterações morfológicas de perfis de praia confirmam a atuação das inversões na direção da deriva litorânea (BITTENCOURT *et al.*, 2007; OLIVEIRA *et al.*, 2015), as alterações das descargas fluviais e a consequente mobilidade das praias adjacentes (ALBINO e SUGUIO, 2010), em intervalos sazonais, junto à desembocadura. Com a maior vazão fluvial em períodos chuvosos e/ou de passagens de frentes frias, o jato fluvial represa os sedimentos trazidos pela deriva junto à praia de Regência enquanto que ao norte, na praia de Povoação, há o processo de inundação e a praia recua (ALBINO *et al.*, 2006a). Passada esta condição, a praia de Regência perde parte do sedimento, enquanto que na praia de Povoação há recuperação pela migração dos bancos (Figura 5D) e/ou por alimentação dos sedimentos fluviais da deriva litorânea sazonal.

A mobilidade da praia pôde ser observada em 1996 com grande recuo na praia de Povoação que destruiu edificações na retroterra, inclusive um poste de iluminação. No levantamento topográfico realizado em 2000 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 (Figura 9).

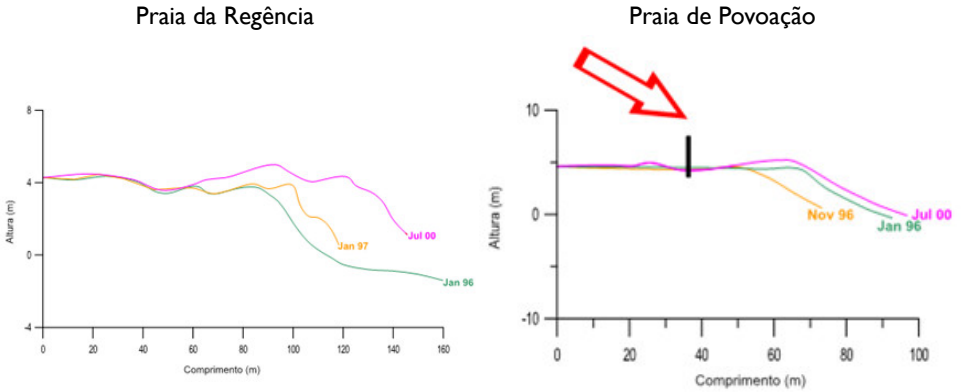


Folha III
Praias da Barra Seca até Povoação



Folha IV
Praias da Povoação até Aracruz.

Variação topográfica dos perfis transversais da Praia da Regência e de Povoação, em Linhares, entre 1996 e 2000.



Praia da Povoação em Linhares
(A) Destruição de casas e espraiamento das ondas próximo ao poste de luz (Novembro de 1996)
(B) Reconstrução da praia após intensa retrogradação. Na pós-praia observa-se o local onde existia o poste de luz, levado pelas ondas. O processo erosivo ameaçou o poste da rua transversal à praia, situado a 37,5m de destância do poste de luz destruído. (Agosto de 2000).





Figura 9
Mobilidade e processos erosivos registrados na praias adjacentes à desembocadura do rio Doce (Adaptado de ALBINO *et al.*, 2006a)

As setas vermelhas indicam a mesma posição no perfil e nas fotos

4.2 Litoral das falésias e Terraços de Abrasão

De maneira geral este setor entre Barra do Riacho, em Aracruz, e Praia Mole, na Serra, ao norte da Baía do Espírito Santo, é classificado como estável. Dos 16,3% de extensão que este setor representa 9,8% apresentam-se estáveis, 5,8% em progradação e apenas 0,7% em erosão. Os setores em erosão estão geralmente associados à intensa urbanização enquanto que locais de progradação encontram-se nas proximidades das desembocaduras fluviais como as dos rios Reis Magos e Piraquê-Açu.

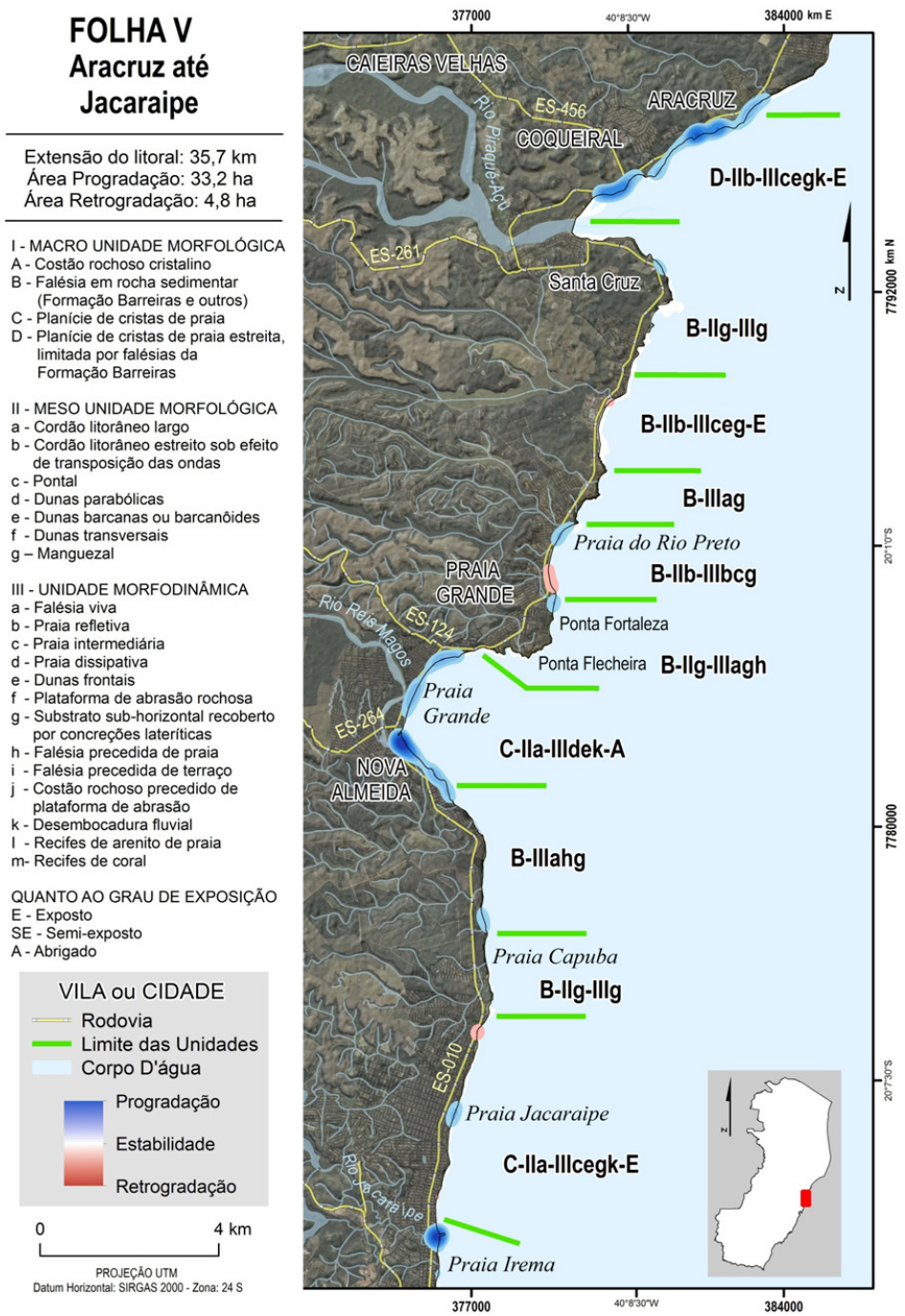
Praias de Aracruz (Folhas IV e V)

As praias precedidas de terraços de abrasão são consideradas mais estáveis e a estabilidade do litoral pode ser observada em detalhe na Folha IV nos últimos 43 anos para três praias dos Padres, Mar Azul e Potiri, no litoral de Aracruz (Figura 10). Desta forma, as praias apresentam capacidade de proteger a costa contra a erosão.

No comportamento morfodinâmico destaca-se a atuação da variação da maré. Por ocasião de níveis baixos, os terraços são expostos e a arrebentação se dá distante da linha de costa (Figura 10B). Com a a maré alta as ondas arrebentam junto à costa (Figura 10 A). As praias apresentam tipologia refletiva a intermediária, mais terraços (SHORT, 2006). Por ocasião de maiores níveis do mar, como por exemplo em períodos de tempestade, as praias sofrem inundações e os espraiamentos das ondas alcançam as estruturas urbanas.



Figura 10
Estabilidade das praias do Município de Aracruz em 43 anos. Terraços encobertos e expostos por ocasião de maré alta, Praia de Potiri (A) e maré baixa (B), Praia dos Padres. Fotos Jacqueline Albino (2014).



Folha V
Praias de Aracruz até Jacaraipe.

Praias do Litoral da Serra (Folhas V e VI)

Deve-se destacar a alta urbanização deste litoral, que compõe a Região Metropolitana da Grande Vitória, seja por residências permanentes ou 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 de menor gradiente, intensifica a vulnerabilidade erosiva e inundacional deste litoral, ameaça as construções e gera prejuízos ao patrimônio público, como pode ser observado nas praias de Jacaraipe e Manguinhos (Figura 11). Salienta-se contudo que mesmo os setores estáveis ou em progradação, principalmente nas proximidades das desembocaduras fluviais, há eventos inundacionais por ocasião de passagens de frentes frias acompanhadas por aumento nos índices pluviométricos.

4.3 Litoral de costa rochosa e recortada

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. Dos 40,2% de extensão que este litoral representa, 26,5% está estável, 9,4% em progradação e 4,3% em erosão. Por ser um litoral recortado, encontra-se mais estável. Por outro lado, por compreender a Região Metropolitana da Grande Vitória e pela balneabilidade do litoral ao sul da capital, este setor é intensamente urbanizado e industrializado, acarretando e/ou acelerando desequilíbrios sedimentares da zona costeira, como nas praias que serão discutidas a seguir.



Figura 11
Alta urbanização sobre a praia de Manguinhos (A) e Jacaraípe (B), Serra, com evidências de inundação e erosão na praia de Jacaraípe, que exigem obras de contenção (C). Fotos: Jacqueline Albino (2013).

Praia de Camburi, em Vitória (Folha IV)

Um dos setores mais alterados antropogenicamente é a praia de Camburi, município de Vitória. A intensa urbanização da orla da praia iniciou-se na década de 1960, com a construção do Porto de Tubarão em 1965 e urbanização dos bairros próximos. As estruturas instaladas pelo complexo portuário de Tubarão alteraram 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 21m de profundidade transversal à Ponta de Tubarão (MELO e GONZALEZ, 1995). Houve, portanto, o recuo do setor exposto as ondas, transporte de sedimentos para a porção nordeste da praia, como a adaptação da planta da praia conforme verificado por Caucian (2010). A partir de então inúmeras outras alterações foram realizadas como aterros, construção de espigões e construção artificial da praia, a fim de viabilizar o crescimento urbano acelerado e conter o recuo iniciado. A última grande intervenção se deu no final da década de 1990, com engordamento artificial da orla e projeto de urbanização, com ampliação das vias rodoviárias e implantação de vias de recreação, de modo que, no intervalo de 43 anos de comparação, observa-se a progradação artificial deste setor (Figura 12 e Folha VI).



Figura 12
(A) Progradação da praia de Camburi, Vitória, motivada pela expansão urbana. Fonte: Jacqueline Albino.
B(i) Fonte: <http://www.vitoria.es.gov.br/noticia/reurbanizacao-da-orla-de-camburi-sera-entregue-neste-mes-de-setembro-4239> . Acesso em 12/07/2018.
B(ii) Foto: Jacqueline Albino.

Praia de Maimbá, em Anchieta (Folha VIII)

Na praia de Maimbá, a deriva litorânea de sedimentos, preferencialmente no sentido de Norte para Sul, e o alto grau de exposição às ondas incidentes geraram o recuo da porção norte da praia, com erosão das falésias da Formação Barreiras e progradação acentuada nas proximidades do Porto de Ubu, já que este representa uma armadilha de bloqueio dos sedimentos transportados (ALBINO *et al.*, 2016a) (Figura 13).

O recuo médio das falésias ativas ao longo da praia é de ordem de 0,47m/ano nos últimos 60 anos. Com a perda do terreno das falésias há a destruição da Rodovia do Sol (ES 010) exigindo obras de contenção (Figura 13A). Na porção sul, a progradação da faixa arenosa permitiu o desenvolvimento de terraços arenosos estreitos e hoje vegetados, que protegem as falésias da ação direta das ondas incidentes (Figura 13B).

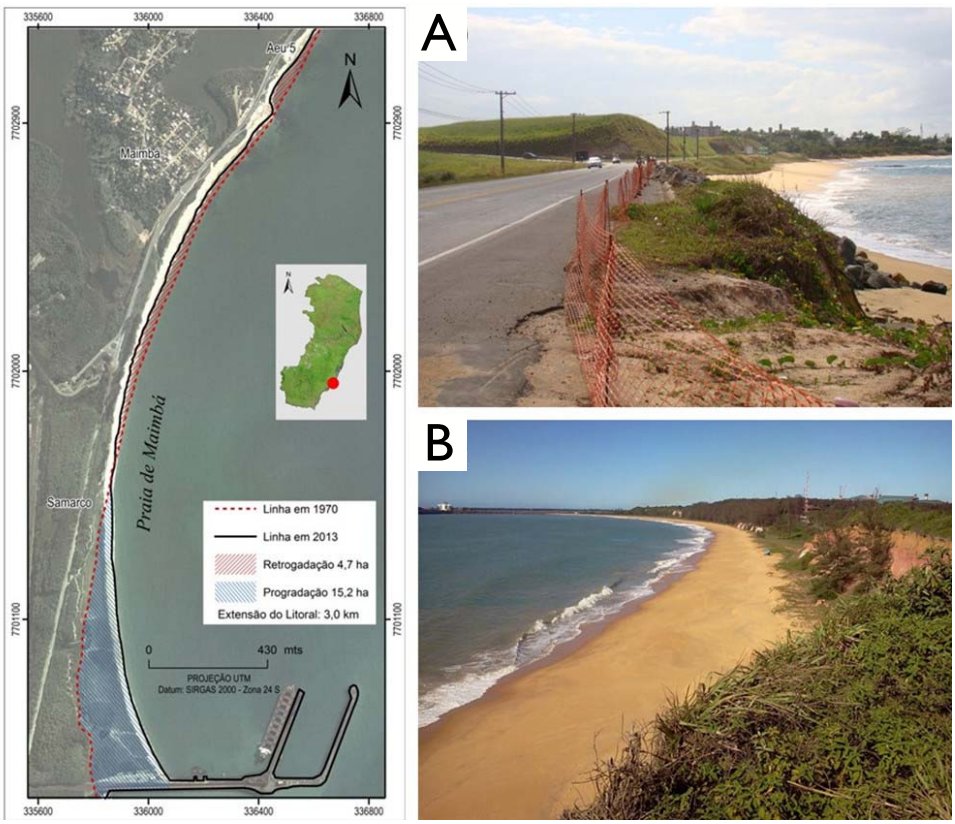
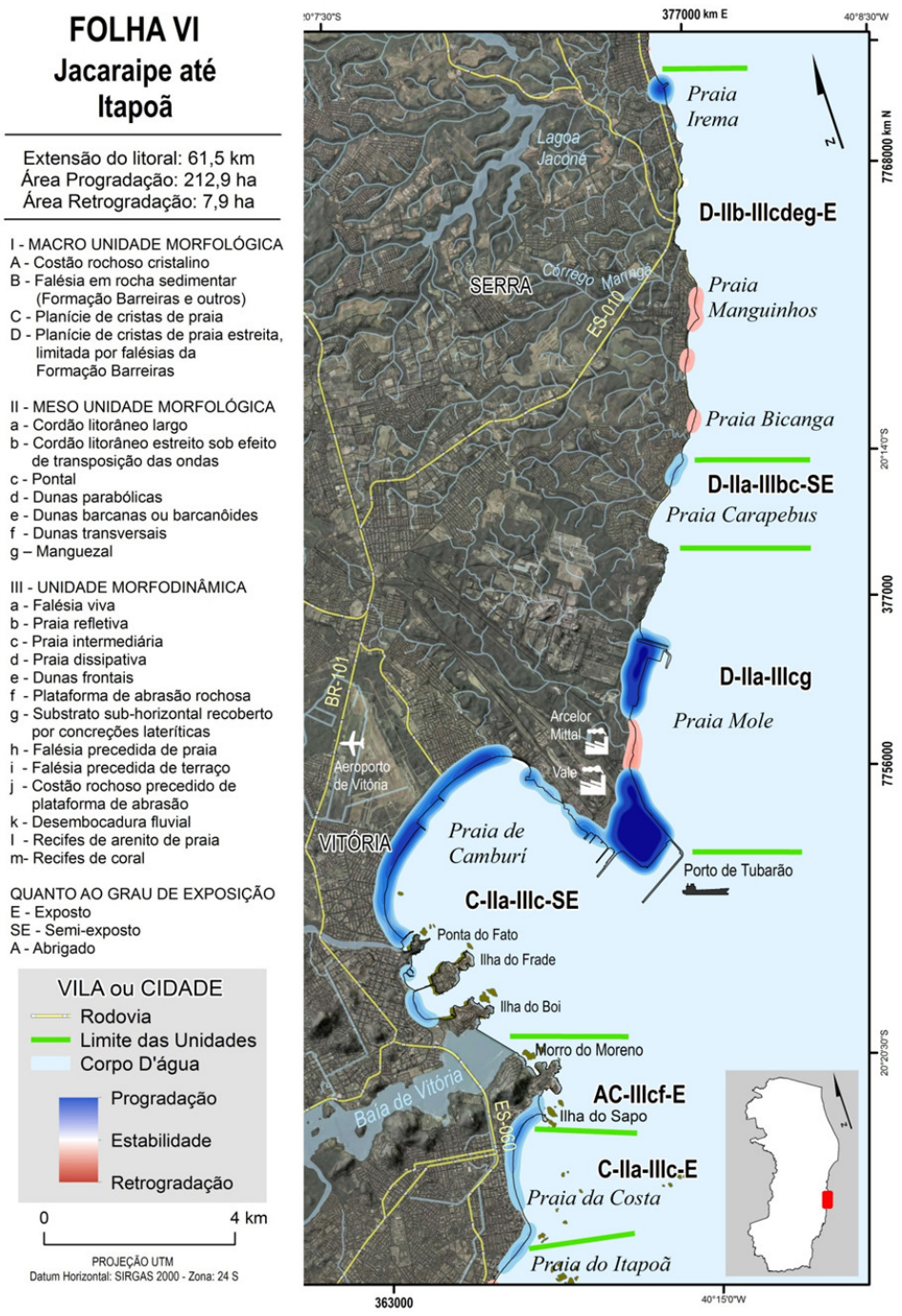
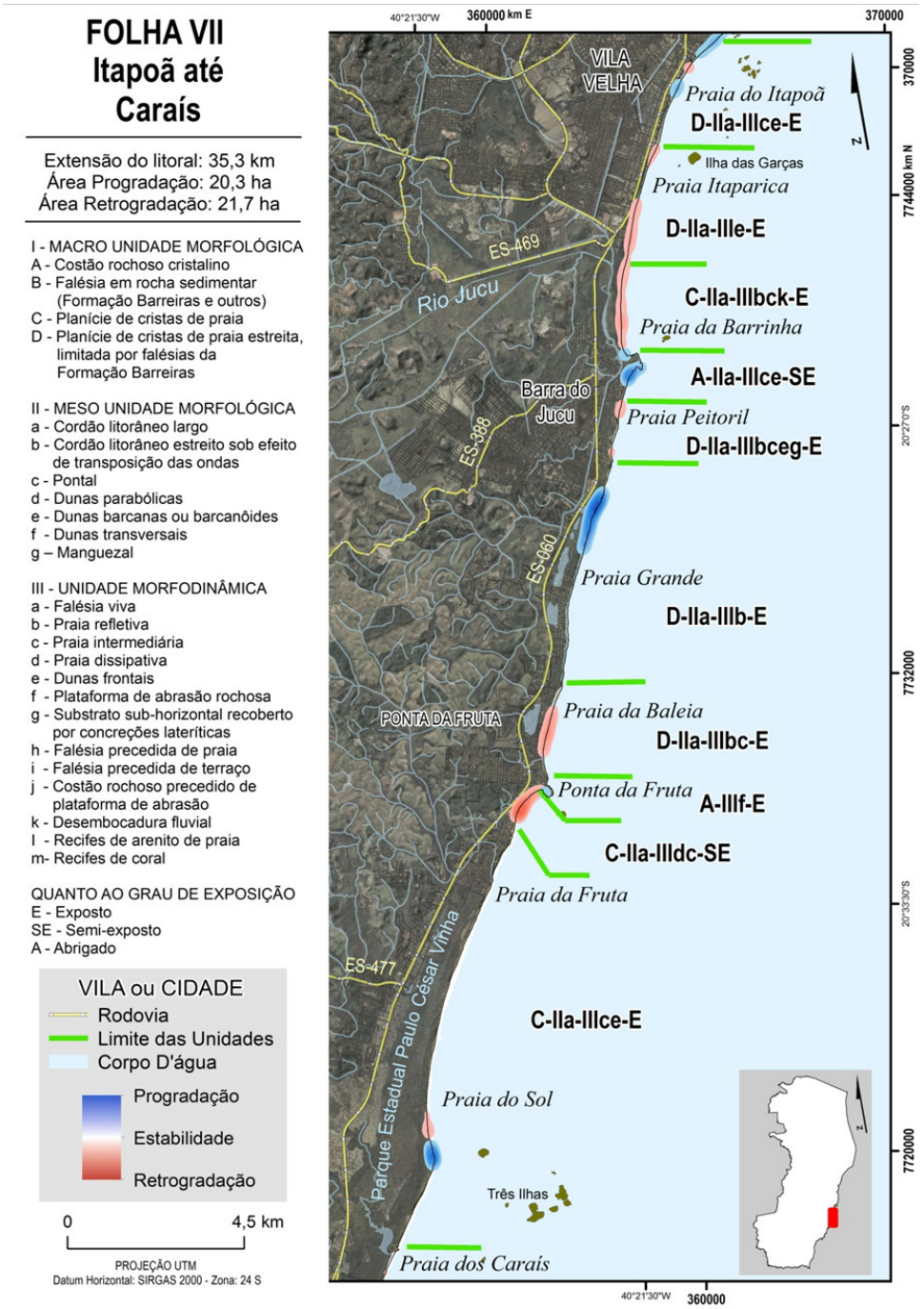


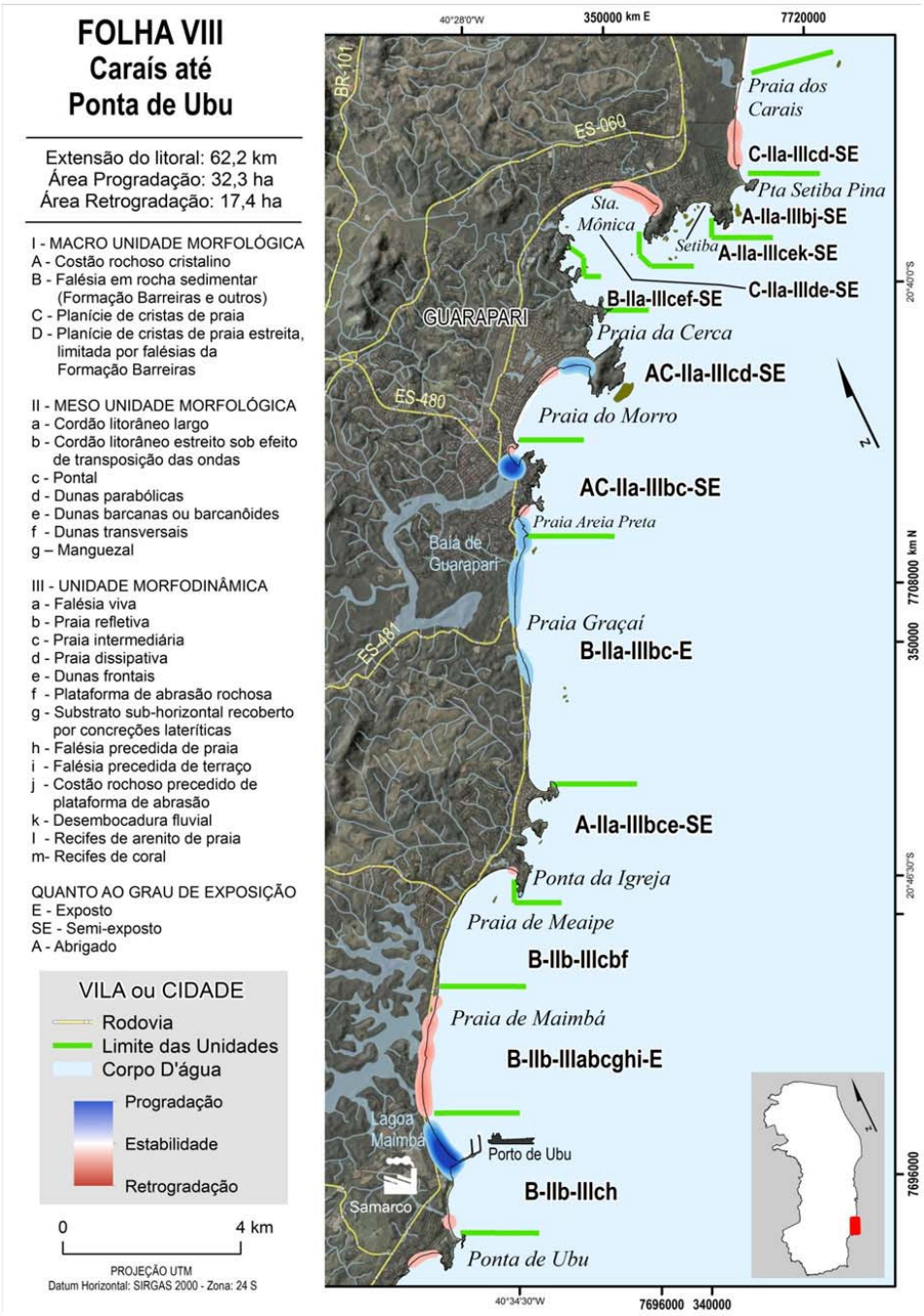
Figura 13
Praia de Maimbá, em Anchieta: (A) Recuo da porção norte e (B) faixa arenosa protegendo falésias na porção sul resultante da progradação ao sul do arco praial devido a presença do porto. Fotos: Jacqueline Albino (2013)



Folha VI
Praias de Jacaraipe. até Itapoã



Folha VII
Praias de Itapoã até Carais.



Folha VIII
Praias de Carais até Ponta de Ubu.

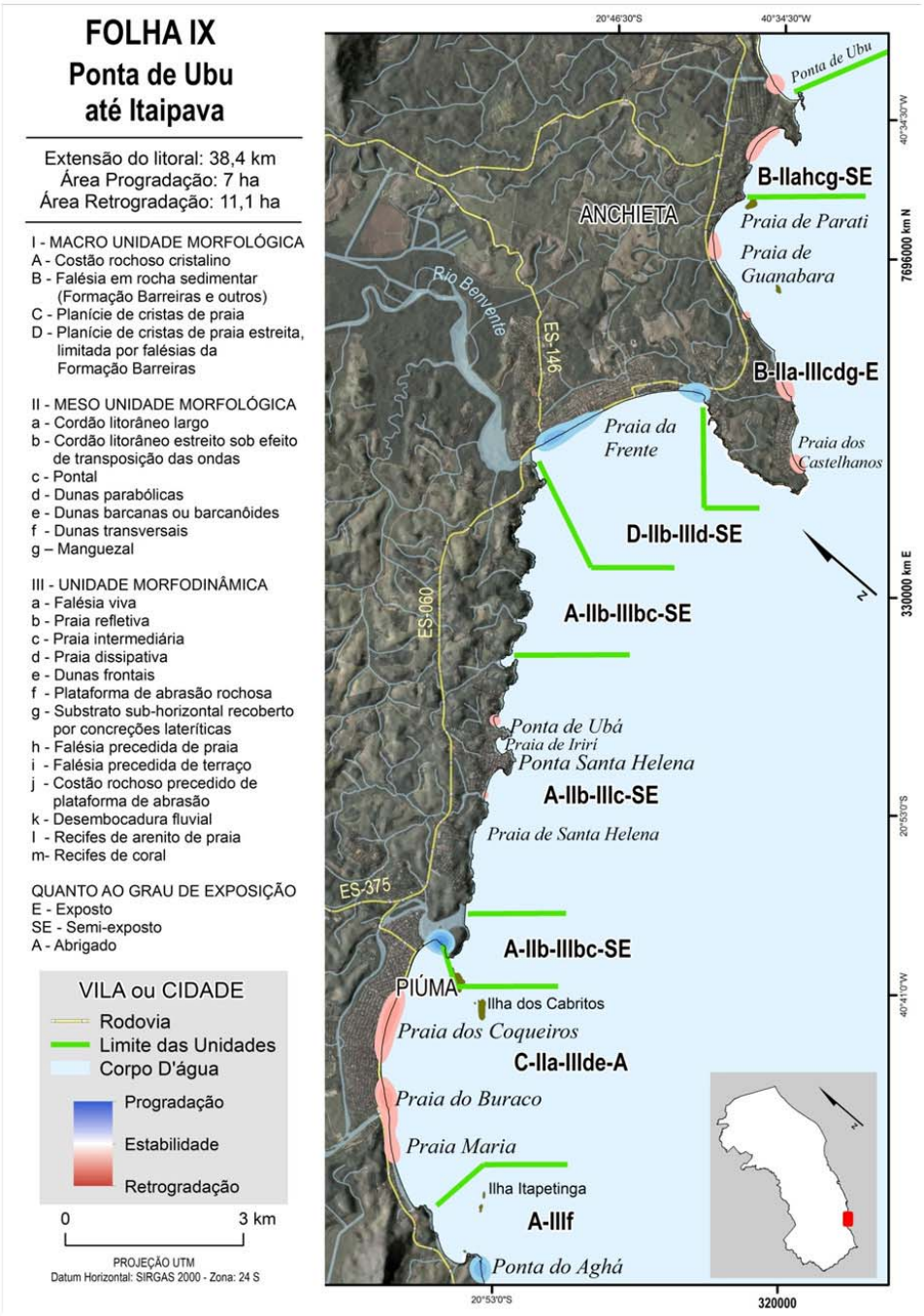
Praia de Itaipava, em Itapemirim (Folha X)

A praia de Itaipava, onde se observa recuo na porção sul da praia e progradação da porção norte, é outro exemplo de alteração morfológica como resposta às intervenções antropogênicas. Houve a adaptação em planta da praia devido à implementação de um quebramar instalado para viabilizar as operações pesqueiras. As ondas difratadas em torno da estrutura rígida promoveu um hotspot erosivo no centro da praia e o desenvolvimento da deriva de sedimentos rumo ao norte, local protegido das ondas e, portanto, área de deposição dos sedimentos (BARRETO *et al.*, 2016).

Demais praias

De maneira geral, os registros de retrogradação mais evidentes neste setor são verificados em praias dissipativas. 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, como sobre as dunas frontais hoje quase inexistentes. Esta ocupação em algumas praias vem sendo a responsável pela diminuição dos sedimentos disponíveis para a adaptação morfodinâmica, como o ocorrido na praia de Santa Monica, em Guarapari (Folha VII) e em praias dos municípios de Anchieta e Piúma (Folha IX). Desta forma, por ocasião de frentes frias, a baixa declividade da antepraia permite o alcance do espraiamento das ondas sobre as edificações. Na praia do Morro, em Guarapari (Folha VIII), processos rotacionais e oscilatórios identificados permitem o balanço sedimentar equilibrado ao longo da praia. Contudo, a ocupação sobre as dunas frontais e a berma geram processos erosivos e inundacionais nas estruturas urbanas (KLUMB-OLIVEIRA e ALBINO, 2014).

Por outro lado, em outras praias dissipativas e urbanizadas deste litoral, houve a manutenção da estabilidade da linha de costa nos últimos 43 anos. Este comportamento é explicado pela localização destas praias entre embaiamentos, submetidas ao limitado transporte de sedimentos entre os diversos embaiamentos, proporcionando desta forma a pronta reconstituição morfológica com a retomada das condições meteo-oceanográficas de tempo bom, após a passagem de eventos erosivos.



Folha IX
Praias da Ponta de Ubu até Itaipava.

4.4 Litoral das falésias e da planície norte do rio Itabapoana

Dos 7,4% de extensão que este setor representa na extensão total do Estado, 4,8% encontra-se estável, 1,7% em retrogradação e 1,1% em erosão. Processos erosivos foram verificados na porção norte deste setor, onde as praias se encontram limitadas por afloramentos rochosos e/ou falésias da Formação Barreiras como na praia de Arraias e na praia central de Marataízes (Folha X).

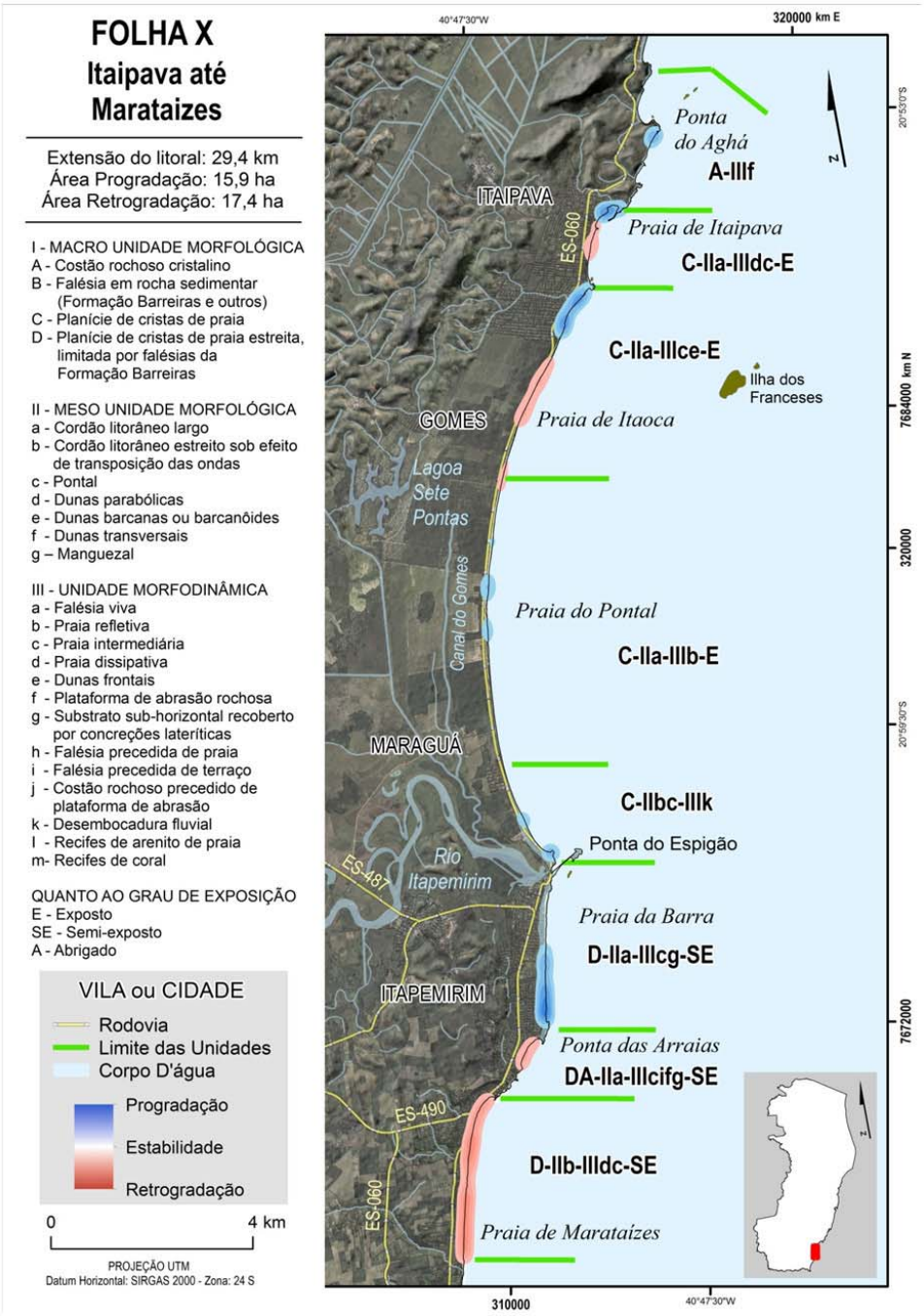
Praias de Arraias e Marataízes – Folha X

A praia de Arraias, precedida por terraços de abrasão rochosos e com tipologia dissipativa, apresenta pequeno desenvolvimento da faixa arenosa. A intensa urbanização limitou ainda mais a disponibilidade de sedimentos. A praia recuou em torno de 0,50m/ano nos últimos 43 anos (Figura 14A), e este recuo se dá, provavelmente, pelo transporte transversal das areias para além dos terraços de abrasão nos períodos de incremento da energia das ondas e posterior dificuldade de retorno. Anfuso *et al.* (2003) reconheceram este processo na morfodinâmica das praias precedidas por terraços em praias do litoral da Espanha.

Na praia central de Marataízes, o recuo hoje determinado (Figura 14B) já vinha sendo observado desde o início dos anos 2000. Contudo, evidências de inundação costeira, com o alcance das ondas nas edificações da margem oeste da rodovia a beira mar são ainda mais antigas. Albino *et al.* (2006b) indicaram como principal causa do processo erosivo a destruição das dunas frontais. Os autores verficaram que na extensão sul do mesmo litoral, as praias com características dissipativas e intermediárias realizam troca transversal de sedimentos entre dunas frontais, praia e bancos da antepraia. Por ocasião de entrada de frentes frias há escarpamento das dunas e desenvolvimento de bancos. Com o retorno das ondas de tempo bom, há a migração dos sedimentos das barras para a praia e dunas frontais. O litoral encontra-se então estável ou em progradação, representado pelo desenvolvimento do campo de dunas frontais.

Na praia Central de Marataízes as dunas frontais foram substituídas por estruturas duras, que aumentam a reflexão das ondas e consequentemente o transporte de sedimentos. As barras arenosas na antepraia estão ausentes ao longo do perfil praial (ALBINO *et al.*, 2006b).

As estruturas de contenção, como enrocamentos e gabiões transversais e longitudinais à praia, foram realizadas deste 2000, contudo sem sucesso (Figura 15). A última contenção realizada em 2010 se configurou em um sistema combinado de estruturas rígidas e alimentação artificial (ELFRINK *et al.*, 2006). Esta intervenção, desde então protege a costa de processos erosivos, mas não alcançou a mesma extensão da linha de costa de 1970.



Folha X
Praias de Itaipava até Marataizes.

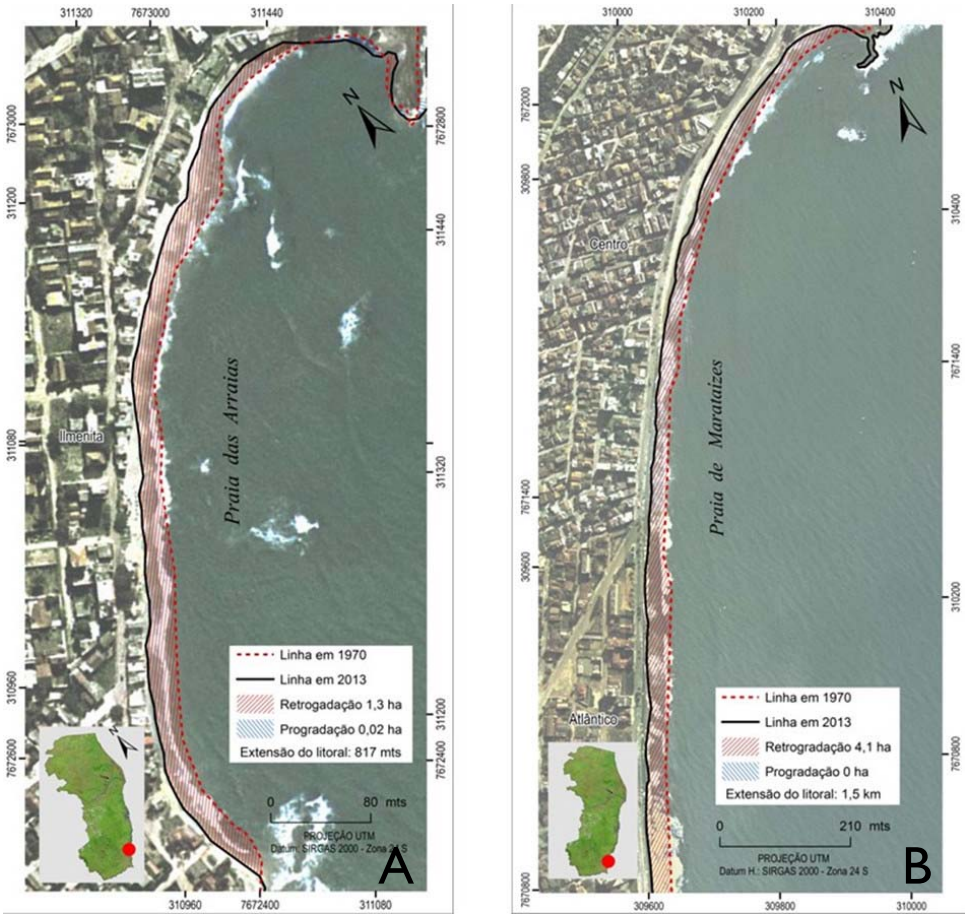


Figura 14
Recuo da linha de costa na praia das Arraias (A) e Marataízes (B).



Figura 15
Tentativas de contenção ao longo da praia Central de Marataízes entre 2000 e 2005. Fotos: Jacqueline Albino.



Figura 16
Falésias ao longo do litoral sul do ES. (A) Falésias estáveis e vegetadas e (B) Falésias sujeitas a processos de escorregamento de encostas. Fotos: Jacqueline Albino (2010).

Praias associadas à planície flúvio-marinha do rio Itabapoana (Folha XI)

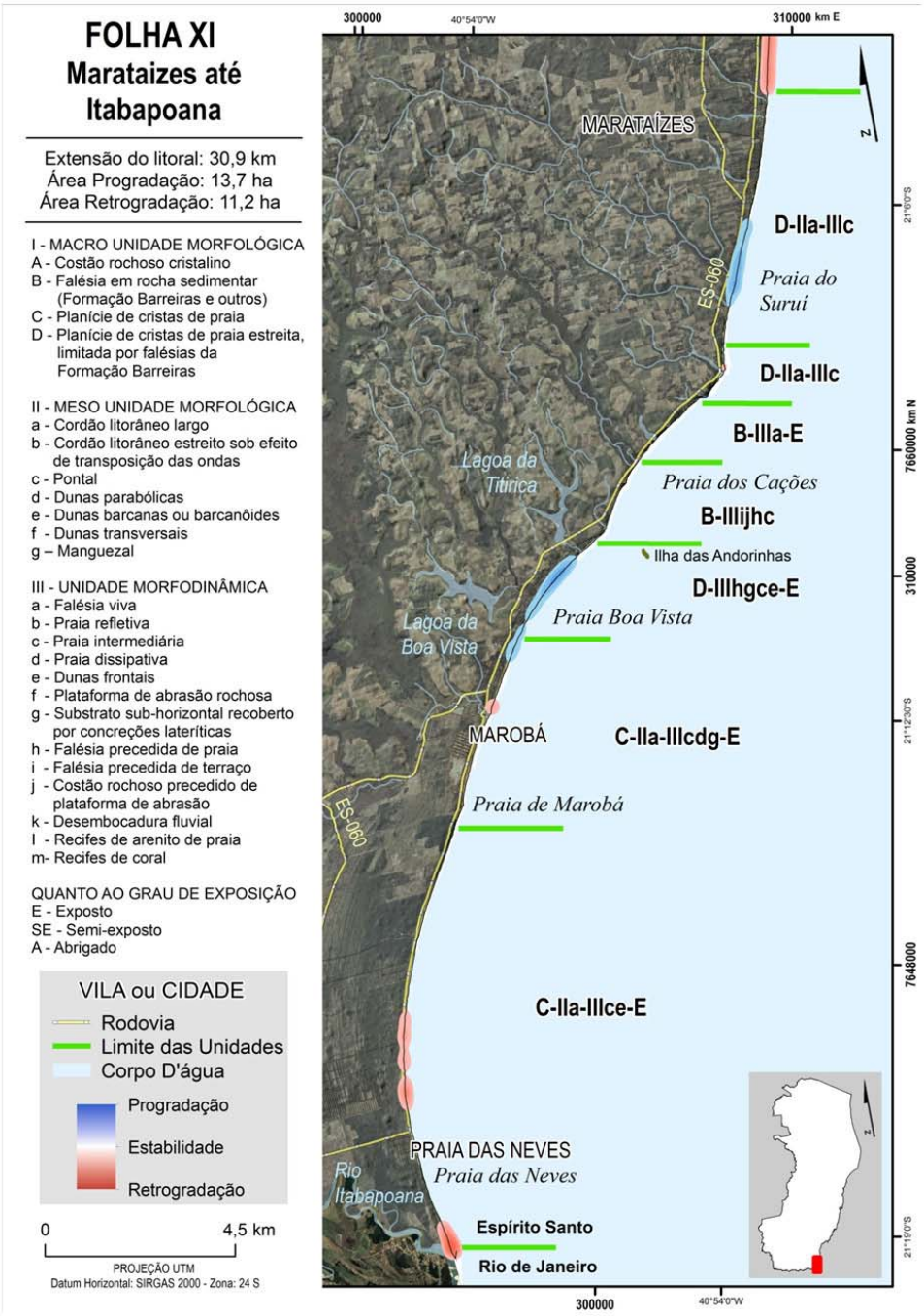
Rumo ao sul, o litoral encontra-se estável, conforme já verificado por Contti Neto e Albino (2011). com pequenos setores em progradação associados à presença de promontórios e terraços rochosos, que criam pequenos embaiamentos com retenção e deposição das areias.

Nas praias limitadas por falésias vegetadas e com perfil côncavo observa-se a estabilidade e pouca ou nenhuma erosão por solapamento da base da falésia pelo alcance das ondas (Figura 16A). Contudo processos de escorregamento de encosta são observados e contribuem para o percentual de erosão da linha de costa (Figura 16B).

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O litoral do Espírito Santo apresenta tendência à estabilidade e à progradação. Trechos em estabilidade perfazem 239,66km de extensão e correspondem a 48,5% de todo o litoral. Já o litoral em progradação perfaz 173,83km de extensão, isto é, 35,2% do litoral. Trechos em erosão representaram 16,3% do litoral em 80,35km de extensão.

Os setores de maior progradação são verificados nas proximidades de desembocaduras fluvioais, onde o maior aporte de sedimentos terrígenos favorece 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.



Folha XI
Praias de Marataizes até Itabapoana.

Nos setores caracterizados por afloramentos rochosos e por praias precedidas por terraços de abrasão verificou-se o predomínio de estabilidade e progradação do litoral, já que estas feições são responsáveis por represar sedimentos e ainda limitar o transporte longitudinal entre os arcos praiais, e transversal, até o encontro dos terraços.

Recuos associados a processos naturais foram observados, contudo são muito pontuais, tal como ao longo da planície deltaica do rio Doce, onde há a saída de sedimentos por deriva litorânea, e o recuo do setor das falésias onde estas representam a principal fonte atual para o sistema litorâneo. Os trechos em erosão, em sua grande maioria, encontram-se associados à ocupação urbana e industrial da costa que vem sendo realizada sem o conhecimento dos processos costeiros e visando somente o melhor aproveitamento operacional e econômico do litoral. Isto vem desequilibrando o balanço sedimentar e/ou a morfodinâmica natural apresentada pelas praias e causando alguns processos de recuo observados. Destacam-se neste sentido obras de contenção verificadas ao longo de todos os setores realizadas no intuito de conter as ameaças às estruturas urbanas e industriais. Contudo nem todas obras alcançaram sucesso na contenção do recuo. Em alguns casos, inclusive, agravaram o problema pretérito.

Em escala de eventos, processos inundacionais e transposição de ondas sobre as praias e sobre as estruturas urbanas foram verificadas por ocasião de tempestades, sem configurar necessariamente o processo erosivo a médio e longo prazo. Na versão anterior do Atlas indicadores de inundações, como escarpamento de dunas frontais, *overwash* sobre cordões, exposição de raízes de vegetações foram, haviam sido interpretados como evidências de recuos que não se confirmaram na presente atualização.

De maneira geral, apesar do comportamento estável ou progradacional do litoral capixaba existem evidências de desequilíbrios sedimentares associados à urbanização da costa. Por tratar-se de uma unidade da federação cujas condições naturais favorecem a implementação de infraestruturas portuárias, novos projetos têm sido constantemente propostos. Sendo sua localização estratégica para as indústrias petrolíferas e mediante o processo de intensificação de valorização imobiliária e exploração turística das áreas costeiras há a potencial tendência do crescimento urbano industrial da orla, o que pode alterar o diagnóstico realizado nesta atualização.

REFERÊNCIAS

ALBINO, J.; PAIVA D. S.; MACHADO G. M. Geomorfologia, tipologia, vulnerabilidade erosiva e ocupação urbana das praias do litoral do Espírito Santo, Brasil. **Geografares**, [S.l.], v. 2, n. 2, p. 63-69, 2001

ALBINO, J. Morphodynamics and Coastal Processes on Baleia, Fruta and Sol beaches, State of Espirito Santo, Brazil. **An. Acad. bras. Cienc.**, [S.l.], v. 68(3), p. 425-432. 1996.

ALBINO, J. As areias bioclásticas como principal fonte de sedimentos das praiais associadas aos tabuleiros da Formação Barreiras. SIMPÓSIO DE ECOSSISTEMAS BRASILEIROS, 6., **Anais**. v. 2, 2000. p. 124-130.

ALBINO, J.; CONTTI NETO, N.; OLIVEIRA, T. C. A. The beaches of Esprito Santo. In: Klein A. H. F.; Short, A. (Eds.). **Brazilian Beach Systems Book**, [S.l.]: Springer. 2016a. 611p.

ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. Espírito Santo. In: MUEHE, D. (Ed.) **Progradação e Erosão do Litoral Brasileiro.** Brasília: Ministério de Meio Ambiente (MMA). 2006a. p. 227-263.

ALBINO, J.; JIMENEZ, J. A.; OLIVEIRA, T. C. A. Planform and mobility in the Meaípe-Maimbá embayed beach on the South East coast of Brazil, **Geomorphology**, [S.l.], v. 253, p. 110-122. 2016b. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.09.024.

ALBINO, J.; OLIVEIRA, R. Influência das couraças lateríticas da formação Barreiras na topografia e distribuição granulométricas dos perfis praiais de Bicanga e Manguinhos - ES. SIMP. PROCESSOS SEDIMENTARES E PROBLEMAS AMBIENTAS DA ZONA COSTEIRA DO NE DO BRASIL, 1., 1995. Recife, PE. **Anais**, Recife, PE: [s.n.], 1995. p. 74-80.

ALBINO, J.; PASOLINI, A.; MOURA. M. G.; SARDENBERG, E. R. Erosão e estado morfodinamico da praia Central de Marataízes, Sul do Espírito Santo. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOMORFOLOGIA, 6., 2006b. Goiânia, GO. **Anais**. Goiânia: [s.n.]. 2006.1-11 p.

ALBINO, J.; SUGUIO, K. Distribuição, composição e granulometria das areias bioclásticas da plataforma continental interna adjacente ao litoral centro-norte do Espírito Santo. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7., E REUNIÃO SOBRE O QUATERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL. Porto Seguro, BA. 1999. **Anais**. Porto Seguro: [s.n.],1999. 1 CD

ALBINO, J.; SUGUIO, K. Sedimentation processes and beach morphodynamics active at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, [S.l.], v. 82(4), p. 1031-1044. 2010.

ALBINO, J.; SUGUIO, K. The influence of sediment grain size and composition on the morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espírito Santo state, Brazil. **Rev. Brasil. de Geomorfologia**, [S.l.], v. 12(2): p. 81-92. 2011.

AMARANTE, O. A. C. et al. **Atlas eólico**: Espírito Santo. Agência de Serviços Públicos de Energia do Estado do Espírito Santo (ASPE), Vitória. 2009.

ANFUSO, G. et al. Long-shore distribution of morphodynamic beach states along an apparently homogeneous coast in SW Spain. **Journal of Coastal Conservation**, [S.l.], v. 9, 49-56. 2003.

ASMUS, H. E.; GOMES, J. B.; PEREIRA, A. C. B. Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. CONG. BRAS. GEOL., 25., [S.l.]. 1971. Anais 3, [S.l.]: [s.n.], 1971. p. 235-254.

BARRETO, N.R. et al. Morfologia em planta de uma praia após a instalação de estruturas rígidas: caso e Itaipava, Espirito Santo, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.], v.17(2): p. 331-346. 2016.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G.O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do Instituto das Ciências da Terra**, [S.l.], v.2, p. 2-14. 1964.

BITTENCOURT, A. C. S. P. et al. Past and current sediment dispersion pattern estimates throu gh numerical modeling of wave climate: na example of the Holocene delta of the Doce River, Espírito Santo, Brazil. **An Acad Bras Cienc**, [S.l.], v. 79(2): p. 333-341. 2007.

CAUCIAN, T. E**volução recente e predição da linha de costa em equilíbrio estático da praia de Camburi.** [S.l.]: Universidade Federal do Espírito Santo. 2010. Monografia de Conclusão de Graduação em Oceanografia

CONTTI NETO, N. D**eriva litorânea e evolução da linha de costa no sul do Espírito Santo (Brasil).** [S.l.]: Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2012. 126 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Oceanografia.

CONTTI NETO, N.; ALBINO, J. Quaternary Evolution of rio Itapapoana Coastal plain and its relation with vulnerability. ABEQUA CONGRESS, 13., The South American Quaternary: Challenges and Perspectives. 2011. Buzios, RJ. Brasil. **Anais**. Buzios, RJ: [s.n.], 2011.

COUTINHO, J. M.V. O Pré-Cambriano do Vale do Rio Doce como fonte alimentadora de sedimentos costeiros. CONGRESSO BRAS. GEOL., 28., **Anais**. [S.l.]: [s.n.], v. 5, p. 43-56. 1974.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). **Tábua de Marés.** Disponivel em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/>. Acesso em: 16 jul. 2015.

ELFRINK, B.; ACETTA, D.; MANGOR, K. Innovative shoreline protection scheme for the city of Marataízes, Espirito Santo, Brazil. In: THE INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING (ICCE). 2006. Clearwater, Florida, USA. **Anais**. Clearwater: [s.n.], 2006. 1-17 p.

FRANÇA, A. M. C. 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**. [S.l.]: [s.n.], n. 7. p. 89-127. 1979.

IJSN/CGEO - INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES / COORDENAÇÃO de GEOPROCESSAMENTO - **Base de Dados**: Limite Municipal do ES ano 2013; Linha de Costa ano 1970 do ES; Geomorfologia do ES ano 2012; Eixo de Logradouros do ES ano 2013; Sistema Rodoviário do ES ano 2012. Disponível em: <http://www.ijsn.es.gov.br/>. Acesso em: 06 junho de 2015.

KING, L. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Rev. Bras. Geogr.** [S.l.], v. 18(2), p. 147-265. 1956.

KLUMB-OLIVEIRA, L.A.; ALBINO, J. Mobilidade e Erosão na Enseada da Praia do Morro em diferentes escalas de tempo. **Rev. Brasil. de Geomorfologia**, [S.l.], v. 15,103-117. 2014.

KOMAR, P. D. Beach Processes and Erosion - An introduction. In: KOMAR, **Handbook of Coastal Processes and Erosion**. [S.l.]: CRC Press. 1983. p. 1-20.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e da áreas oceânicas adjacentes. **Projeto Remac**, [S.l.], n. 8. 55 p. 1979.

MANCA, E. et al. Shoreline evolution relted to coastal development of a managed beach in Alguero, Sardinia, Italy. **Ocean & Coastal Management**, [S.l.], v. 85: p. 65-76. 2013.

MARTIN, L.; SUGUIO K. **Variation of coastal dymanics during the last 7,000 years recorded in beachrigde plains associated with river mouths**: Example from the central Brazilian coast. Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, 99, 1992. p. 119-140.

MARTIN, L.; et al. **Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo.** São Paulo, SP.: CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo). 112 p. 1997.

MARTIN, L.; et al. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). **An. Acad. bras. Cien.**, [S.l.], v.68(3): p. 389-404. 1996.

MELO, E.; GONZALEZ, J. A. Coastal Erosion at Camburi Beach (Vitoria, Brazil) and its Possible Relation to Port Works. IN: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPING COUNTRIES - COPEDEC, 4., sept 1995, Rio de Janeiro, RJ. **Proceedings**, Rio de Janeiro, RJ: [s.n], v. I, 1995. p.397-411.

MORAIS, R. M. O. **Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (Formações Rio Doce e Barreiras)**. [S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2007. Tese de Doutorado em Geociências.

OLIVEIRA, T. C. A.; ALBINO, J.; VENANCIO, I. Transporte longitudinal de sedimentos no litoral da planície deltaica do Rio Doce. **Quaternary and Envionmental Geosciences**, [S.l.], v.6(1), p. 20-25. 2015.

PAVANI, F. C. **Determinação da direção do transporte longitudinal a partir dos parâmetros granulométricos das areias do arco praial entre a Praia da Fruta, Vila Velha e Setiba, Guarapari - ES.** [S.l.]: Universidade Federal do Espírito Santo. 2006. Monografia de Conclusão de Curso em Oceanografia.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, [S.l.], v. 58(1), p. 53-70. 2010.

REGUERO, B.G. et al. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. **Coastal Engineering**, [S.l.], v. 65(0), p. 38–55. 2012

SÉCULO, DIÁRIO. A obra de contenção, a erosão acentuada de Guaxindiba. Disponível em: <http://seculodiario.com.br/21747/10/audiencia-publica-discute-erosao-do-mar-em-conceicao-da-barra-norte-do-estado-1>. Acesso em: 01 jul. 2015.

SHORT, A. D. Australian Beach Systems-Nature and Distribution. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 22(1), p.11-27. 2006.

SUNAMURA, T. **Geomorphology of rocky coasts**. England: Wiley. 1992. 302 p.

BOAK, E.H. E TURNER, I.L. Shoreline Definition and Detection: A Review. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 21(4), p. 688-703. 2005.

VALE, C. C. DO. **Contribuição ao estudo dos manguezais como indicadores biológicos das alterações geomórficas do estuário do rio São Mateus (ES)**. [S.l.]: Universidade de São Paulo - USP. São Paulo, SP. 1999. 171 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas.

VALE, C. C.; DELL'ORTO E SILVA, E.; WANDERLEY, T. C. Monitoramento de um trecho de bosque de Mangue na Foz do rio São Mateus, Conceição da Barra (ES) entre os anos de 1970 e 2011. **Revista Geonorte**, [S.l.], v. 1, n. 4, p. 208-220. 2012. Edição Especial.

VALE, C. C.; ROSS, J. L. S. As Transformações Morfológicas e Fitogeográficas do Estuário do Rio São Mateus, Litoral Norte do Estado do Espírito Santo, Entre 1970 e 2008. **Revista do Departamento de Geografia - USP**, [S.l.], v. 21, p. 03-23. 2011.

Dieter Muehe

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Flavia Moraes Lins-de-Barros

LABORATÓRIO DE GEOGRAFIA MARINHA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Eduardo Manuel Rosa Bulhões

LABORATÓRIO DE GEOGRAFIA FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Leonardo Klumb-Oliveira

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

Nara Pinto

PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

Marcelo Sperle

FACULDADE DE OCEANOGRAFIA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

RIO DE JANEIRO

RESUMO

O litoral do Rio de Janeiro se divide em três grandes compartimentos de acordo com a orientaçãode sua linha costa e seu grau de indentação. O segmento oriental, que se estende do rioItabapoana, no limite com o Espírito Santo, ao Cabo Frio é amplamente dominado pela orla daplanície em forma de delta do rio Paraíba do Sul, precedida por estreitos cordões litorâneostransgressivos com forte transporte litorâneo, trechos com transposição de ondas e em geralfragilidade da linha de costa. Atafona, na margem direita da desembocadura do rio Paraíba doSul, 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 dadesembocadura, até o rio Itabapoana, um embaiamento parcialmente protegido pelo litoralprotuberante do Espírito Santo apresenta fenômenos erosivos localizados especialmente empequeno 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 litorâneostransgressivos, estreitos, em fase de instabilização, separados por promontórios rochosos epela interrupção pela desembocadura da Baía de Guanabara. Sua exposição para o Sul colocaeste 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 protegidadas ondas de tempestade pela restinga da Marambaia e pelo predomínio de costões rochososе planícies costeiras de pequena expressão da baía da Ilha Grande, parcialmente protegidopela 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 theorientation and indentation of the coastline. The Eastern segment which extends from the ItabapoanaRiver at the border to Espírito Santo State to Cape Frio is largely dominated by the deltaic configurationof the Paraíba do Sul coastal plain, preceded by narrow transgressive beach barriers with strong longshoresediment transport, segments with wave overwash and a generally fragile coastline. Atafona, a smallvillage at the right margin of the Parabaíba do Sul outlet is submitted to the largest erosive trend of thewhole coastline, followed southward by a segment with progradational

trend. To the North, up to theItabapoana River, an embayment partially sheltered by the cuspidate Paraíba do Sul coastal plain andthe more protuberant coastline of Espírito Santo State, presents localized erosion especially at a smallsegment of sedimentary cliffs. At the Southern portion of this compartment, from Macaé to CapeBúzios, 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 narrowtransgressive beach barriers, frequently backed by lagoons, only interrupted by the Guanabara Bayoutlet. The exposition of this compartment to the South directly facing the winds and storm wavesassociated to the penetration of cold fronts, submit this stretch to occasionally strong erosive eventswith heavy damage of houses and other man-made structures. Nevertheless the occasional destruction of houses and road pavements there is a remarkable resilience of this entire costal segment. The third compartment extends from the wide coastal plain of SepetibaBay at theback of Marambaia beach barrier to the Ilha Grande bay. Both sectors are partially sheltered to stormwaves respectively by the Marambaia barrier beach and the large Ilha Grande island, the last characterizedby rocky shores, small coastal plains and embayed beaches.

CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA

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. Ao norte, no Macrocompartimento Bacia de Campos (Muehe 1996, 1988), a linha de costa tende a seguir a direção norte-nordeste - sul-sudoeste, interrompida pela larga planície progradacional do rio Paraíba do Sul que, em forma de mega-cúspide, que 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 Macrocompartimento dos Cordões Litorâneos (Muehe 1996, 1988). A oeste desseMacrocompartimento, já como parte do Macrocompartimento 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 pequenas 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 relíquiares, principalmente areias, oriundas do retrabalhamento de depósitos aluvionares e da erosão de depósitos sedimentares do Grupo Barreiras.

A linha de costa oceânica expostase estende por cerca de 650 km de comprimento, da qual 70%é formada por praias e 29% por costões rochosos, geralmente de rochas duras, granito-gnáissicas, e em menor proporção por rochas sedimentares em forma de falésias, do Grupo Barreiras. Nas áreas mais abrigadas das orlas urbanizadas da Baía da Guanabara e nas Baías de Sepetiba e Ilha Grande,a linha de costa soma, com 500 km, um valor próximo ao da orla oceânica, predominando, porém, os costões rochosos, com 76% da extensão e apenas 20% de praias. Estas se apresentammais frequentemente em forma de pequenas praias confinadas, ou de enseada, com exceção das praias do reverso da restinga da Marambaia cuja extensão é a mesma à da orla oceânica (Tabela 1).

Tabela I - Comprimento de linha de costa por tipo e exposição.

	Limites	Feições Dominantes	Extensão km	Costa Rochosa km	Praias km	Praias %
Orla oceânica exposta Litoral Leste	Itabapoana - Macaé	Planície costeira do Paraíba do Sul	178	0	178	100
	Macaé - Buzios	Planícies costeiras de Rio das Ostras e Buzios	63	7	55	87
	Buzios - Arraial do Cabo	Praias de enseada e sistemas praia-duna	83	56	27	33
	Comprimento Total		**324**	**63**	**260**	**80**
Orla oceânica exposta Litoral Sul	Arraial do Cabo - Itaipuaçu	Cordões litorâneos da Região dos Lagos	104	3.7	100	96
	Itaipuaçu - Marambaia	Praias Oceânicas do Rio de Janeiro e Niterói	122	39	83	68
	Marambaia - Trindade	Costa rochosa com pequenas praias de enseada	103	86	17	17
	Comprimento Total		**329**	**129**	**200**	**61**
Baía da Guanabada - área urbana	Orla Leste (Niterói)	Praias de Icaraí e São Francisco	19	12	7	37
	Orla Oeste (Rio de Janeiro)	Praias do Flamengo e Botafogo	16	13	3	19
Baías da Ilha Grande e Sepetiba	Baías de Sepetiba e Ilha Grande	Costa rochosa e praias de enseada	**500**	**379**	**121**	**24**

O clima de ondas que caracteriza o litoral sul é condicionado pelas frequentes 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 16s com alturas significativas de até 4m. O litoral leste 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 de Sul, mais frequentes, 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.

CLIMATOLOGIA DE ONDAS DO LITORAL DO RIO DE JANEIRO

A Região Sudeste do Brasil e oceano adjacente sofrem influência direta do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) durante o ano inteiro. O sistema é responsável pelas condições atmosféricas de estabilidade termodinâmica, isto é, predomínio de condições de céu claro com ventos de direção leste-nordeste de menor intensidade, associadas a situações de bom tempo, quando predominam ondas provenientes de nordeste a sudeste, com menores alturas e períodos quando comparado com condições de tempestade. A situação de estabilidade é frequentemente interrompida a partir da chegada de sistemas frontais e ciclones extratropicais, provenientes do Atlântico Sul, com ventos e ondulações de maior intensidade de sudoeste a sudeste, caracterizando as situações de mau tempo (Parente, 1998; Pinho, 2003; Parente *et al.*, 2014).

O clima de ondas no litoral do Rio de Janeiro é, em grande medida, resultado da interação destes sistemas de maior escala com ventos locais, gerando ondas irregulares que ao se aproximarem da costa sofrem processos de dissipação de energia, refração e difração, a partir da interação das ondas com as características do fundo sobre o qual se propagam.

Pereira&Klumb-Oliveira (no prelo) analisaram o espectro de ondas em escala regional (Bacia de Campos e Santos) para um intervalo de 34 anos (1979 - 2013). Os autores encontraram um valor médio de altura significativa de 1,8 ± 0,5m, com períodos de pico médios de 9,8 ± 2,2s e direção de pico de 147,4 ± 43°, o que demonstra um estado modal prevalecente de ondas provenientes de sudeste, embora em termos de energia, por evento, o predomínio seja de sul-sudoeste. Em uma análise sazonal (Figura 1), os autores apontam que no verão (a,b) e primavera (g,h) as maiores frequências de ondas são provenientes de nordeste e sudeste, no entanto, para os meses de verão, além de apresentar maior frequência na direção nordeste, a altura de ondas predominante é de 1,2 a 1,5m, com períodos entre 6 e 10s. Já na primavera ocorre uma melhor distribuição das frequências de ondas entre leste e sudeste, com aparente intensificação de ondas de sudeste, maior ocorrência de ondas de sul e sudoeste se comparado ao verão, e alturas predominantemente acima de 1,5m, chegando a mais de 2,5m. Para meses de outono e inverno,

Pereira&Klumb-Oliveira (*op.cit*) observaram diminuição da frequência de ondas provenientes de nordeste - sudeste, enquanto notaram incremento significativo de ondas vindas de sudoeste, sul e sudeste, com grande frequência de alturas acima de 2 m e períodos acima de 10s. No inverno, a intensificação da frequência de ondas acima de 2,5m é mais significativa, assim como para períodos entre 12 e 16s.

Parente *et al.* (2014) atribuem à primavera (setembro) a maior intensidade dos ventos na região da Bacia de Campos, com velocidades que podem chegar a mais de 10m/s. Os autores apontam que na primavera os ventos de nordeste - leste chegam a velocidades até superiores aos ventos associados a ciclones extratropicais e sistemas frontais (±6m/s), o que justifica a intensificação das alturas das ondas de leste-nordeste nesta estação. Além disso, Cavalcanti&Kousky (2009) apontam para a intensificação da passagem de frentes frias durante a primavera na região sudeste, o que também justifica o incremento das frequências observadas de ondas provenientes dos quadrantes sul. Bulhões *et al.* (2014) destacam ocorrências de tempestade entre os meses de outono e primavera no litoral, sugerindo a perda de volume de sedimentos nas praias entre Cabo Frio e Cabo Búzios.Muehe *et al.* (submetido) encontraram grande ocorrência de ondas acima de 3m no mês de setembro para o litoral sudeste do RJ e Klumb-Oliveira *et al.* (2015) sugerem que as maiores alturas médias de onda na costa sudeste fluminense ocorrem no mês de setembro e maio.

Pinho (2003) aponta que ondas de mau tempo provenientes de sudoeste representam a situação de ondas mais severa, com direções entre 200° e 220° e altura significativa e período máximos de 6m e 23,9s, respectivamente. Para as ondulações de mau tempo de sudeste, o autor encontrou ângulos de aproximação entre 120 e 135° e intensidade de ventos entre 6 e 8m/s. As maiores alturas significativas ficaram entre 4 e 4,5m, enquanto os períodos máximos, entre 14 e 16s.

A inflexão do alinhamento da costa no Cabo Frio e Cabo Búzios segmenta o litoral do Rio de Janeiro quanto ao grau de exposição às ondas em dois grandes domínios principais: o litoral sul, no alinhamento aproximadamente leste-oeste, de Angra dos Reis à Cabo Frio, e o litoral Leste ou da Bacia de Campos, no alinhamento aproximadamente sudoeste - nordeste, do norte de Cabo Frio à Barra do Itabapoana. O litoral sul é mais exposto à ondulações dos quadrantes sul, que representam grande proporção da energia de ondas de mau tempo. O litoral leste 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 de Sul, mais frequentes, 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.

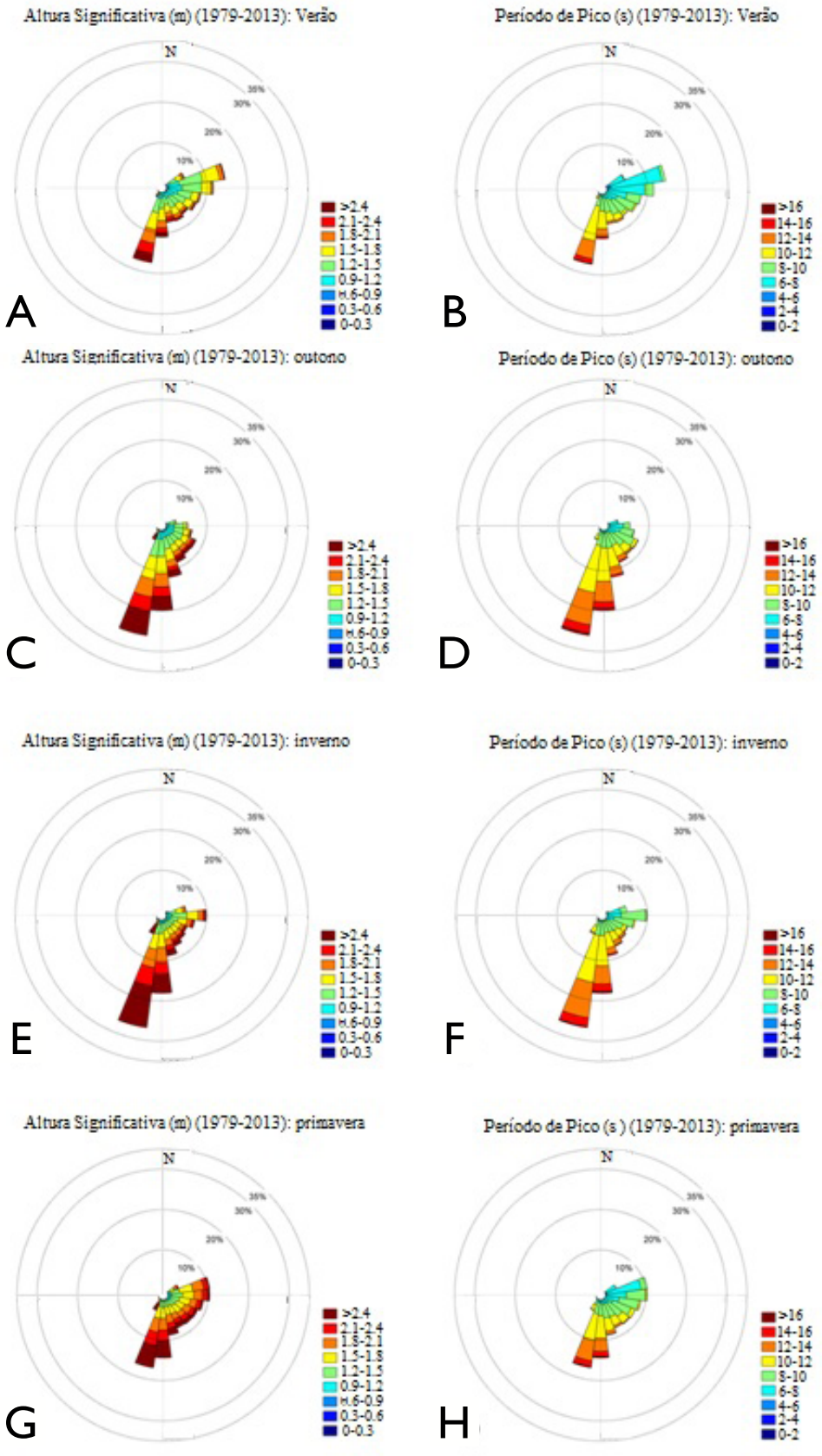


Figura I
Rosas direcionais representando o valor médio de altura de ondas (m) e períodos (s) por estação do ano, para o intervalo 1979-2013.
(A) e (B): Altura e períodos para os meses de verão;
(C) e (D): altura e período para os meses de outono;
(E) e (F): Altura e períodos para os meses de inverno.
(G) e (H): altura e período para os meses de primavera.
Fonte: Pereira & Klumb-Oliveira (no prelo).

Klumb-Oliveira *et al.* (2015) compararam o espectro de ondas para pontos de saída de dados adjacentes ao litoral sul (23.5S, 43.5W) e ao litoral leste (22.5S, 42.5W) (Figura 2). Os autores encontraram notável aumento da frequência de ondas provenientes do intervalo sudoeste - sudeste no litoral sul (Figura 2a), com maior frequência de ondas acima de 2,5m e menores ocorrências de ondulações de sudeste e leste-nordete quando comparados aos dados de onda adjacentes ao litoral leste (Figura 2b). Este último apresentou frequências de ondas mais bem distribuídas entre os quadrantes NE e SW, a partir da diminuição da frequência de ondas dos quadrantes sul e aumento da proporção de ondas de sudeste e leste-nordeste. Ainda, além da maior frequência de ondas provenientes de leste, no litoral leste, é notável a ocorrência de ondas de maior altura (>2m) vindas desta direção, o que não foi observado no litoral sul. Estas observações atestam a importância do grau de exposição da costa ao clima de ondas no que se refere aos processos erosivos.

Neste sentido, Muehe *et al.* (submetido) confirmam os diferentes graus de exposição do litoral fluminense ao avaliarem os processos erosivos resultantes das duas grandes tempestades ocorridas no litoral: a de maio de 2001 e abril de 2010. Segundo os autores, a primeira provocou processos erosivos mais significativos no litoral sul, entre o Cabo Frio e a Marambaia e em menor escala no segmento leste, uma vez que a direção predominante das ondulações era de S. Já no evento de tempestade de 2010, com predomínio de ondas vindas de SE, as praias do litoral leste sofreram maior magnitude de processos erosivos. Na mesma medida, Bulhões *et al.* (2014) ao investigarem o padrão de ondas em águas rasas na porção entre Cabo Frio e Cabo Búzios observaram que os arcos praiais ao norte do Cabo Búzios ficam sobremaneira protegidos das ondas de tempestade provenientes de sul-sudeste e sul-sudoeste.

Em síntese, o comportamento das ondas que chegam ao litoral do estado do Rio de Janeiro é condicionado pela transferência de energia dos sistemas meteorológicos de maior escala do Atlântico, sendo a ASAS a norte-nordeste e leste e os sistemas frontais e ciclones extratropicais a sudeste e sudoeste. Estes últimos sendo os responsáveis por ondas de maiores alturas e períodos, com grande potencial de impacto sobre o litoral, embora ventos de nordeste e leste, de maior intensidade

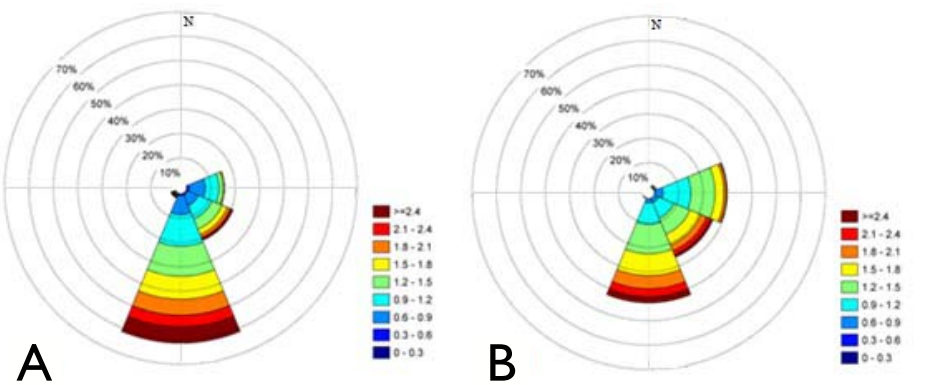


Figura 2
Rosa direcional média de altura de ondas para dois pontos distintos do litoral fluminense. a) litoral sul e b) litoral leste. Adaptado de Klumb-Oliveira *et al.* (2015).

na primavera, possam gerar ondas de maior energia. Haja vista a bimodalidade de incidência de ondas no litoral, a linha de costa do Rio de Janeiro apresenta-se exposta a diferentes graus de predomínio de incidência a partir do ponto de inflexão no Cabo Frio. Ao norte do Cabo Frio o litoral experimenta clima de ondas mais brandas de nordeste e leste, mas é exposto a eventos de tempestade de sudeste. A oeste do Cabo Frio, mais abrigado às ondulações de leste-nordeste, porém muito exposto às ondulações de alta energia dos quadrantes sul.

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 3):

Litoral oriental (Macrocompartimento 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 embaiamento do rio São João(de Macaé ao cabo Búzios)
- Compartimento do embaiamento cabo Búzios-cabo Frio(do cabo Búzios ao cabo Frio)

Litoral Sul (Macrocompartimento dos Cordões Litorâneos)

- Compartimento Região dos Lagos do cabo Frio (Arraial do Cabo) a Itaipuaçu]
- 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)

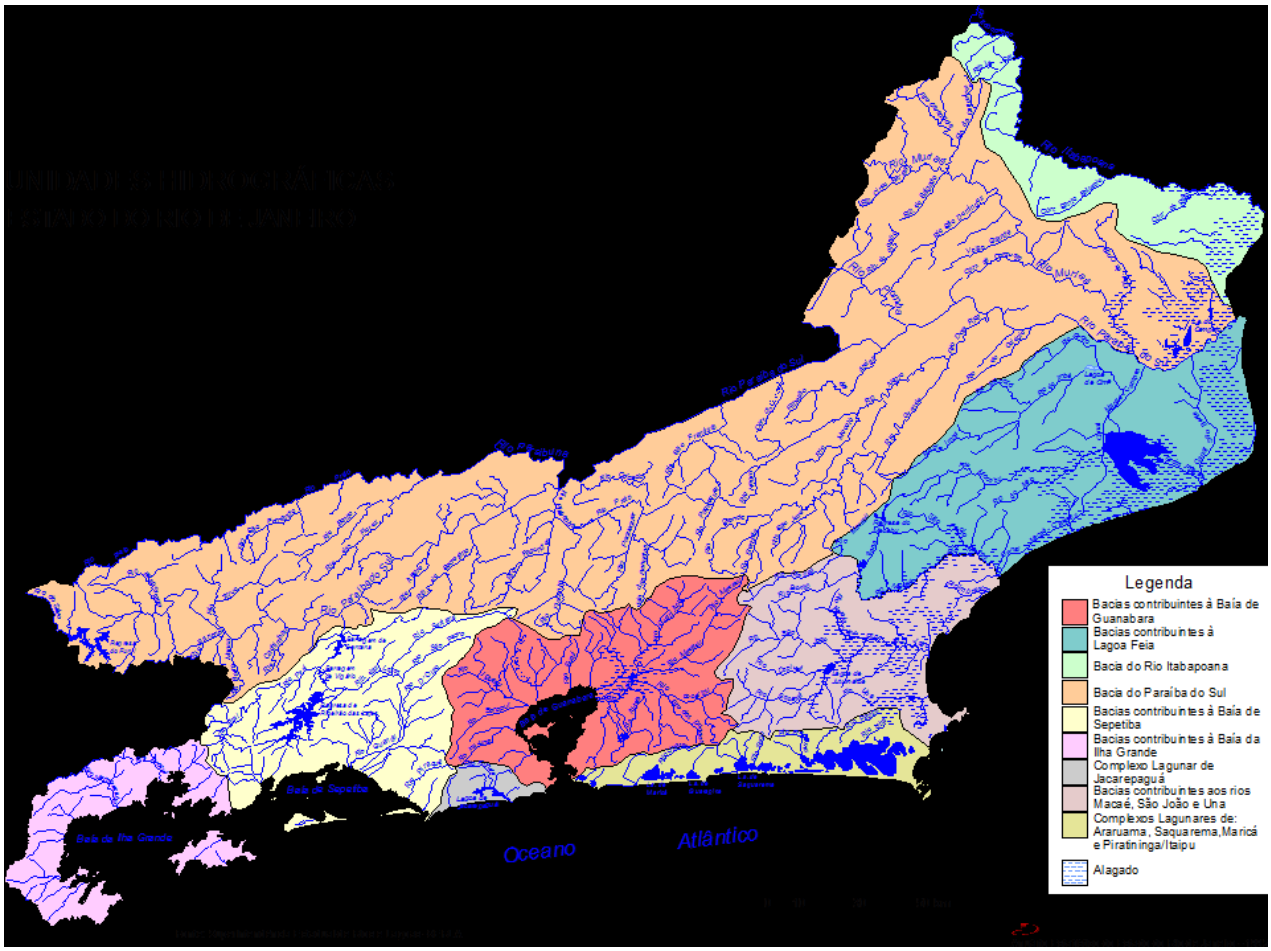


Figura 3
Unidades hidrográficas do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: SERLA (1995)

CARACTERIZAÇÃO DOS COMPARTIMENTOS

Litoral oriental (Macrocompartimento Bacia de Campos)

Compartimento do rio Itabapoana

A faixa costeira deste compartimento se estende por aproximados 36 quilômetros da barra do rio Itabapoana (São Francisco do Itabapoana) à barra do rio Paraíba do Sul em Atafona (São João da Barra) (Figura 4). É voltado para Leste e Leste Nordeste e protegido das ondulações de tempestade de Sul e Sudoeste.

Além do significativo aporte fluvial nas suas extremidades norte e sul, é um litoral caracterizado pela presença de praias arenosas, segmentos de dunas frontais, pequena rede de drenagem, vegetação de mangue em suas extremidades e, sobretudo, por falésias esculpidas nos depósitos do Grupo Barreiras, algumas dessas ativas, como em Ponta do Retiro (Figura 5) e outras inativas precedidas por

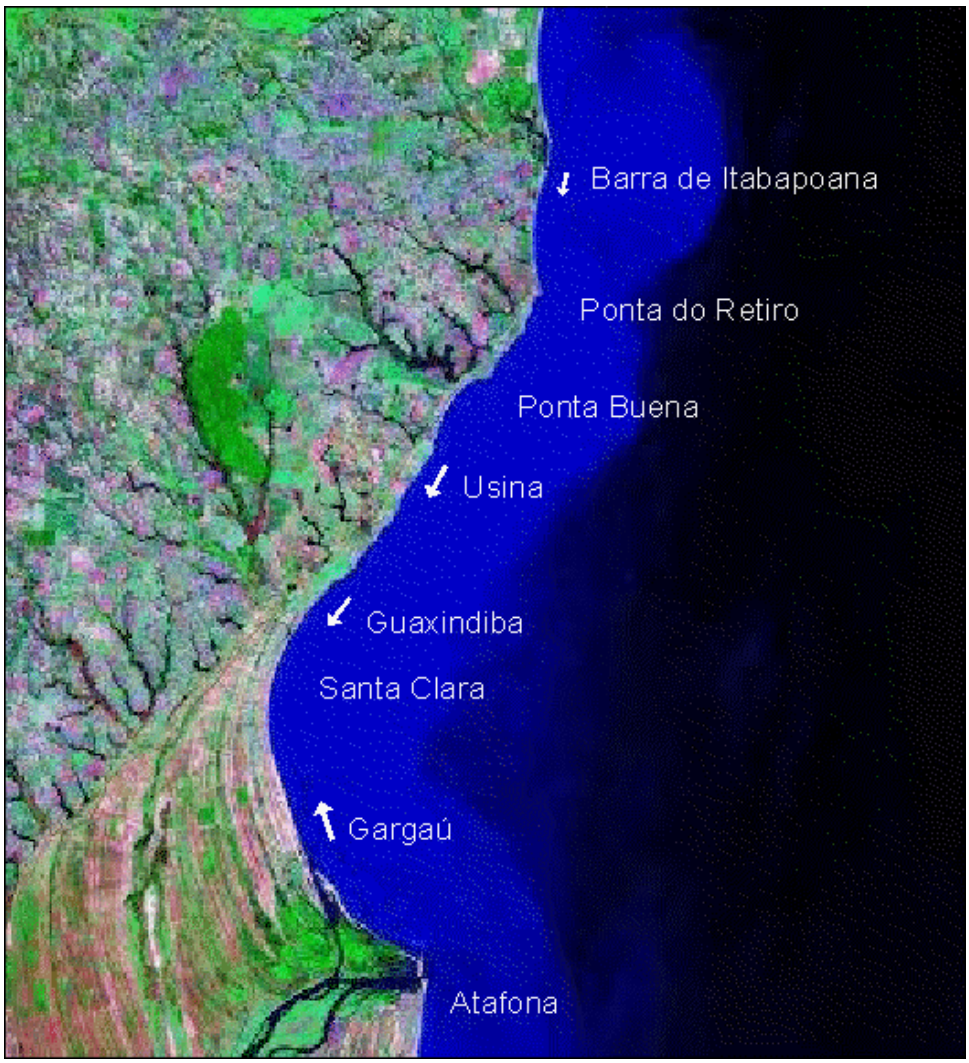


Figura 4
Compartimento Itabapoana -Paraíba do Sul com principais localidades e denominação das praias. Sentido do transporte litorâneo segundo Cassar& Neves (1993).

uma estreita faixa arenosa e ainda pequenas planícies costeiras progradacionais (Figura 6).

Neste compartimento, entre a extremidade Norte (foz do Itabapoana) e a extremidade Sul (foz do Paraíba do Sul), os resquícios de bases de falésias que recuaram, e que atualmente se encontram na zona submarina na forma de fragmentos lateríticos, propiciaram a ocorrência, neste litoral, de contornos de praias de enseada. Nestas praias usualmente ocorre baixa energia de ondas que em conjunção com a deposição de sedimentos finos formam praias de baixa declividade, usualmente com extensos terraços de baixa-mar que são totalmente cobertos e expostos pela maré, que durante os períodos de sizígia, alcança amplitude de 1,7 metros, a maior no litoral fluminense.Entretanto, o baixo estoque de sedimentos arenosos na porção permanentemente emersa destas enseadas e, sobretudo a baixa elevação do cordão litorâneo frontal, propiciam algumas áreas potenciais à erosão

costeira como em Manguinhos (Figura 7) onde relatos de erosão de praia com geração de escarpa vêm sendo registrados nos últimos anos.

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 que segundo Vasconcelos e Fernandez (2011) evoluem pela incorporação de barras submarinas formadas pelo acúmulo de bancos arenosos que são gradualmente incorporadas à costa por ação de ondas. Nestas áreas (ao longo de aproximados 11km) a característica do litoral é nitidamente progradante.

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 60m^3/s) e Paraíba do Sul (670 m^3/s), 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 10m.



Figura 5
Ponta do Retiro. Falésia ativa durante o alcance da onda na preamar. O pináculo isolado, defronte à falésia próxima ao farol, ainda presente em 2001, foi removido pela erosão. Foto: Dieter Muehe.



Figura 6
Planície Costeira progradacional entre a Foz do Itabapoana e a Ponta do Retiro. Localidade de Lagoa Doce. São Francisco do Itabapoana, RJ. Foto: Eduardo Bulhões.



Figura 7
Área com potencial de transposição de ondas e erosão. Localidade de Manguinhos. São Francisco do Itabapoana, RJ. Foto: Eduardo Bulhões.

Tabela 2 - Estimativa de transporte litorâneo, segundo Cassar & Neves (1993)*

Localidade	Taxa anual m³/dia	mar-abr-mai m³/dia	jun-jul-ago m³/dia	set-out-nov m³/dia	dez-jan-fev m³/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.



Figura 8
Erosão Costeira na Praia de Manguinhos, São Francisco do Itabapoana. Março 2015. Foto: KeisonVenancio/Campos24horas

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 8.000m$^{3/}$ 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 2 reproduz as estimativas do transporte residual para vários segmentos do compartimento considerado.

O compartimento apresenta características erosivas ao longo de 20km, boa parte evidenciado pelo recuo erosivo de falésias, mas também em trechos da planície arenosa inabitada e em trechos urbanizados. Neste compartimento, as condições que propiciam processos erosivos estão usualmente relacionadas à geração de vagas de Leste e Leste-Nordeste promovidas por ventos fortes de mesma direção, somados aos períodos de preamar de sizígia (Souza e Bulhões, 2015) e, como fator externo, a presença de edificações junto à faixa ativa do perfil praial (Figura 8).

Compartimento planície costeira do rio Paraíba do Sul

O ambiente costeiro do litoral Norte Fluminense é provavelmente a área com o maior número de estudos científicos no estado do Rio de Janeiro. A planície costeira adjacente ao rio Paraíba do Sul tem sido tradicionalmente objeto de pesquisas científicas cujos resultados se encontram analisados de forma integrada no trabalho de Dias e Kjerfve (2009).

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 sequência 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

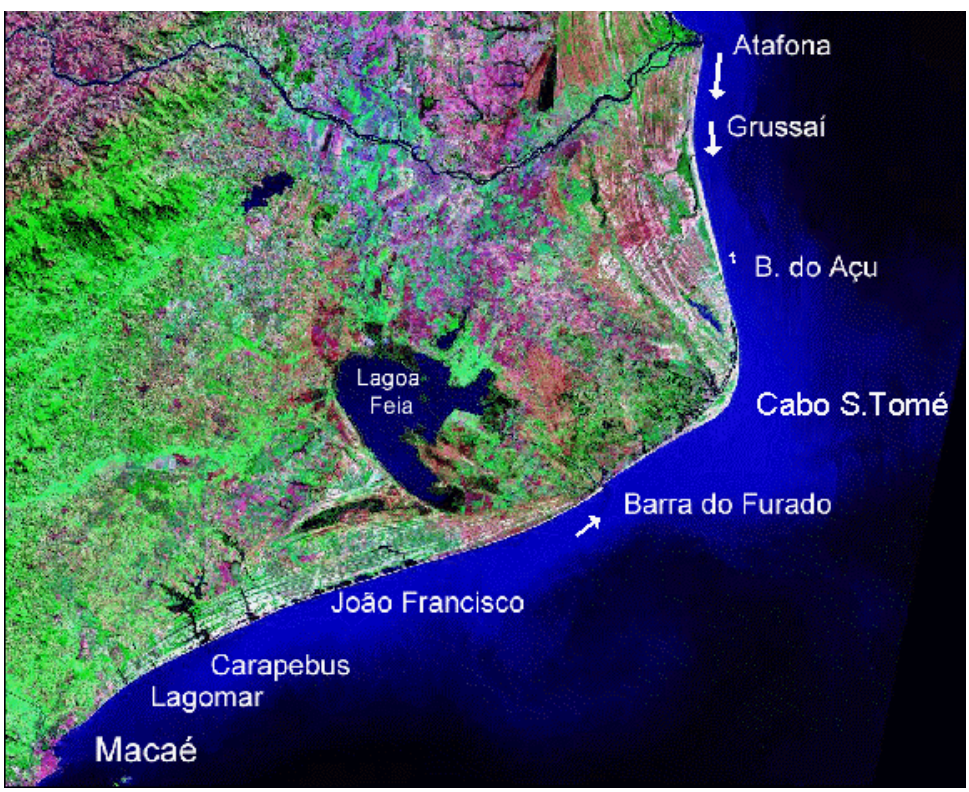


Figura 9
Planície costeira do rio Paraíba do Sul com principais localidades e denominações das praias. Setas indicando o sentidodo transporte litorâneo segundo Cassar& Neves (1993).

um estreito cordão litorâneo holocênico (Figura 9). 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).

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, consequentemente, a diferentes direções e intensidades do transporte litorâneo (Figura9). Segundo Cassar & Neves (1993) ocorre transporte residual da ordem de 3.000m^3/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 500m^3/dia, dirigido para o Norte.

Não obstante a maior frequência dos ventos de nordeste e consequentemente 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 consequente erosão, a norte, por efeito da retenção destes sedimentos (Figura10).

A Tabela 3 reproduz as estimativas de taxas de transporte sazonal e anual para este compartimento

Problemas erosivos significativos têm ocorrido na praia de Atafona, junto à desembocadura fluvial (Figura11). Argento (1989) relata a destruição de um farol que em 1976 distava 200m 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 7,5m/ano. Ribeiro *et al.* (2004) mapeou a ocorrência de erosão ao longo de um trecho de 4km de extensão, imediatamente a sul da desembocadura do Paraíba do Sul, confirmou a tendência erosiva, no período entre 1954 e 2004 porém com taxas variáveis intercaladas por períodos de progradação.

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 382km a montante da desembocadura, alterou a interação entre o rio e o oceano



Figura 10
O canal do Furado com a retenção dos sedimentos a Sul dos guia-correntes e erosão pronunciada a Norte. Foto: Dieter Muehe

(**) Valores negativos equivalem ao transporte residual dirigido para a esquerda do observador olhando da terra para o mar e valores positivos para a direita do observador.

Tabela 3 - Estimativa de transporte litorâneo segundo Cassar & Neves(1993) (**)

Localiade	Taxa anual	mar-abr--mai	jun-jul--ago	set-out--nov	dez-jan--fev
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



Figura 11
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. Foto: Dieter Muehe.

favorecendo a deposição de sedimentos na embocadura fluvial e consequentemente modificando a direção e intensidade dos processos atuantes sobre a linha de praia (Costa & Neves 1993; Costa 1994). Segundo Muehe (2004, 2010), 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.

A maior parte das praias da frente oceânica da planície costeira se apresentam morfodinamicamente estáveis (Figura 12) 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.

No entanto, problemas pontuais de erosão costeira com destruição de benfeitorias ocorrem na área do Cabo de São Tomé, justamente em função da elevada mobilidade do perfil ativo.

Um destaque para uma área cujos problemas erosivos vêm sendo recentemente identificados é a Praia do Açu localizado a 3km ao sul do Porto do Açu (Figura 13) cujos problemas de erosão costeira e transposição de ondas estão vinculados à baixa elevação do cordão litorâneo e ao empilhamento de ondas promovido em condições de fortes ventos e ondas do quadrante Leste-Nordeste conjugados à preamar de sizígia. Adicionalmente, ondas de Sudeste e Sul-Sudeste atingem o litoral com acentuado ângulo de incidência induzindo consequentemente elevado transporte longitudinalem direção a norte associado a um transporte de sedimentos nesta direção.

Esta área do litoral vêm sendo fragilizada também pela tendência de diminuição da largura da faixa de praia em comparação com o aumento da largura da faixa de praia 3km para o norte, junto ao molhe sul do empreendimento, conforme mostra imagem de satélite do Google Earth de 2014 (Figura 14). A interrupção do transporte de sedimentos em direção a norte, pelo quebra-mar, promove o acúmulo dos sedimentos arenosos ao Sul desta estrutura, sedimentos estes que estariam sendo transportados para o Norte. Além disso, os sedimentos que viriam transportados do Norte para o Sul (nos períodos de inversão de deriva) também tendem a ficar retidos junto às outras estruturas posicionadas para a proteção do complexo portuário (molhe norte).

Outra característica a ser considerada é a cota do cordão litorâneo em relação ao nível médio do mar que, de aproximados 3 metros, é inferior à altura de outras

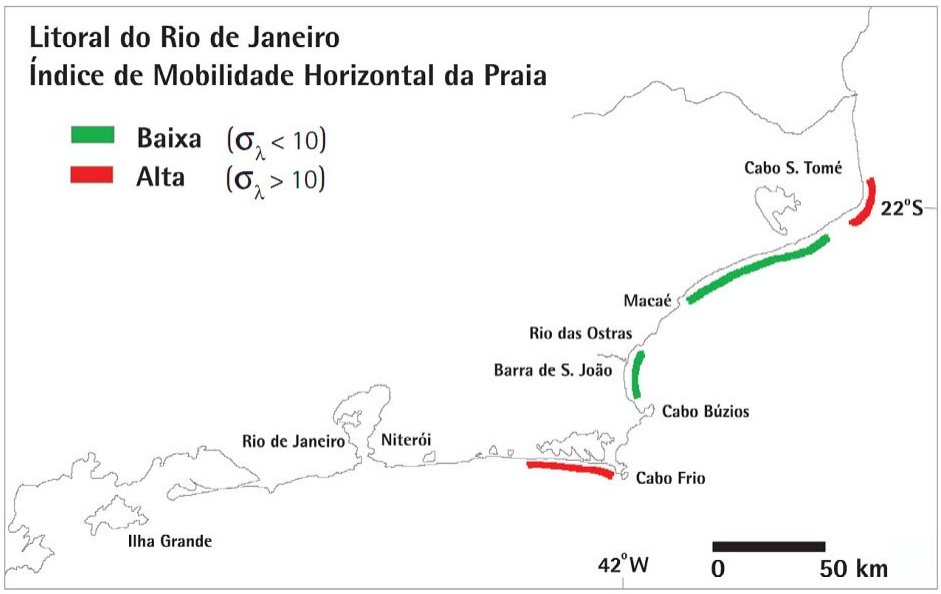


Figura 12
Índice de mobilidade segundo Bastos (1998) para as praias oceânicas da planície costeira do rio Paraíba do Sul, e Muehe (1998) para as praias de Macaé à Massambaba. O índice de mobilidade é expresso pelo desvio padrão (σλ), em metros, da variação horizontal da largura da praia.



Figura 13
Praia do Açu. Erosão costeira com destruição da estrada e de residências. Foto: Eduardo Bulhões



Figura 14
Imagem Google Earth de setembro de 2014 mostrando, na área da Praia do Açu, o alargamento da praia devido à retenção de sedimentos pelo guia-correntes e a correspondente redução da largura a montante. A seta indica a direção do transporte longitudinal.



Figura 15
Efeito da Transposição de Ondas sobre a porção mais elevada da barreira frontal na Praia do Açu. Foto: Blog do Pedlowski. Divulgação



Figura 16
Trecho da estrada de ligação entre o Farol de São Thomé e Barra do Açu interditada por ocasião de erosão costeira. Janeiro de 2015. Foto: Eduardo Bulhões.

áreas como no segmento Grussaí- Atafona, (4 a 8m) e Farol de São Tomé (4 a 5m). Isto significa menor estoque de sedimentos e possibilidade de transposição de ondas (Figura 15), fato que leva à uma menor proteção da praia frente à ação erosiva das ondas de tempestade.

Mais para o Sul, distante 8km da Praia do Açu, fica o limite norte da zona costeira do município de Campos dos Goytacazes. Esta área ainda faz parte do trecho de elevada mobilidade na largura do perfil ativo (Bastos, 1998), vem sofrendo erosão localizada de parte da via junto à orla (Figura 16), impedindo a passagem de veículos e ocasionando transtornos para o trajeto de ligação entre os municípios.

Cerca de 15km ao Sul, junto ao Canal do Furado, entre a localidade Lagomar e o Canal das Flechas, o trecho da orla vem recuando devido ao déficit de sedimentos ocasionados pela retenção a Sul do guia corrente.

O recuo da linha de costa têm ocasionado a destruição de benfeitorias como vias litorâneas e edificações posicionadas defronte ao mar. A extensão deste segmento em recuo é de aproximados 7km. Efeitos erosivos ocorrem usualmente durante eventos de tempestade de sul, quando o espraiamento das ondas transpõe a cota máxima do cordão litorâneo e promove erosão e alagamento nas áreas edificadas e a deposição de leques arenosos à retaguarda das áreas não edificadas. (Figuras 17 e 18).

Atualmente está em curso um projeto de ampliação dos guia correntespara a manutenção da abertura na Barra doFurado (ligação entre a Lagoa Feia e o mar) e ainda transposição artificial (*bypass*) de sedimentos da margem sul para a mar-



Figura 17
Ação de ondas de tempestade em Lagamar no limite sul do município de Campos dos Goytacazes com destruição de vias terrestres. Foto: Eduardo Bulhões



Figura 18
Efeito da Transposição de Ondas de Tempestade ao norte do canal do Furado,no limite sul do município de Campos dos Goytacazes. Foto: Eduardo Bulhões

gem norte, o que, em tese, regularia o fluxo de sedimentos à montante e à jusante destas estruturas.

Em termos gerais as praias entre o Farol de São Tomé e Macaé, incluindo Quissamã, Carapebus, com granulometria grossa, elevada declividade da face da praia e praticamente ausência de uma zona de surfe, tendem ao estado morfodinâmico refletivo que se caracteriza por boa estabilidade topográfica.

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



Figura 19
Lagomar. Erosão do topo de cordão com tendência transgressiva. Foto: Dieter Muehe



Figura 20
Enrocamento construído para conter o avanço da erosão costeira em área urbanizada. Proximidades da foz do rio Macaé, em Macaé. Foto: Dieter Muehe

reverso levaram Dias & Silva (1984) a classificá-lo como transgressivo, característica que se manifesta atualmente em áreas de transposição de ondas no litoral de Quissamã e Carapebus, especialmente em segmentos defronte ao Parque Nacional de Jurubatiba e em processos erosivos como os observados na praia de Lagomar a Norte de Macaé (Machado 2010) (Figura 19), e nas proximidades da foz do rio Macaé onde um enrocamento foi construído para frear o avanço da erosão numa área de ocupação urbana (Figura20).

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 300m 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 1992; Muehe& Albino 1992), repetindo um fenômeno relatado por moradores mais antigos da região.

Compartimento do rio Macaé ao embaiamento 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 21), englobando o embaiamento entre Rio das Ostras e cabo Búzios que recebe as águas do Rio das Ostras, do São João e do Una.

A porção norte deste compartimento está frontalmente exposta à ondas de tempestade de Sudeste e Sul-Sudeste com erosão pontual ocorrendo na praia dos Cavaleiros (Macaé) onde efeitos de erosão da praia e destruição da orla urbanizada ocorrem usualmente por efeito de tempestades (Figura 22).

Efeitos semelhantes foram verificados a partir de cerca de 9 km ao sul por Bulhões *et al.* (2010) e Fernandez *et al.*, (2011) nas praias de Mar do Norte,Itapebussus (Figura 23) e Costa Azul em Rio das Ostras, durante evento de tempestade de Abril de 2010, onde ondas fortes de Sul-Sudeste promoveram efeitos de supressão da berma de tempestade e supressão da porção subaérea do perfil praial.

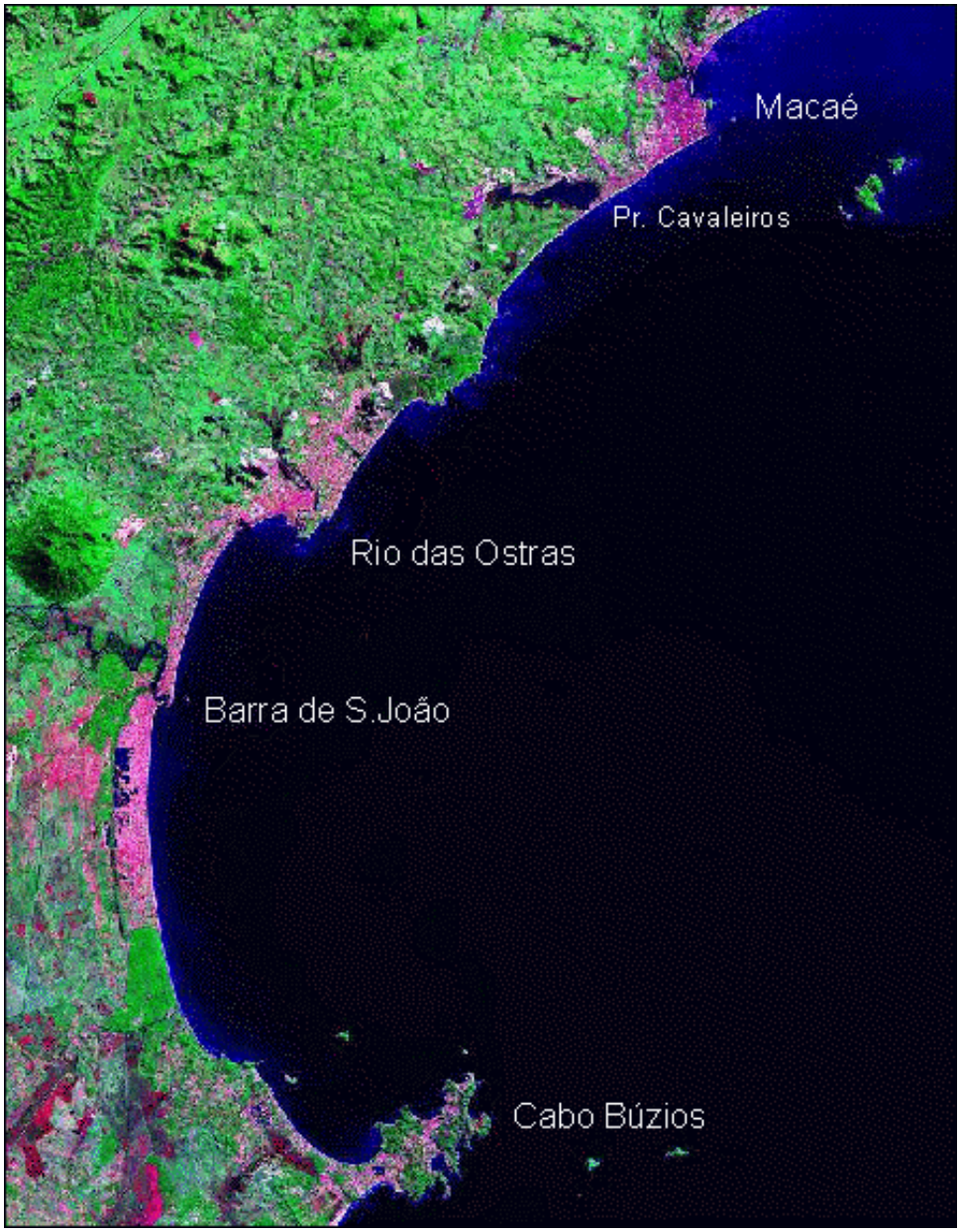


Figura 21
Compartimento Macaé ao cabo Búzios. Observar as manchas azul claras indicando transporte de material em suspensão em direção ao sul.

O embaiamento do rio São João constitui um segmento bem individualizado dominado a partir da desembocadura do São João em direção ao cabo Buzios pela deposição de sedimentos finos de origem fluvial diminuindo substancialmente a declividade da antepraia e definindo o estado morfodinâmico do arco praial que, de refletivo a norte, passa a dissipativo a sul da desembocadura (Fernandez eMuehe 1998). Uma segunda faixa de sedimentos lamosos, de direção nordeste sudoeste (FigurA 24), recobre a plataforma continental interna e se dirige em direção ao embaiamento Búzios-cabo Frio. Sua origem parece estar associada ao rio Macaé ou ao rio Paraíba do Sul (Saavedra eMuehe 1993; Fernandez eMuehe 1995).



Figura 22
Erosão da Orla da Praia dos Cavaleiros, Macaé. Foto: Eduardo Bulhões



Figura 23
Efeitos erosivos da tempestade de abril de 2010 na praia de Itapebussus. Foto: Guilherme Fernandez.

Entre a Praia das Tartarugas (Rio das Ostras) até a desembocadura do rio São João (Barra de São João, Casimiro de Abreu) o arco praial apresenta evidências de erosão costeira acentuada. 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 25 e 26).

A Praia das tartarugas, pela sua localização na extremidade norte do arco praial Rio das Ostras - Barra de São João, forma uma curvatura parabólica, exposta às ondas de Sul-Sudeste, conforme mostra a simulação computacional de refração

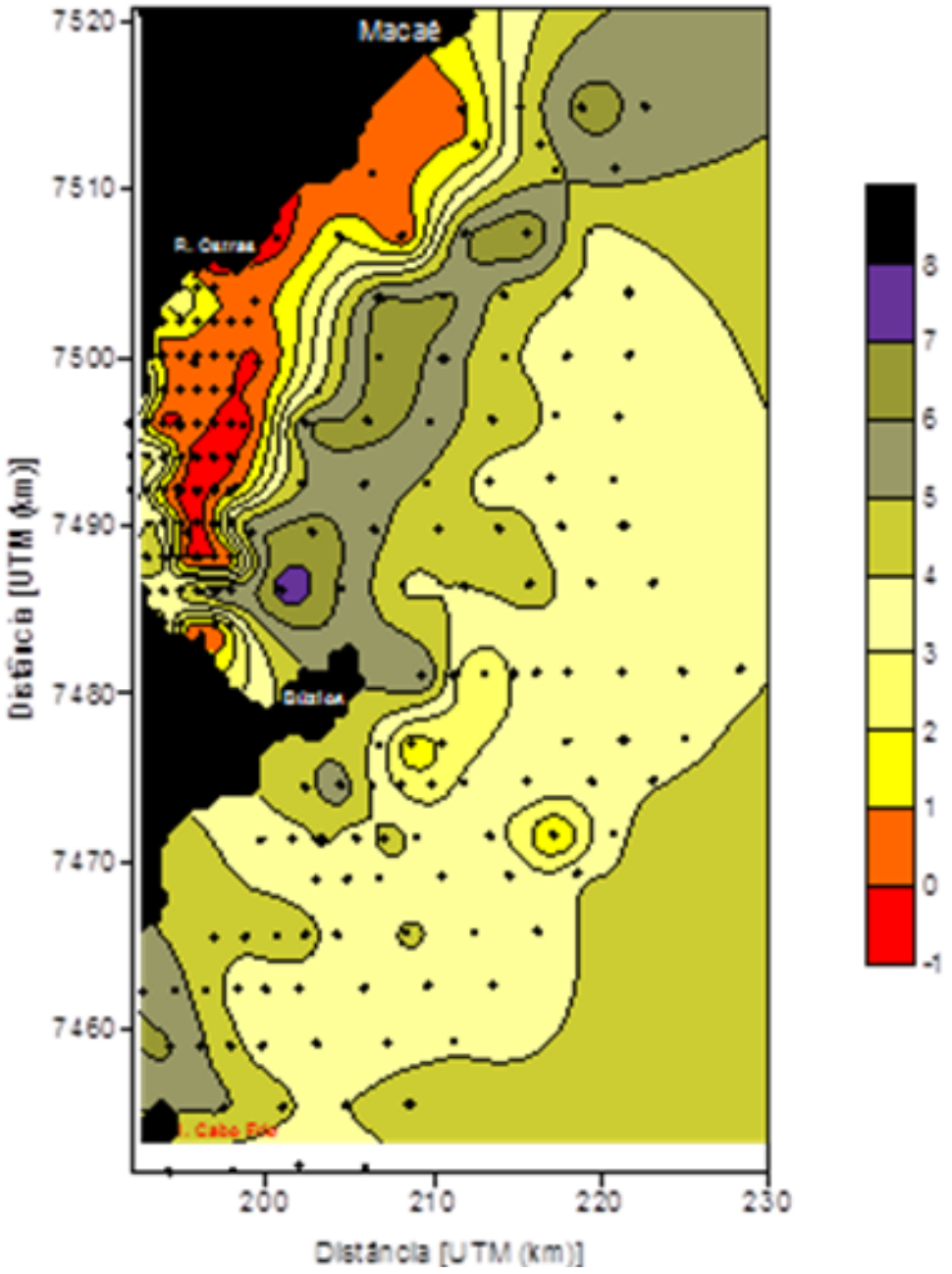


Figura 24
Recobrimento sedimentar da plataforma continental interna entre Macaé e o Cabo Frio, baseado no diâmetro médio granulométrico expresso em fi. Lamas apresentam diâmetros médios acima de 4 fi. Valores abaixo de 0 fi representam areias muito grossas.



Figura 25
Praia das tartarugas, durante a ressaca de Maio de 2001. Foto: Juliana Duarte.



Figura 26
Rio das Ostras, Praia das Tartarugas. Recuperação da praia após erosão forte na tempestade de maio de 2001. Foto: Dieter Muehe

das ondas que,ao convergir, criam um *hot-spot* de erosão resultando em remoção da praia e destruição de edificações e de muros de proteção (Muehe *et al.* 2011) (Figuras 27 e 28) seguido de recuperação da praia.

Ainda neste arco, seguindo em direção à Barra de São João, verifica-se que na base da escarpa em contato com a pós-praia, há a exposição de arenitos de restinga (areia de praia cimentada por matéria orgânica), e ocorrências de erosão continuada como exemplifica o recuo da escarpa da retropraia econsequente descalçamento de muro na Praia do Abricó (Figura 29).

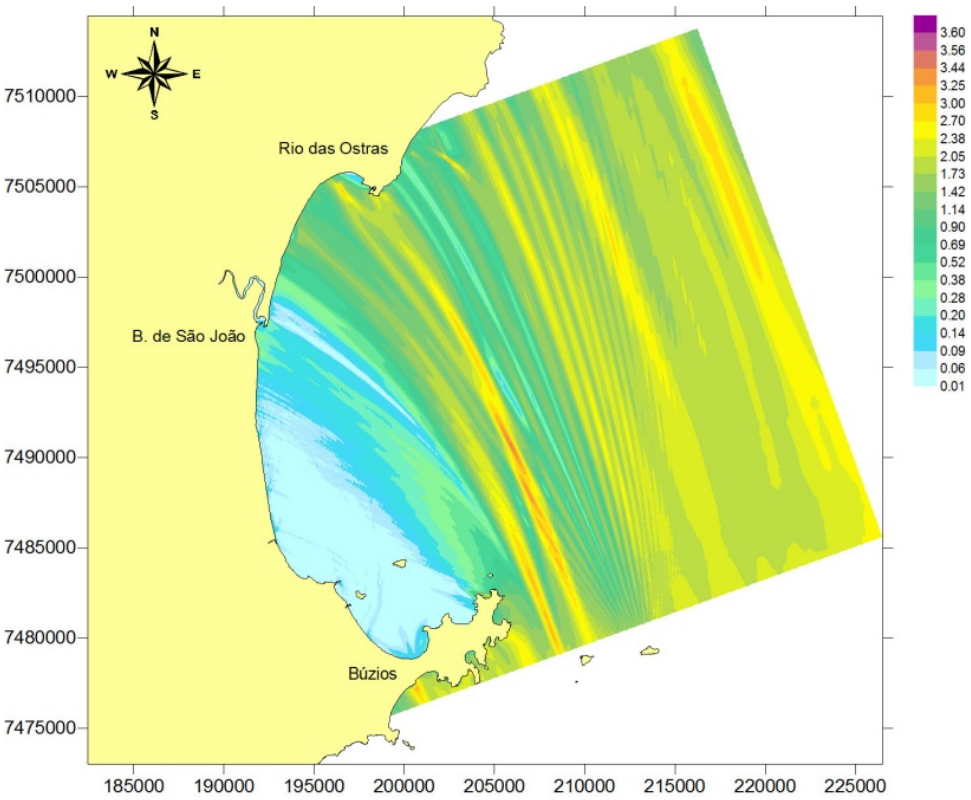


Figura 27
Convergência de ortogonais de ondas de Sul-Sudeste criando um *hot-spot* de erosão na Praia das Tartarugas. Fonte: Isabela Fortes de Azevedo (2008)



Figura 28
Destruição de muros e residências próximas à Praia das Tartarugas, Rio das Ostras. Foto: Dieter Muehe



Figura 29
Praia do Abricó, entre Rio das Ostras e Barra de São João. Exposição de arenitos de praia e destruição da berma com descalçamento do muro no período entre 1999 e 2010 representando um recuo de 6,5m em 11 anos, ou seja uma taxa de 0,6m/a. Fonte: Muehe *et al.* 2015.

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, no caso a ligação com a laguna de Araruama (Figura 30). 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 20m, entre Macaé e o embaiamento Búzios-Cabo Frio (Figura 24). 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 eMuehe (1993) a relacionar a origem destas lamas ao rio Paraíba do Sul.

A disponibilidade de areias muito finas somado à baixa pluviosidade deste trecho do litoral em função da ressurgência marinha e ainda à ação constante dos ventos de nordeste levaram ao desenvolvimento de importantes campos de dunas neste compartimento, representando um dos últimos remanescentes de dunas no estado do Rio de Janeiro.

Na praia do Peró, a urbanização sobre parte do campo de dunas, na porção distal da planície, representa um risco em função da remobilização dos sedimentos podendo levar ao soterramento de parte da área urbanizada (Figura 31).

No arco praial entre as cidades de Cabo Frio e Arraial do Cabo, à retaguarda das praias do Forte e do Foguete, um campo de dunas barcanas se transforma, ao longo da trajetória para o interior, em amplas dunas parabólicas (Figura 32). 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.

Efeitos episódicos de erosão costeira, durante o período de tempestades (abril-setembro) ocorrem sob condições de ondas de sul e sul-sudeste, com maior impacto na morfologia costeira ocorrendo nos segmentos mais ao norte dos arcos praiais

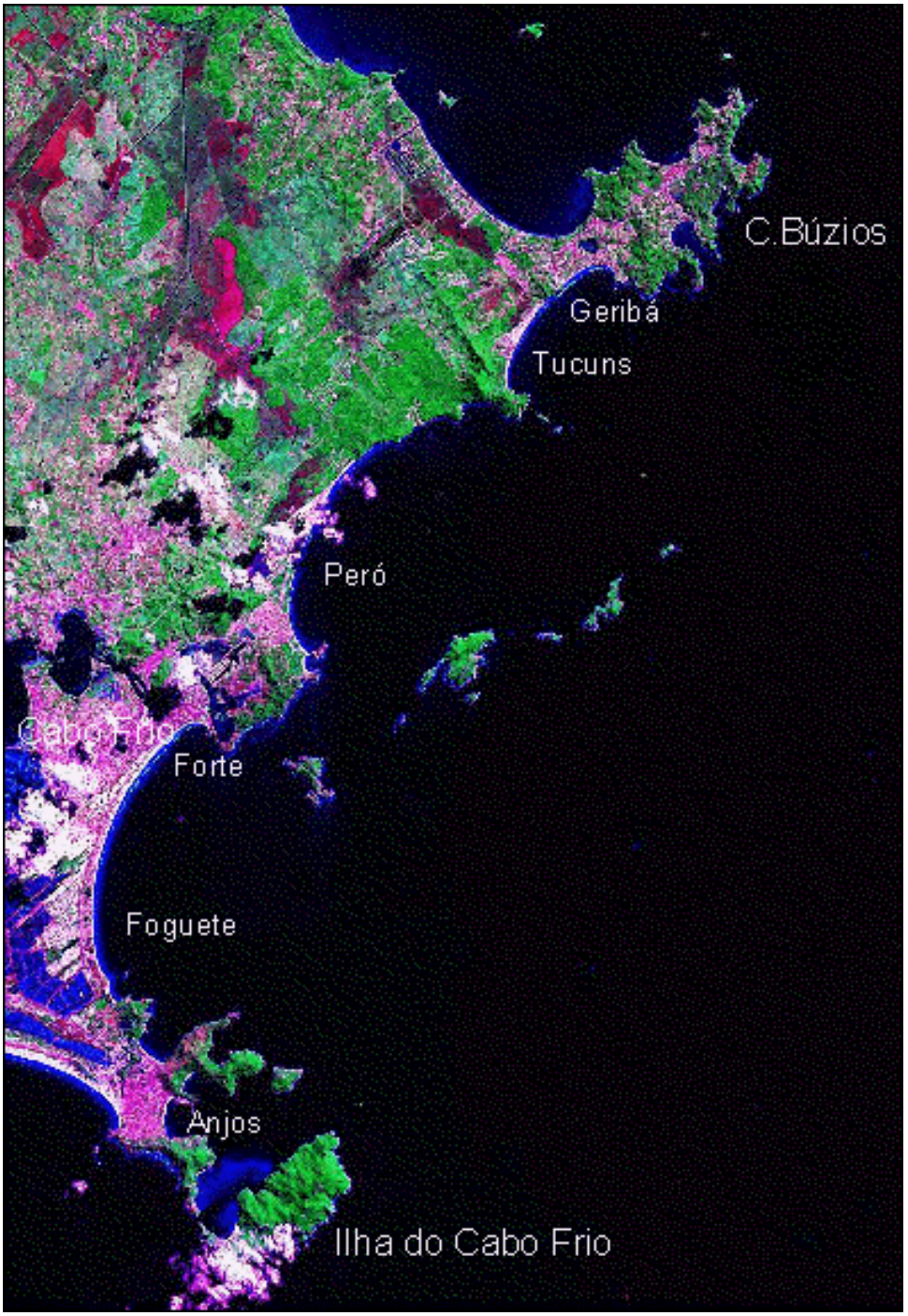


Figura 30
Compartimento do embaiamento Cabo Frio - Cabo Búzios. Ausência de aporte fluvial, com o canal de Itajurú como única comunicação entre a Lagoa de Araruama e o Oceano.

identificados na figura anterior (Figura 30) como Foguete-Forte, Peró e Tucuns-Geribá. Os impactos morfológicos em resposta às ondas de tempestade foram identificados por Bulhões *et al.* (2010) e Fernandez *et al.* (2011) ao levantarem dados durante uma tempestade em 2010, e correspondem majoritariamente ao descrito pelo regime colisional, proposto por Sallenger (2000), aonde efeitos de erosão da berma da praia, erosão de duna e recuo da escarpa frontal são registrados.

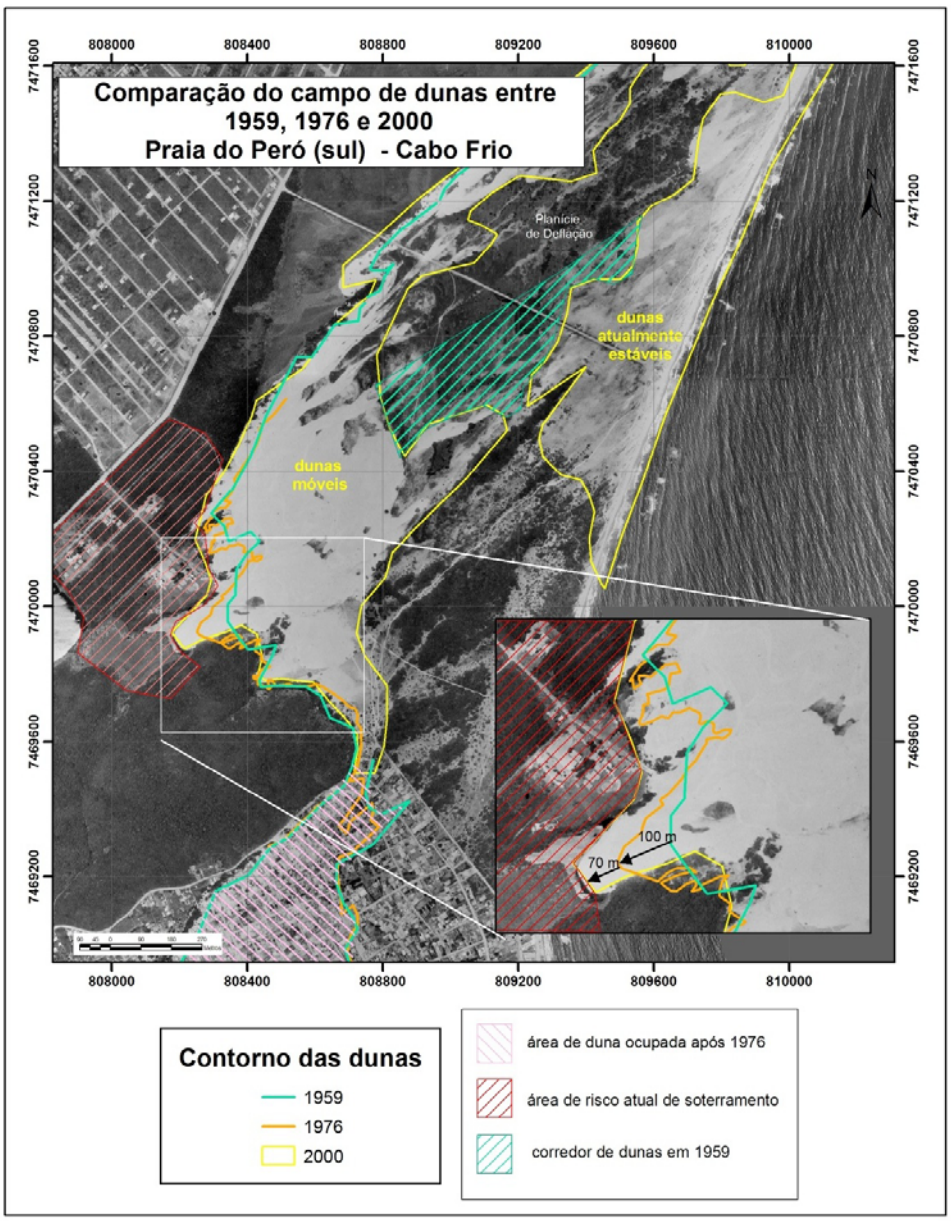


Figura 31
Campo de dunas do Peró com área urbanizada na porção distal da planície sob risco de soterramento por reativação do transporte sedimentar. Fonte: Flavia M. Lins-de-Barros (2010).

Bulhões *et al.* (2014) na análise volumétrica de perfis de praia distribuídos para este trecho do litoral verificaram que a perda no volume de sedimentos da praia emersa pode alcançar até 73% do volume antecedente, como exemplificado pela Figura 33 na praia de Geribá em Armação de Búzios. Neste exemplo específico o período de retorno à condição anterior foi de 12 meses.

Neste trecho do litoral fluminense, as formações rochosas cristalinas que deram origem ao cabo Búzios e ao cabo Frio propiciaram a ocorrência de praias de enseada, algumas muito confinadas (*pocketbeach*). Estas praias são normalmente abrigadas das ondas de tempestade do quadrante Sul. No entanto, a bimodalidade do



Figura 32
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. Foto: Ernesto Galiotto.



Figura 33 (à direita)
Efeitos erosivos da tempestade de abril de 2010 na praia de Geribá, Armação de Búzios. Foto: Guilherme Fernandez.

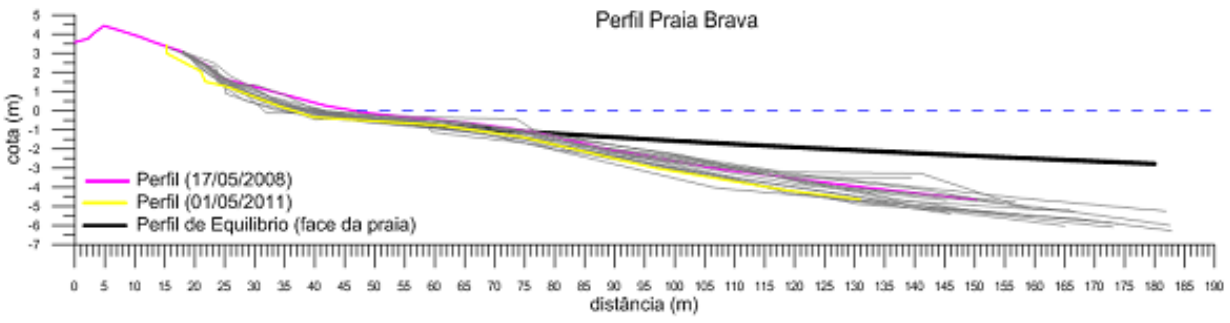


Figura 34 (abaixo)
Sobreposição de Perfis Topobatimétricos na Praia Brava, cabo Búzios.

clima de ondas para esta porção do litoral, descrita por autores como Pinho (2003) somados ao baixo estoque de sedimentos destas enseadas, propiciam processos erosivos pontuais como na praia Brava, em Armação de Búzios. Usualmente, durante eventos prolongados de ventos e vagas da direção leste (condição de tempo bom), a praia perde o estoque de sedimentos e têm o substrato rochoso exposto. Bulhões (2011) mostra que a sobreposição de perfis de praia nesta pequena praia de enseada indica déficit no estoque de sedimentos na zona submarina, quando comparado com o perfil de equilíbrio (Figura 34).

Outro exemplo de processo erosivo em praia de enseada para este compartimento ocorre na praia dos Anjos, Arraial do Cabo. Savi, (2003), e Savi e Fernandez (2003) utilizaram dados de levantamentos batimétricos, modelos de refração de ondas e estabilidade em planta para avaliar a influência da construção de um quebra-mar de apoio às atividades portuárias. Os autores mostram claramente tendências de acumulação na porção norte da enseada e tendências erosivas na porção sul, onde um enrocamento foi construído (Figura 35) para conter o ataque de ondas junto às instalações de um centro de pesquisas da Marinha Brasileira.

Por outro lado, a comparação de fotografias aéreas nas praias de Geribá e da Ferradura, entre 1976 e o ano 2000, realizada por Lins-de-Barros (2010) apontam, por estabilidade nestas duas praias (Figura 36).



Figura 35
Enrocamento construído na porção sul da Enseada dos Anjos (lado esquerda da fotografia) para conter o ataque das ondas no limite das instalações do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM). Foto: Flavia Lins-de-Barros.

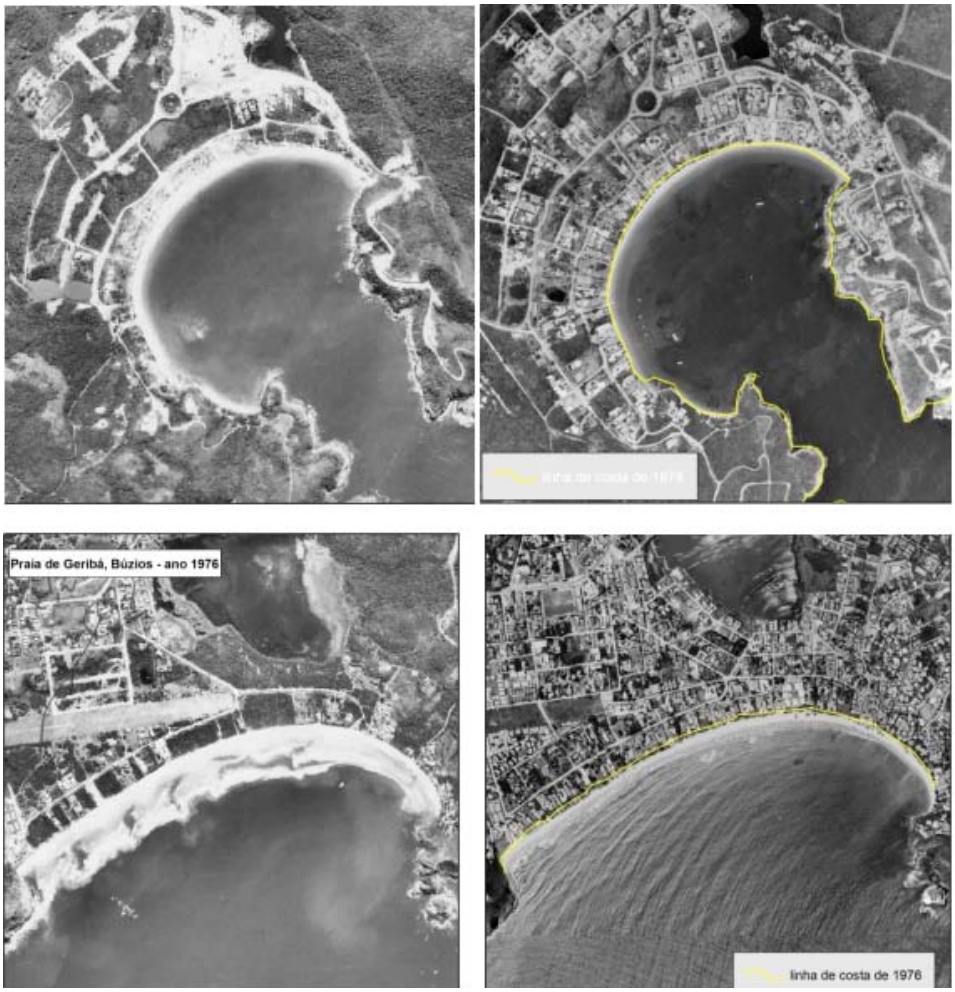


Figura 36
Acima, Praia da Ferradura em 1976 (esquerda) e em 2000. Abaixo, Praia de Geribá em 1976 (esquerda) e em 2000 (direita). A linha amarela representa a posição da linha de costa em 1976 sobreposta à fotografia do ano 2000 revelando estabilidade. Nota-se grande avanço da área urbanizada em ambas as planícies costeiras.

LITORAL SUL (MACROCOMPARTIMENTO DOS CORDÕES LITORÂNEOS)

Compartimento Região dos Lagos

O que marca a fisionomia da paisagem costeira deste compartimento é a presença de extensos arcos praiais, associados a cordões litorâneos (*beachbarriers*) que, frequentemente, 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 (Figuras37 e 38).

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 39).

Arenitos de praia submersos, defronte às praias da Massambaba (Muehe, observação pessoal), Jaconé e Itaipuaçu (Muehe&Ignarra, 1984), com idade em torno de 6.500 anos AP em Itaipuaçu, 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 evidencias de transposição localizada de ondas (*overwash*) e consequente 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 e Silva (1984) para as margens lagunares do flanco sul do planície costeira do rio Paraíba do Sul.

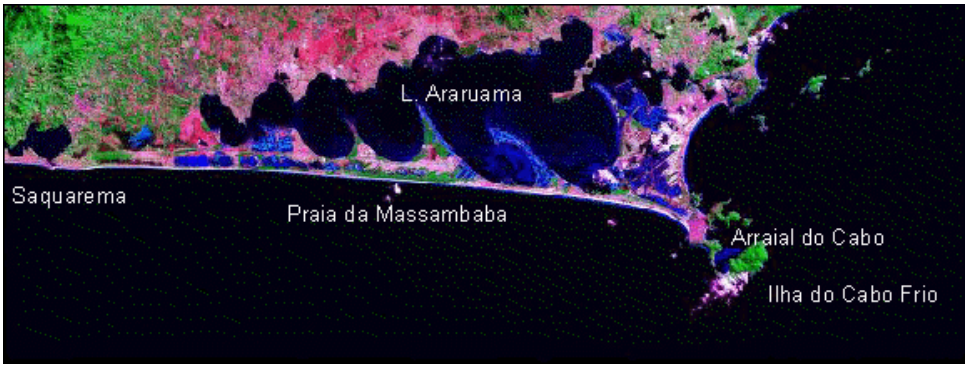


Figura 37
Região dos Lagos, com a laguna de Araruama, os duplos cordões litorâneos e lagunas intracordões associadas mostrando o caráter retificado deste litoral.

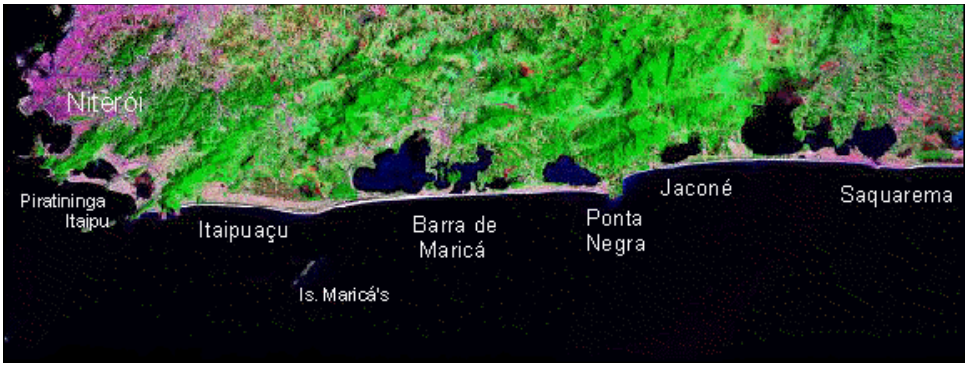


Figura 38
Segmento Oeste do compartimento Região dos Lagos mostrando a mesma sequência de cordões litorâneos e lagunas do segmento Leste.

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 (σλ=14m na Massambaba leste e σλ=17m na Massambaba oeste) conforme indicado na Figura 12.

Um aspecto peculiar, resultante da orientação deste compartimento, e que se manifesta nas proximidades de Arraial do Cabo, é o predomínio do transporte eólico



Figura 39
Itaipuaçu. Erosão do topo do cordão (A) e transposição pelas ondas evidenciado pela colocação de sacoas de areia como medida de proteção (B). Fotos: Dieter Muehe.

em direção ao mar, decorrente da ação do vento nordeste. Como consequência 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 realimentação, 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.

Ao longo da mesma orla, na localidade de Barra de Marica (Figura 40) 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 41). Tais prejuízos foram estimados por Lins de Barros (2005) em aproximadamente 2 milhões de reais apenas para o trecho entre Barra de Maricá e Ponta Negra.



Figura 40
Erosão da orla em Barra de Marica. Foto: Dieter Muehe



Figura 41
Erosão da orla em Saquarema por efeito da tempestade de maio de 2001. Foto: Dieter Muehe.

Não obstante as evidências erosivas de recuo da retropraia, esse recuo da ordem de pouco mais de 10 m foi o resultado de um único evento, a tempestade de maio de 2001, sem que o processo erosivo tenha apresentado continuidade. Ao contrário, levantamentos iniciados em 1996 pela equipe do Laboratório de Geografia Marinha do Departamento de Geografia -UFRJ e mantidos até 2010 indicaram que todo o litoral, entre Niterói e Arraial do Cabo, apresenta marcante resiliência no sentido de as praias recuperarem sua posição em contato com o nível médio do mar sem apresentar uma tendência de retrogradação (Muehe 2011), mesmo que eventos extremos tenham provocado erosão localizada com destruição de construções, como em Barra de Maricá. Isto porém é mais o resultado de localização inadequada das construções do que o efeito de uma tendência retrogradacional. No entanto, apesar da resiliência atual, a ampla exposição às ondas de tempestade do quadrante sul, torna esse trecho, assim como todo o litoral oceânico até a Marambaia, vulnerável a alterações no regime de ondas, no sentido de sua intensificação e elevação do nível do mar, especialmente ao considerar a total ausência de aporte de areias do continente dando um caráter de sistema fechado a toda essa orla. Pode-se especular que tempestades excepcionais sejam o responsável pelo aporte de areias marinhas da plataforma continental interna, conforme sugerido por Muehe (2011), o que estaria de acordo com os resultados encontrados por Denny *et al.* (2013) and Schwab *et al.* (2013) respectivamente para o litoral da Carolina do Sul e FireIsland, New York, o que representaria um importante elemento para a manutenção do balanço sedimentar.

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 42), é resultado do afogamento, pela transgressão holocênica, dos baixos cursos desta rede de drenagem cujos talvegues podem ainda ser identificados pelas indentações das curvas batimétricas da baía (Ruellan 1944).

No interior da baía efeitos de tempestades se fazem sentir esporadicamente nas enseadas do Flamengo e Botafogo e na orla de Ingá e Icaraí em Niterói (Figura 43).

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

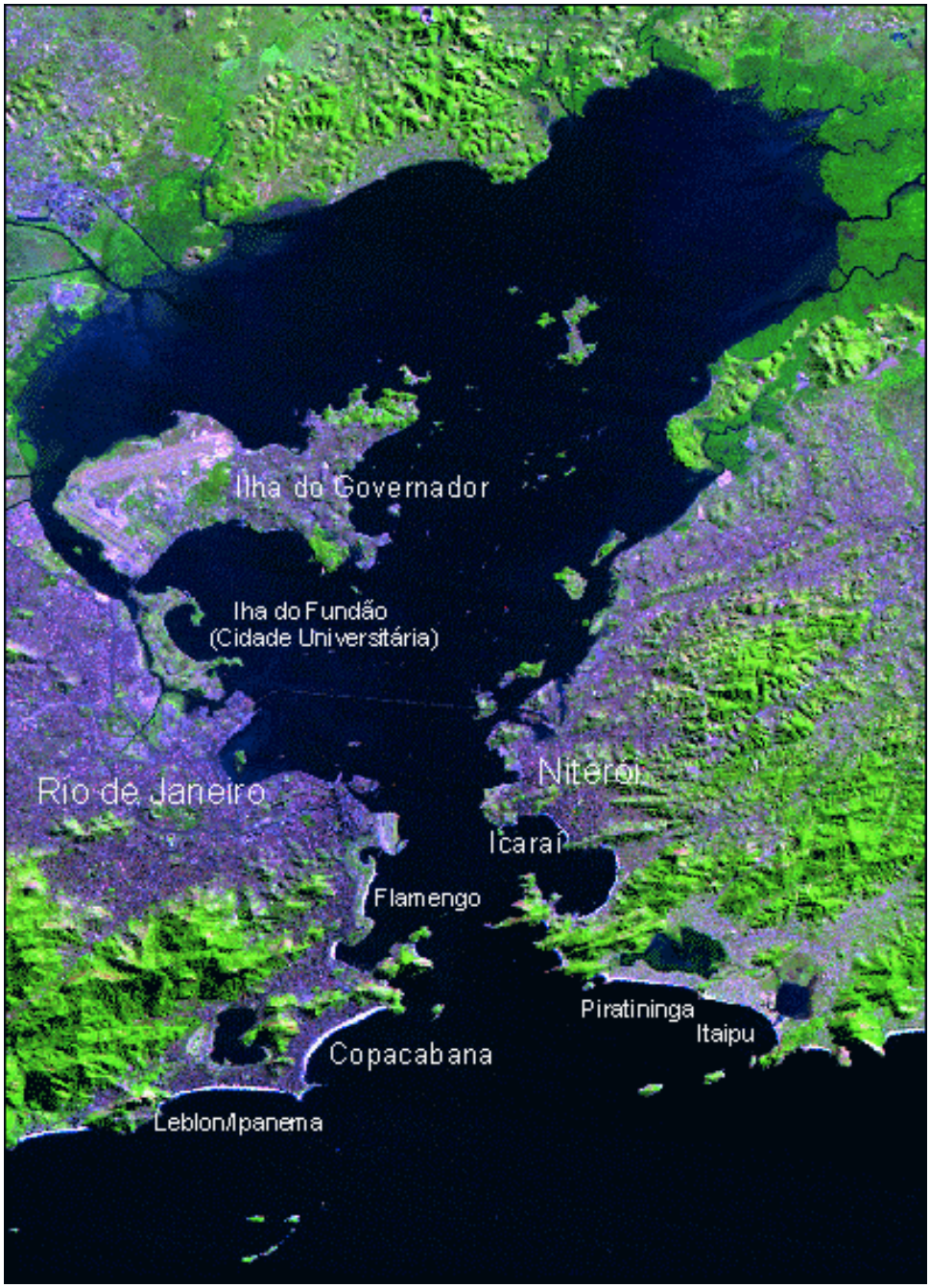


Figura 42
Baía de Guanabara.

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 sudoeste e sul.

Nas praias oceânicas a ação de ondas de tempestades sobre um muro construído na escarpa da pós-praia, em Piratiniga, 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 44).

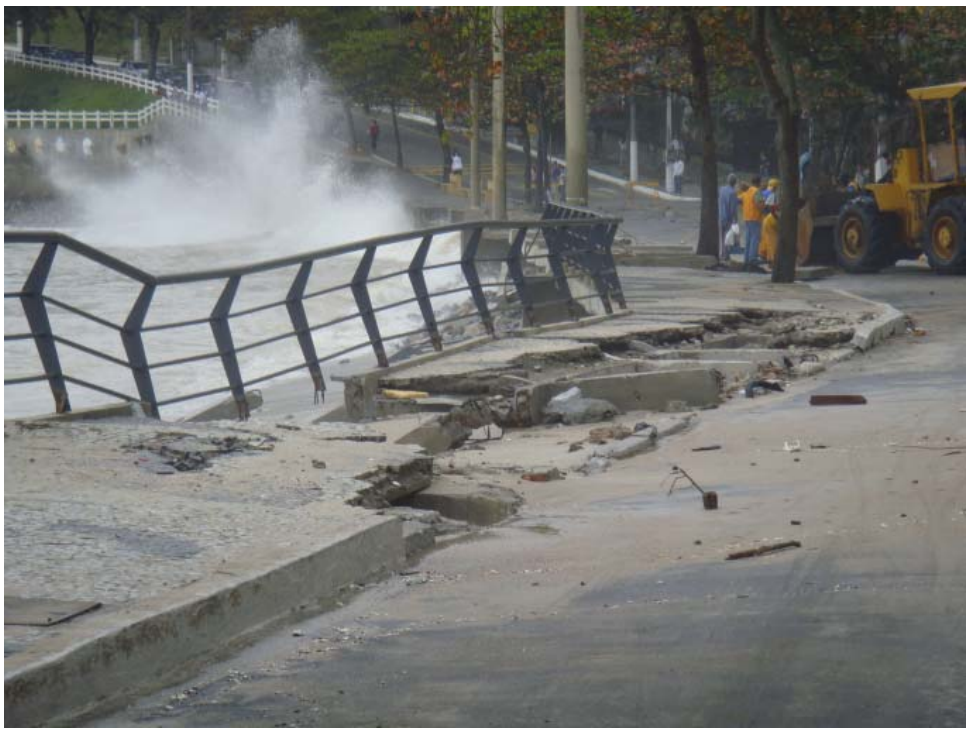


Figura 43
Praia das Flechas, Niterói, Tempestade de agosto de 2011. Foto: Dieter Muehe.



Figura 44
Destruição de muro na Praia de Piratininga. Foto: Dieter Muehe.

No arco praial Ipanema-Leblon, na cidade do Rio de Janeiro, a dinâmica de transporte sedimentar longitudinal associada à alternância da direção de entradas de ondulações provoca eventos também alternados de erosão e acumulação. Ondulações de sudeste transportam os sedimentos de Ipanema para o Leblon, enquanto as de sudoeste levam as areias no sentido oposto (Muehe e Neves 2008).

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.

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 lagunas, como a de Marapendi e o sistema lagunar interligado, Jacarepaguá-Camoçim–Tijuca, em Jacarepaguá. Este último subcompartimento, limitado a leste pelo maciço da Tijuca a noroeste pelo Maciço da Pedra Branca e a oeste pela serra de Guaratiba (extensão residual do Maciço da Pedra Branca, é caracterizado por uma ampla planície costeira, com cerca de 130km² de área (Marques 1987), represada por um sistema de duplos cordões litorâneos, com cerca de 18km de extensão (Figura 45), precedidos por afloramentos residuais de arenitos de praia submersos (Maia *et al.* 1984), testemunhos de antigas posições do cordão frontal, holocênico.

Frequentemente as praias deste segmento são atingidas por tempestades fortes do quadrante sul provocando danos nas estruturas urbanas, principalmente nas

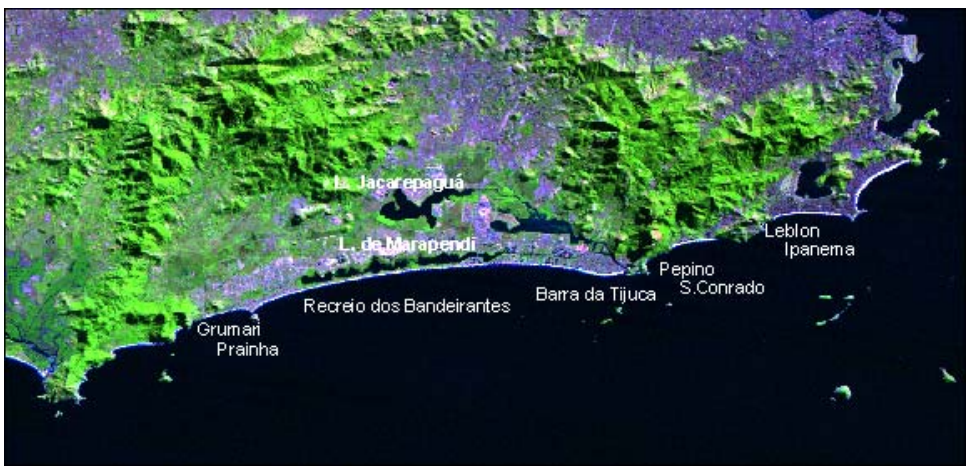


Figura 45
Baixada de Jacarepaguá, vendo-se em posição mais interiorizada o complexo lagunar Jacarepaguá-Camoçim-Tijuca e à frente a laguna de Marapendi.

praias de São Conrado, onde o calçadão afundou em mais de uma ocasião, nas praias da Barra da Tijuca e Recreio dos Bandeirantes, com danos na avenida litorânea e em quiosques e na Praia da Macumba onde o muro de contenção já foi destruído diversas vezes. Após a tempestade excepcional ocorrida em maio de 2001 ocorreu erosão da escarpa da pós-praia 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 300km². O contato com o oceano se faz principalmente pelo setor oeste, através de dois canais, com profundidades máximas variando entre 31 e 24m. 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 46).

A restinga (cordão litorâneo, barreira) 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 47) e tendência erosiva do seu flanco lagunar (Figura 48). 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 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

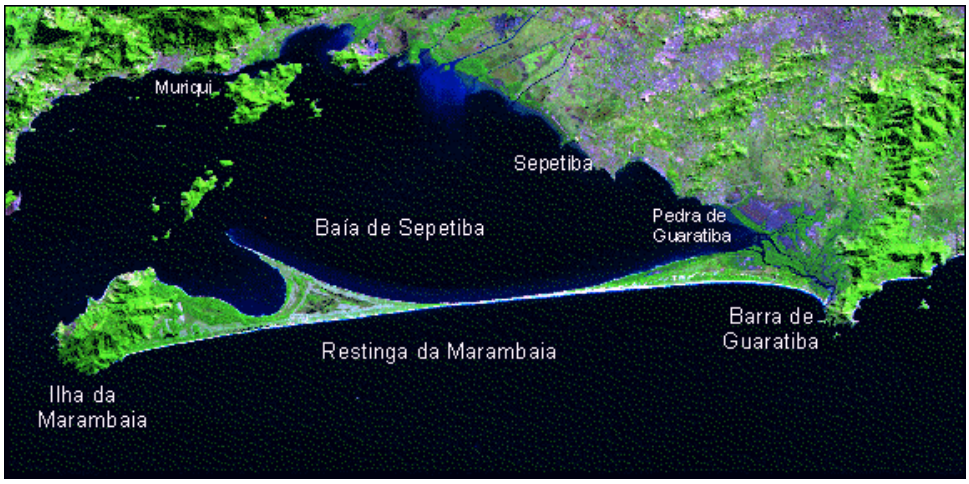


Figura 46
Baía de Sepetiba com a restinga da Marambaia e a baixada costeira adjacente.

sobre a maré. Uma elevação do nível do mar, no entanto, poderá romper este equilíbrio.

A tendência de retrogradação do reverso da restinga, da ordem de 2m/ano (de 360m em 1868 para 120m em 1981) (Borges1990) representa um risco na medida em que a ruptura da barreira no seu ponto de maior estreitamento poderia levar a uma abertura permanente com propagação de ondas para o interior da baía e em direção à área portuária da orla continental. Esta mesma taxa foi encontrada por Oliveira *et al.* (2008) para o período entre 1975 e 2004. Não há, nessas análises, uma explicação quanto ao referencial de comparação, além dos potenciais erros, no segundo trabalho, relativoao georeferenciamento das imagens em áreas sem pontos de referência bem estabelecidos, devido à ausência de construções ou outros referenciais. Numa medição aproximada, a partir de imagens do Google Earth, a largura da barreira, no seu ponto mais estreito, sem considerar a largura da praia oceânica e lagunar, é da ordem de 50m (2015) e parece ter se mantido assim desde 2006. Isto está mais em acordo com os resultados de Bahiense *et al.* (2014) que, numa comparação de fotos aéreas e imagem de satélite, respectivamente de 1957 e 2011, encontraram taxas de recuo da ordem de 0,2 a 0,3m/ano, ou seja uma substancial redução da taxa de recuo em relação aosresultados dos primeiros dois trabalhos citados, devendo ser ressaltado que também neste trabalho se aplicam as ressalvas quanto à precisão. Uma simulação computacional,assumindo uma abertura já existente, indicou que, devido às fortes correntes de maré geradas pela defasagem da altura da maré em cada lado da restinga, resultaria no desenvolvimento de um canal de maré permanente (Pinheiro, 2015). Em vista da premissa de existência prévia de um canal esta conclusão não pode ser considerada definitiva. No entanto é uma indicação de um risco potencial a ser considerado, que se tornará ainda mais crítico num cenário de nível de mar mais elevado, sinalizando a necessidade de implantação de um monitoramento continuado do comportamento morfodinâmico da restinga no seu ponto de maior estrangulamento, com possíveis intervenções no sentido de buscar sua estabilização.

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, com perdada praia e com as areias do fundo lagunar trapeadas devido ao recobrimento por lama (Figura 49).

Compartimento 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



Figura 47
Transposição no cordão litorâneo da Marambaia. Foto: Dieter Muehe.



Figura 48
Erosão no flanco lagunar no cordão litorâneo da Marambaia. Foto: Dieter Muehe



Figura 49
Sepetiba. Muro de proteção e ausência de praia. Foto Dieter Muehe.

oeste da Ilha Grande, e o Canal Central, depressão estreita, alongada e profunda, localizado entre a Ilha Grande e o continente (Figura 50).

A propagação das ondas para o interior dos dois embaiamentos da baía da Ilha Grande e, consequentemente 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 e pela Ilha da Marambaia. 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 51), 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 1,0m vindas de su-sudeste. Alturas significativas máximas, de até 3 m, foram registradas no outono, tendo sido prevista uma altura máxima significativa de até 4m para um período de recorrência de 30 anos (Homsi, 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 2m, na arrebentação, no lado sul da ilha Guaíba, sob condições de vento sul, de 25 nós (13m/s), uma condição considerada bastante severa e rara. Idêntica altura foi calculada para ondas geradas por um vento de 20 nós, (10m/s) de su-sudeste, de ocorrência mais frequente.

No bordo oceânico da Ilha Grande, praias como as de Provetá, do Aventureiro, do Sul e do Leste, da Parnaioca, de Dois Rios e Lopes Mendes, sofrem o impacto das ondas de tempestade. As pesquisas do Grupo de Estudos em Dinâmica Sedimentar da UERJ (GEDis), ao longo de 10 anos de monitoramento, nas praias de Dois Rios e de Lopes Mendes - classificadas como dissipativas - revelaram que a morfologia do prisma praial e do pós-praia é significativamente alterada, com a formação de bermas e escarpas erosivas, devido às ondas vindas de S-SW. No entanto, apesar de adjacentes, a praia de Dois Rios se encontra em "equilíbrio dinâmico", enquanto a praia de Lopes Mendes apresenta uma retrogradação do pós-praia com indícios de erosão (Figura 52).

Já no bordo continental da Ilha Grande, apesar de as praias serem mais protegidas das ondas de tempestades, notam-se indícios localizados de retrogradação do pós-praia; inclusive com remoção de solo residual que se encontrava sobre as



Figura 50
Baía da Ilha Grande com seus três principais compartimentos

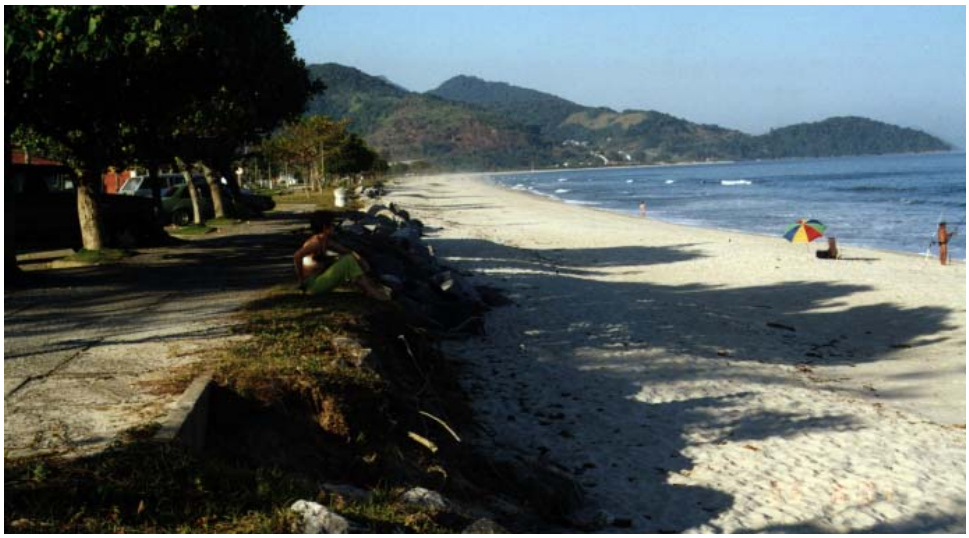


Figura 51
Praia de Mambucaba. Erosão insipiente na escarpa da pós-praia. Foto: Dieter Muehe.



Figura 52
Praia de Lopes Mendes. Erosão na escarpa da pós-praia. Foto: Marcelo Sperle.

rochas, como ocorre na Praia Preta, adjacente à Praia de Abraão (Figura 53). Estes casos, em particular, devem ser monitorados, pois podem ser evidências erosivas associadas à elevação do nível do mar (Sperle *et al.*, 2003; 2005).



Figura 53A
Praia Preta. Erosão na escarpa da pós-praia com exposição de rochas devido a perda de solo residual. Foto: Marcelo Sperle.



Figura 53B
Praia Preta. Erosão na escarpa da pós-praia com exposição de rochas devido a perda de solo residual. Foto: Marcelo Sperle.

CONCLUSÃO

A classificação realizada para oscerca de 650km de extensão de costa oceânica exposta, dos quais aproximadamente 70% são praias arenosas, indica que de modo geral a orla costeira se apresenta resiliente, com pontos localizados de erosão acentuada. Essa resiliência é surpreendente, especialmente para o litoral sul entre a Marambaia e o Cabo Frio, caracterizada por ausência de aporte de sedimentos continentais devido ao bloqueio exercido pelas lagunas costeiras e barreiras arenosas. Entre Paraty e Mambucaba não se observa esse bloqueio sendo frequente a chegada de pequenos rios nas praias com a formação de estuários. Neste trecho do litoral, porém, a proximidade da Serra do Mar em relação ao litoral resultou em uma configuração marcada por promontórios rochosos e praias de enseadas conferindo menor exposição às ondulações. Dentre os pontos com erosão, merece destaque a severa retrogradação da linha de costa na praia de Atafona na foz do rio Paraíba do Sul no litoral leste.

De forma mais específica cerca de 12% da orla apresenta erosão significativa enquanto que 38% apresenta tendência à erosão, 7% apresentam progradação e 43% se apresenta estável.

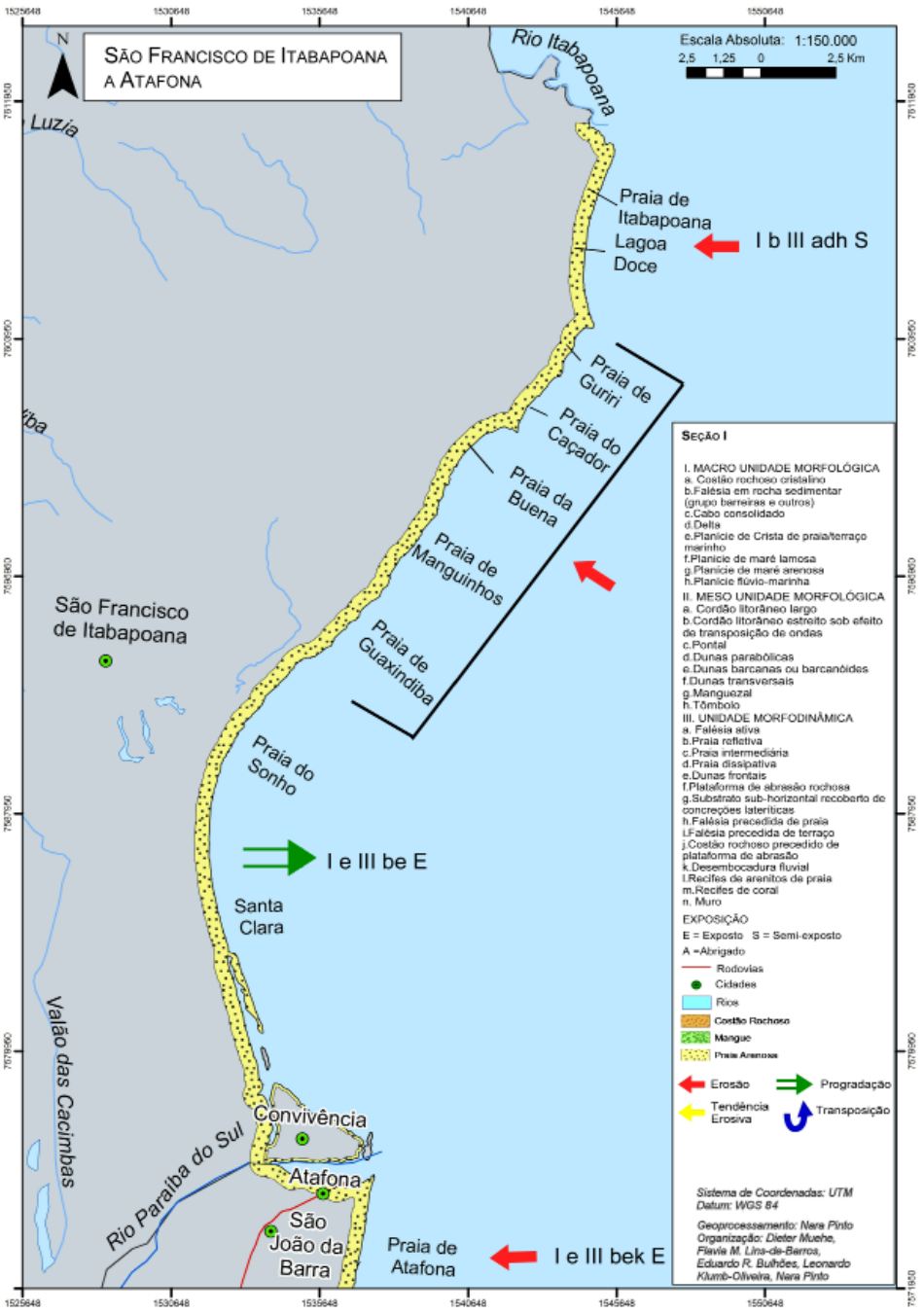
A ocupação da orla costeira oceânica na faixa de 100m, contada a partir do limite da praia, representa apenas cerca de 23% do comprimento da linha de costa, dos quais 25% no litoral leste e 21% no litoral sul. Dentro desta faixa de 100 m foi estimada, a partir dos dados censitários do IBGE para o ano de 2010, uma população residente de aproximadamente 600.000 habitantes, cerca de 4% da população do Estado. Já o número de pessoas que reside imediatamente de frente para o mar é de quase 400.000 habitantes com um valor de habitações estimado na ordem de 216 bilhões de reais. Considerando uma distância de 1km a partir do limite da praia o número de residentes sobe para pouco mais de 2,2 milhões de habitantes (14% da total populacional do estado). Embora essa última estimativa não aponte para a área de risco mais imediato à erosão costeira, uma vez que engloba uma distância maior, indica a população exposta a possíveis inundações nas áreas mais rebaixadas. Além da população residente vale ressaltar que a linha de costa do estado do Rio de Janeiro vem sendo cada vez mais ocupada por importantes empreendimentos econômicos ligados à indústria de óleo e gás, atividades portuárias e à indústria hoteleira.

A elevada presença de segmentos com tendência de erosão, isto é quando eventos extremos chegam a provocar o recuo da retro-praia, sem que isto constitua um processo de retrogradação continuado ao longo do tempo, representa um indicador de vulnerabilidade apontando a necessidade de atenção na aprovação de projetos de urbanização com localização de construções previstas a distâncias in-

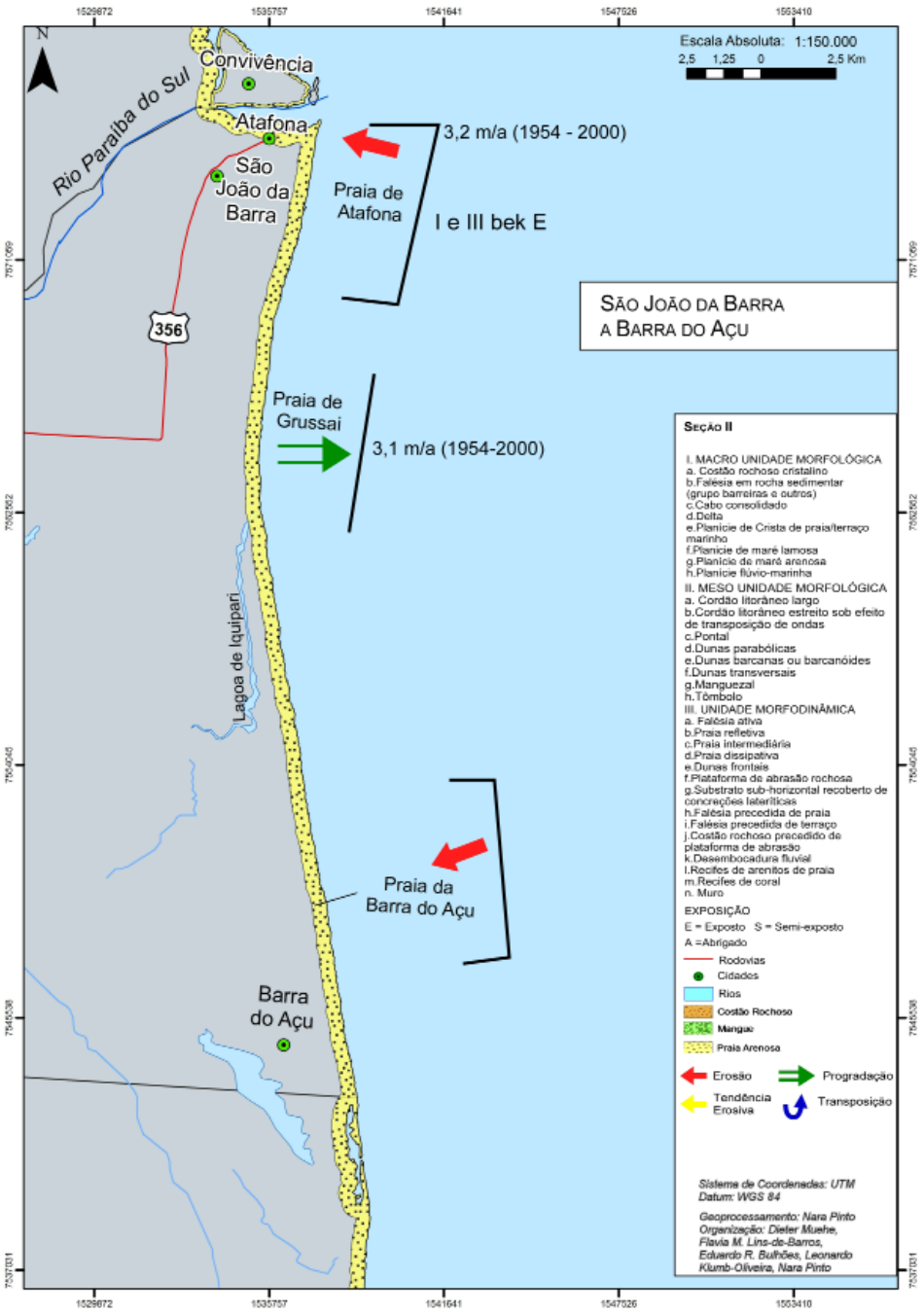
feriores aos limites propostos pelo Projeto Orla. O litoral sul, desde a Marambaia até o Cabo Frio, se enquadra nessa categoria que, por sua orientação leste - oeste peculiar, sua ampla exposição às ondas de tempestade e potencial déficit sedimentar, se apresenta especialmente bem localizado para implantação de um monitoramento contínuo de variáveis morfodinâmicas e oceanográficas para identificação de alterações nos processos costeiros por efeito de mudança do clima.

MAPAS DE REFERÊNCIA

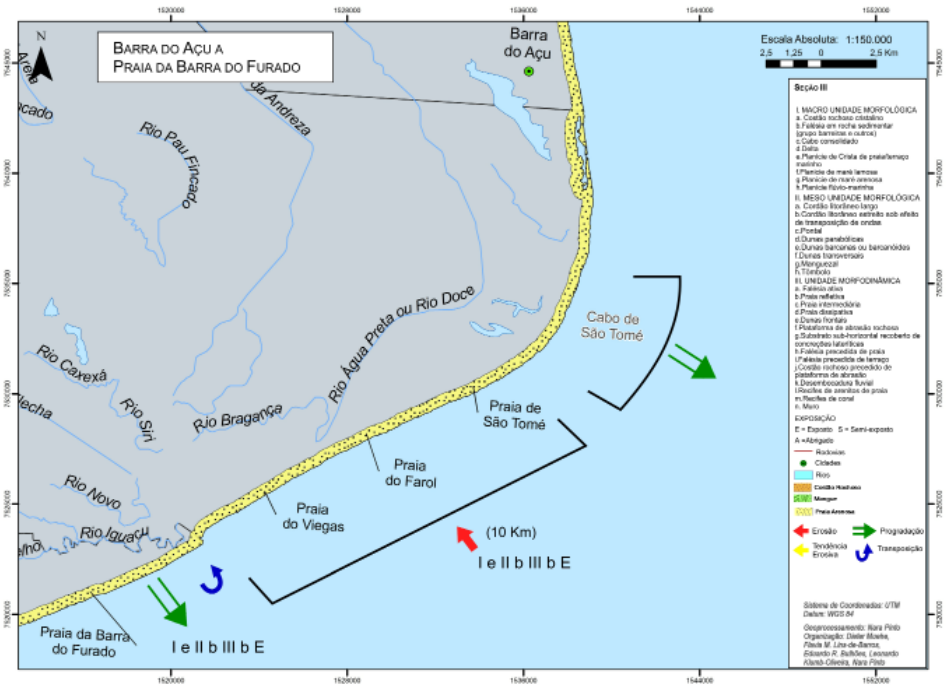
Caracterização geomorfológica, morfodinâmica e evolutiva da orla costeira do Estado do Rio de Janeiro



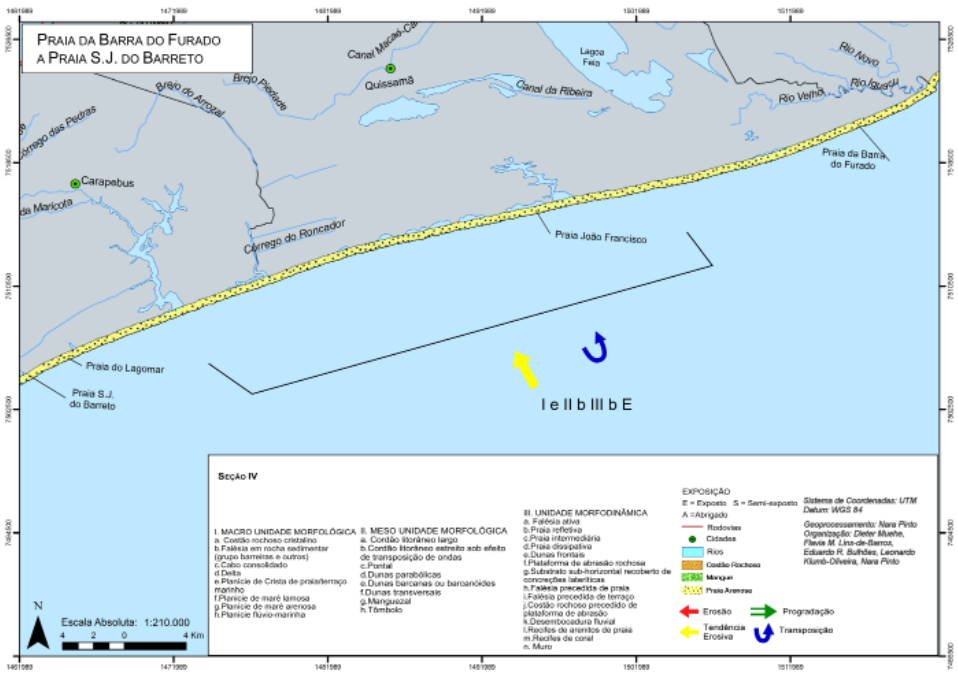
Mapa 1
Litoral Leste - Compartimento do Rio Itabapoana.



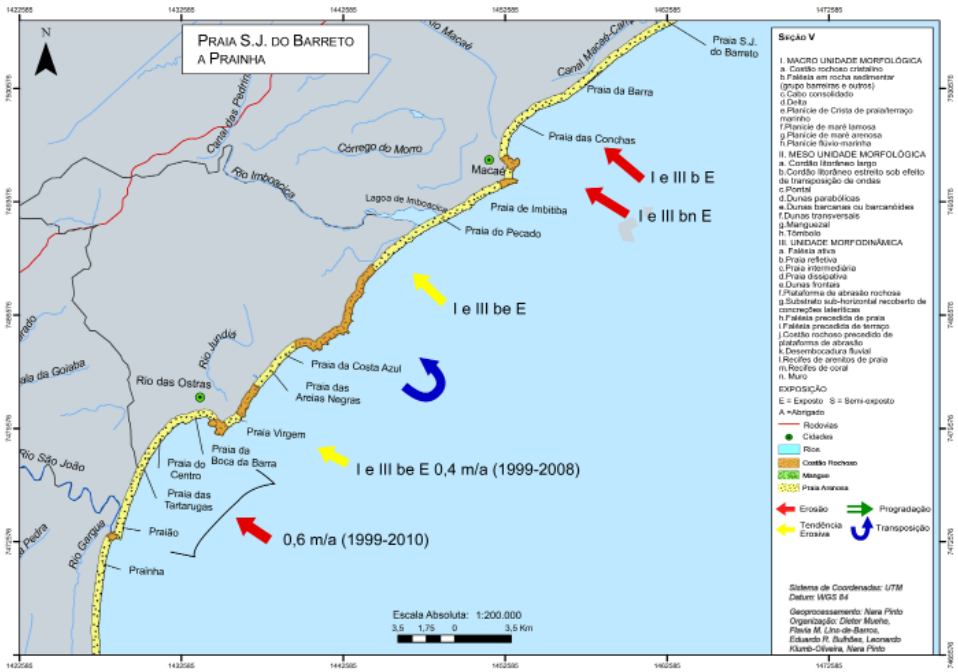
Mapa 2
Litoral Leste - Setor Norte e Central do Compartimento Planície Costeira do Rio Paraíba do Sul.



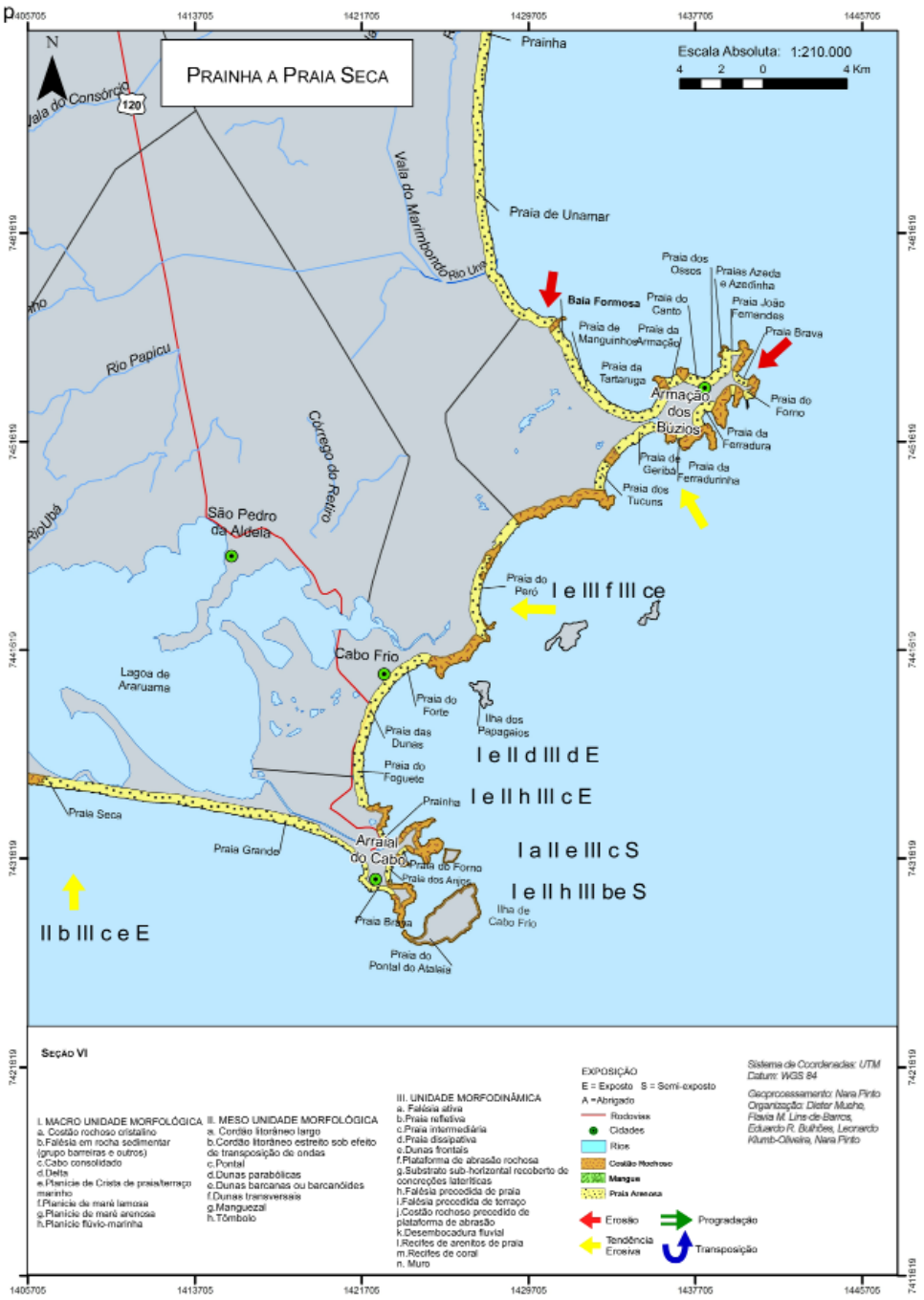
Mapa 3
Litoral Leste - Setor Central e Sul do Compartimento Planície Costeira do Rio Paraíba do Sul.



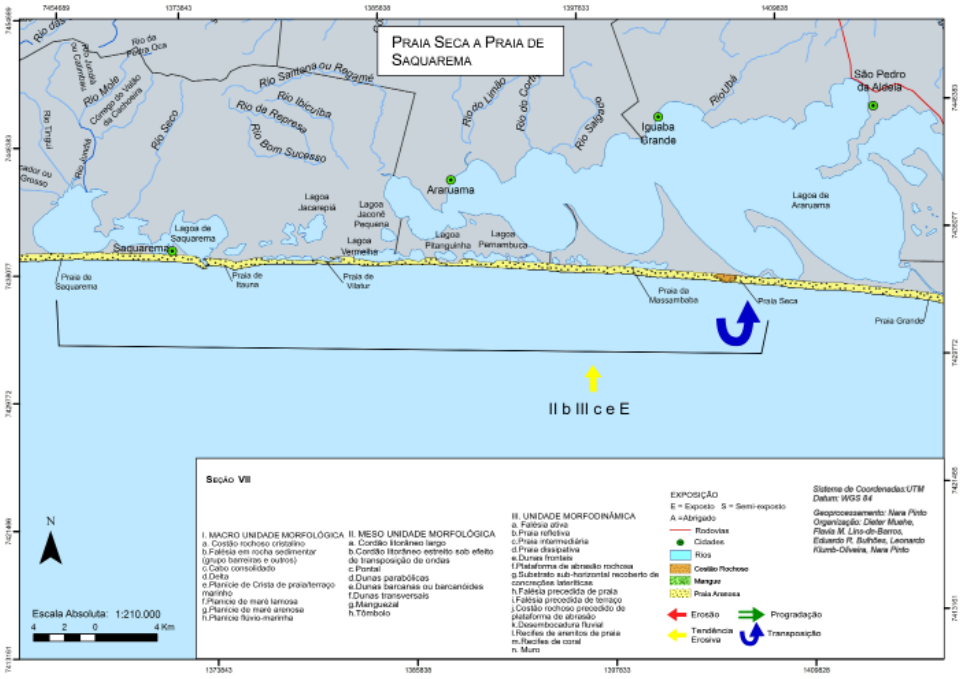
Mapa 4
Litoral Leste - Setor Sul do Sul do Compartimento Planície Costeira do Rio Paraíba do Sul.



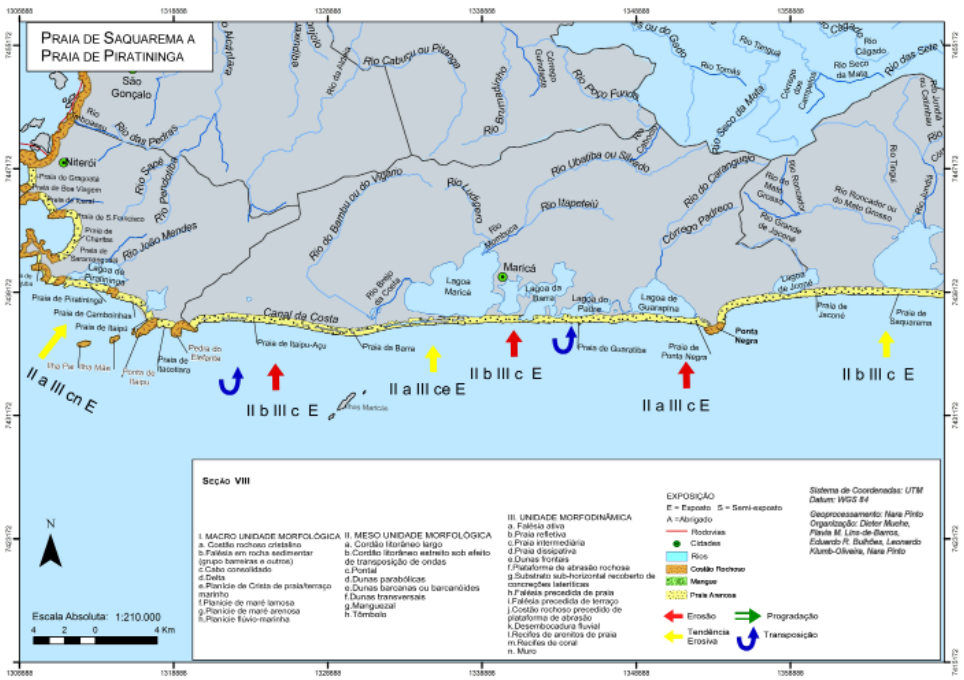
Mapa 5
Litoral Leste - Setor Norte do Compartimento do Embaiamento Cabo Búzios - Cabo Frio.



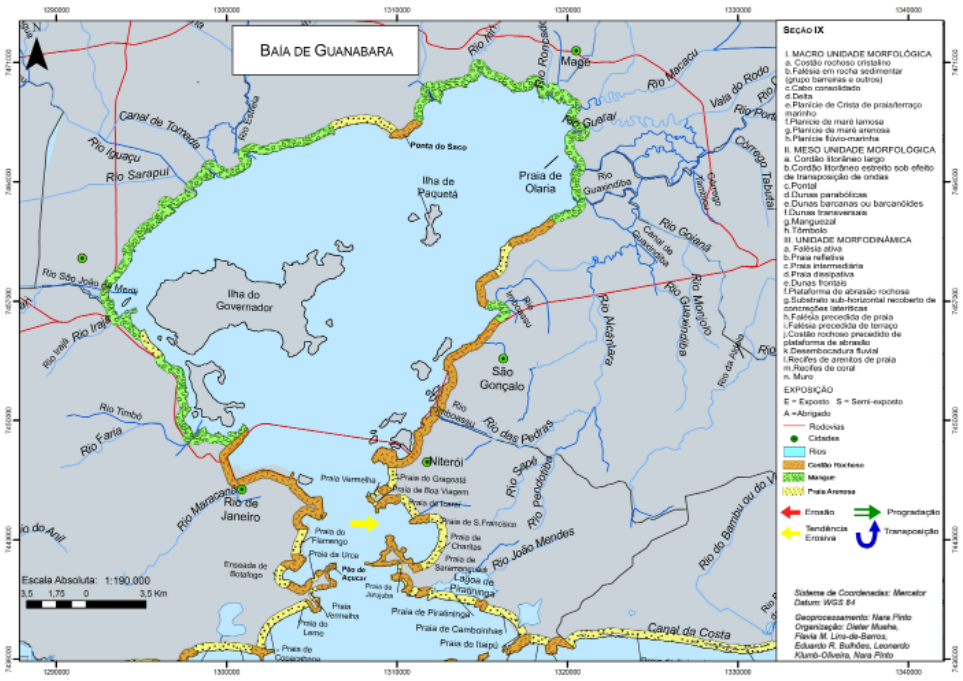
Mapa 6
Litoral Leste -Setor Sul do Compartimento do Embaiamento Cabo Búzios-Cabo Frio.



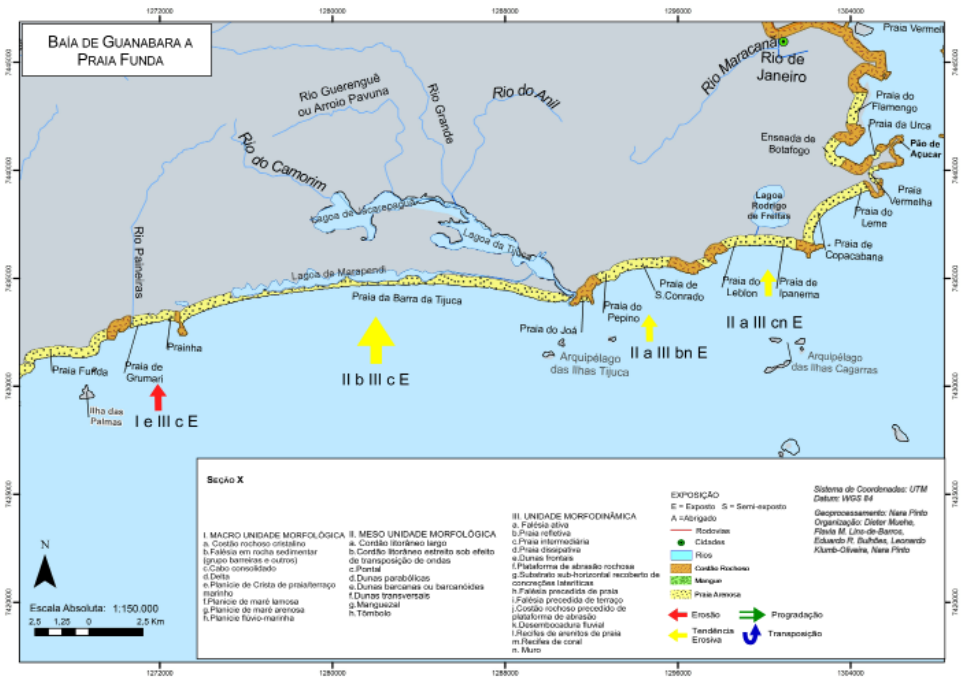
Mapa 7
Litoral Sul - Setor Leste do Compartimento Região dos Lagos.



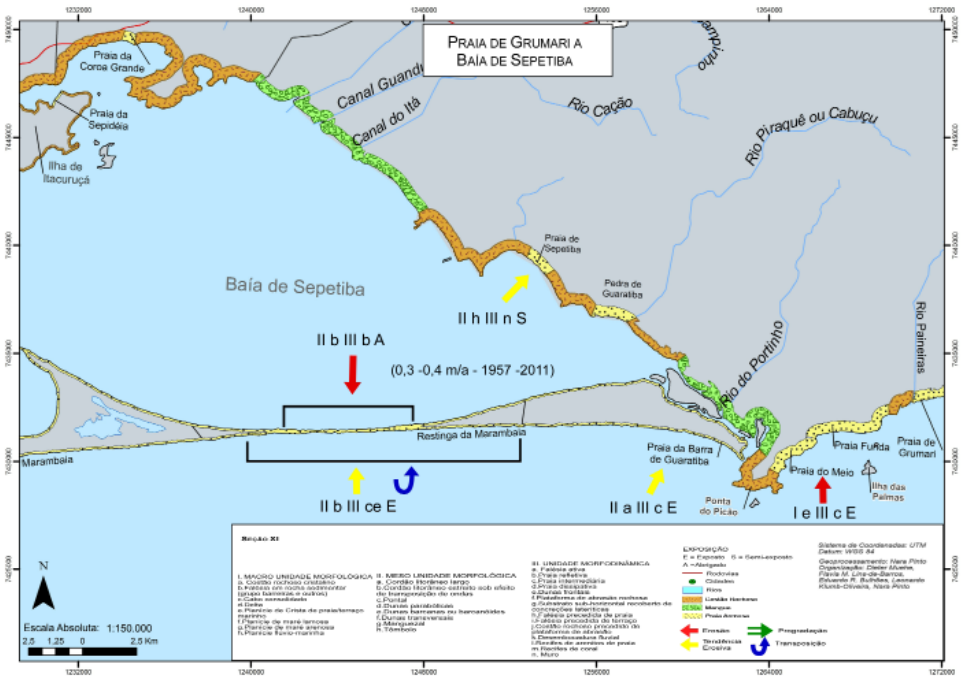
Mapa 8
Litoral Sul - Setor Oeste do Compartimento Região dos Lagos.



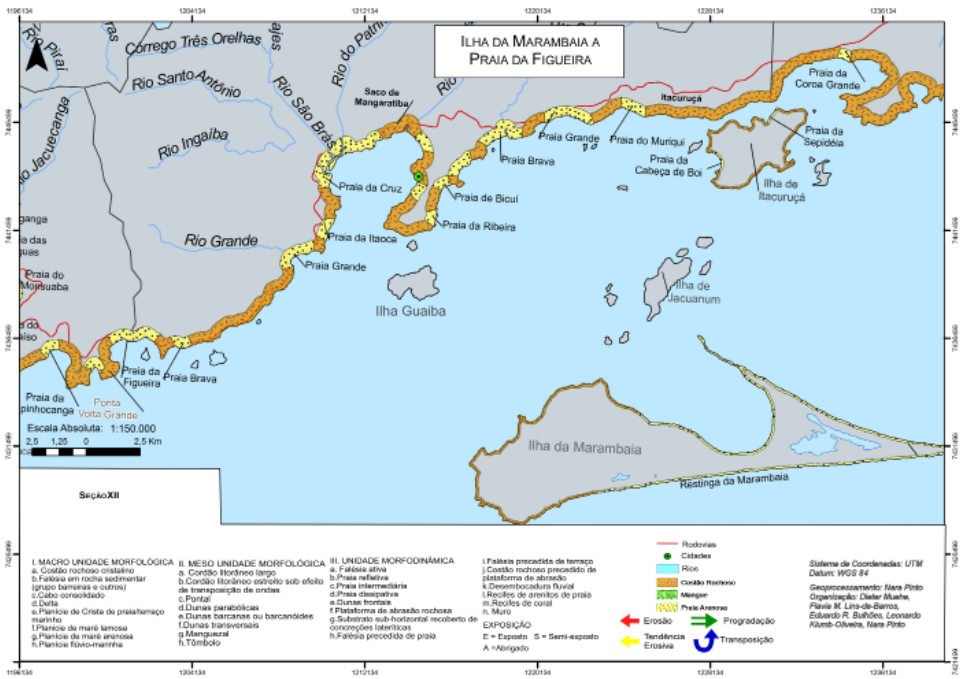
Mapa 9
Litoral Sul - Compartimento Baía de Guanabara.



Mapa 10
Litoral Sul - Setor Leste do Compartimento de Jacarepaguá.



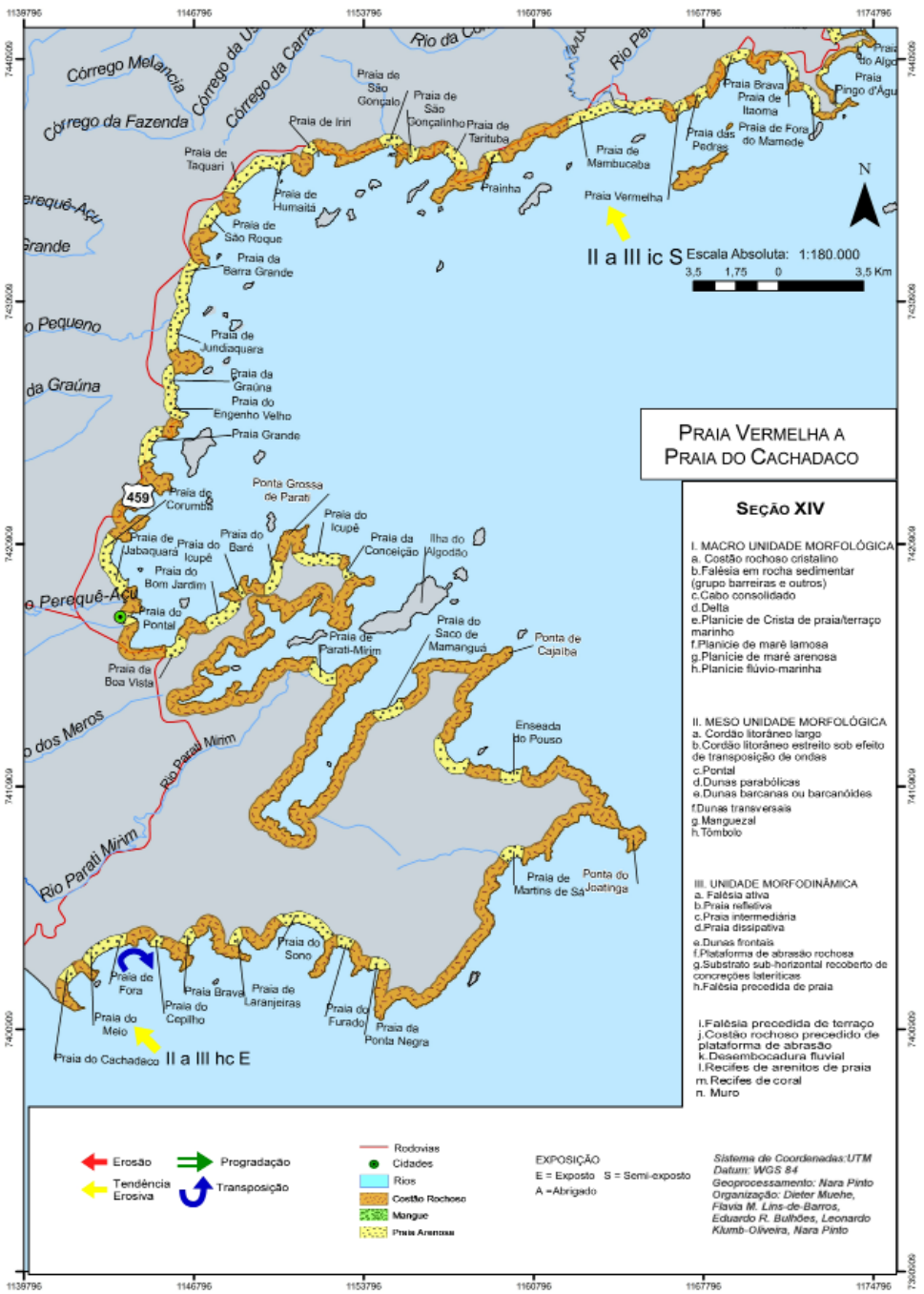
Mapa 11
Litoral Sul - Setor Oeste do Compartimento de Jacarepaguá e Leste do Compartimento Baía de Sepetiba.



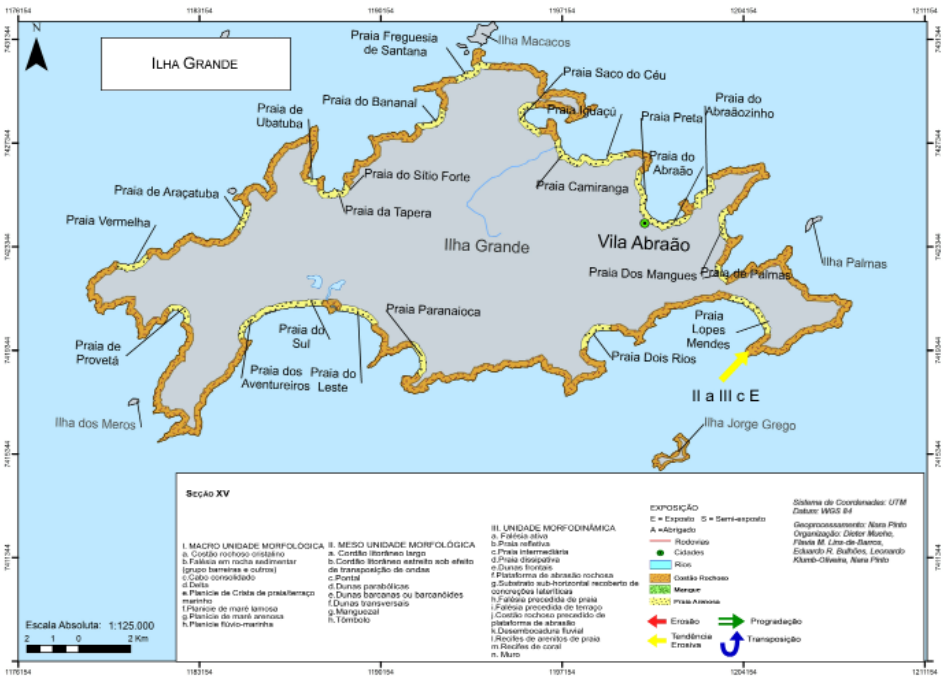
Mapa 12
Litoral Sul - Setor Oeste do Compartimento Baía de Sepetiba.



Mapa 13
Litoral Sul - Setor Norte do Compartimento Baía da Ilha Grande.



Mapa 14
Litoral Sul - Setor Oeste do Compartimento Baía da Ilha Grande.



Mapa 15
Litoral Sul - Ilha Grande no Compartimento Baía da Ilha Grande.

REFERÊNCIAS

ALBINO, J.; MUEHE, D. Readaptação morfodinâmica do pontal do rio Macaé e praias adjacentes-RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4., Porto Alegre, 10-14 nov. 1991, **Anais 1**, Porto Alegre: [s.n.], 1991. p. 25-33.

ARGENTO, M.S.F. The Paraíba do Sulretrogradation and the Atafona environmental impact. In: NEVES, C.; MAGOON, O.T. ed..**Coastlines of Brazil**.New York: American Society of Civil Engineers, 1989. p. 267-277.

AZEVEDO, I.F. **Emprego de modelagem matemática na simulação de processos morfo-sedimentares - o caso do embaiamento Rio das Ostras - Cabo Búzios.** Rio de Janeiro: Universidade Fedaral do Rio de Janeiro, 2008. 125 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia

BAHIENSE, F. et al. Emprego de análise multitemporal de fotografias aéreas na evolução geomorfológica da Restinga da Marambaia, Rio de Janeiro - Brasil. In: S.D. Pereira, J.G. Freitas, S. Bergamaschi, M.A.C. Rodrigues (Ed.). **Formação e Ocupação de Litorais nas Margens do Atlântico - Brasil / Portugal**, 2014. p. 35-52. Disponível em: <http://www.redebraspor.org/livros/2014/02Artigo.pdf>

BASTOS, A.C. **Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona**. [S.l.]: Universidade Federal Fluminense. 1997. 133 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências.

BORGES, H.V. **Dinâmica sedimentar da Restinga da Marambaia e Baía de Sepetiba.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1990. 82 p. Dissertação Mestrado em Geologia. Instituto de Geociências

BULHÕES, E.M.; FERNANDEZ, G.B.; ROCHA, T.B. Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do estado do Rio de Janeiro: resultados do evento de tempestade de abril de 2010. **Revista de Geografia Recife**, [S.l.], v. 2, p. 15-29. Disponível em: <http://www.revista.ufpe.br/revistageografia/index.php/revista/article/view/351/304>. Acesso em: 24 jun. 2015.

BULHÕES, E. **Exposição de praias, clima de ondas e processos físicos em praias de enseada:** exemplos e aplicações em Armação dos Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. Niterói: Universidade Federal Fluminense, 2011. 230 p. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha.

BULHÕES, E.; FERNANDEZ, G.B. Analysis of Shallow Water Wave Propagation and Coastal Response in Embayed Beaches.Case Study in CapeBúzios, Rio de Janeiro, Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI 64, p. 2022-2026. 2011.

BULHÕES, E.M. et al. Impactos costeiros induzidos por ondas de tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, [S.l.], v. 37, p. 155-165. Disponível em: <http://http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/abequa/article/view/36460/23638>. Acesso em: 24 jun. 2015.

CASSAR, J.C.M.; NEVES, C.F. Aplicação das rosas de transporte litorâneo à costa norte fluminense. **Revista Brasileira de Engenharia RBE**, Caderno de Recursos Hídricos. São Paulo, SP., v. 111p. 81-106. 1993. Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH.

COSTA, G. **Caracterização histórica, geomorfológica e hidráulica do estuário do rio Paraíba do Sul.** Rio de Janeiro: Universidade Fedarál do Rio de Janeiro, 1994. 97 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Engenharia Oceânica - COPPE.

COSTA, G.; NEVES, C.F. O estuário do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10., novembro de 1993, Gramado, RS. **Anais**. Gramado: Associação Brasileira de Recursos Hídricos - ABRH, 1993. p. 31-40. v. 2

DENNY, J. F. et al. Holocene sediment distribution on the inner continental shelf of north-eastern South Carolina: Implication for the general sediment budget and long-term shoreline response. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 56, p. 56-70. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.02.004. 2013>.

DIAS, G.T. M.; KJERFVE, B. Barrier and Beach Ridge Systems of Rio de Janeiro Coast. In: Dillenburg, S.Hesp, P. (org). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers**. Heidelberg: Springer Verlag. v. 107, 2009. p. 225-248.

DIAS, G.T.M.; SILVA C.G. Geologia de depósitos arenosos costeiros emersos - exemplos ao longo do litoral fluminense. In: LACERDA, L. D., ARAÚJO, D. S. D, TURCQ, B. (org.)Restingas: Origem, Estrutura, Processos. SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS BRASILEIRAS. 1984. Niterói. **Anais**. Niterói: Universidade Federal Fluminense. 1984. p. 47-60.

FERNANDEZ, G.B. **Morfologia e dinâmica do sistema praia, duna frontal e antepraia em ambiente de alta energia**: praia da Massambaba, litoral do Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2003. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geografia. Instituto de Geociências.

FERNANDEZ, G. B.; MUEHE, D. Cobertura sedimentar recente e batimetria da plataforma continental interna entre Macaé e o cabo Búzios, RJ. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 6., 1995, [S.l.]. **Anais**. [S.l.]: [s.n.], 1995. p.196-203.

FERNANDEZ, G. B.; MUEHE, D. A influência de sedimentos fluviais na morfologia da praia e antepraia no embaiamento Rio das Ostras - Cabo Búzios - RJ. **Geosul**, [S.l.], v. 14, n.27, p. 201-207. 1998.

FERNANDEZ, G. B.; BULHÕES, E.; ROCHA, T. B. Impacts of Severe Storm Occurred in April 2010 along Rio de Janeiro Coast, Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 64, p. 1850-1854. 2011.

GUSMÃO, L. A. B. **Transpasse de sedimentos na praia da Barra do Furado.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro. 210 p. 1990. Monografia de graduação em Engenharia Civil - Obras Hidráulicas. Departamento de Hidráulica e Saneamento. Escola de Engenharia.

HOMSI, A. Wave climate in some zones off the Brazilian coast. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING.AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS – ASCE, 16., 1978. [S.l.]. **Proceedings.** [S.l.]: [s.n.], 1978. p. 114-133.

KLUMB-OLIVEIRA, L. A.; PEREIRA, N. E. S.; LEÃO, R.R. Morfodinâmica multitemporal em praia refletiva no litoral Centro-Norte do RJ, em resposta ao clima de ondas regional. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.], v. 16, 2015. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/599/441>. Acesso em: 24 jun. 2015.

LAMEGO, A. R. Restingas na costa do Brasil. Rio de Janeiro. **Bol. Div. Geologia e Mineralogia**, [S.l.], Bol. 96, 66 p. 1940.

LAMEGO, A. R. Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. Rio de Janeiro. DNPM. **Boletim**, [S.l.], v. 118. 1945.

MACHADO, G. M.V. Análise morfossedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba – Rio de Janeiro. **Quaternary and Environmental Geoscience**, [S.l.], v. 2(1), p. 1-17. 2010. Disponível em: <http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/abequa/article/view/13816>. Acesso em: 24 jul. 2015.

MAHIQUES, M.M. **Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro.** São Paulo-SP: Universidade São Paulo - USP, v. 2. 1987. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the Brazilian coast between Santos State of São Paulo and Campos North of State of Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY. **Special publication**, [S.l.]: [s.n.], n. 2,136 p. 1989.

MELO, E. The sea sentinel project: watching waves in Brazil. In: Proceedings of the SYMPOSIUM ON COASTAL AND OCEAN MANAGEMENT, 8., **Coastal Zone**, New Orleans, USA, v. 93, 19-23 jul.1993, 1993.

MOREIRA DA SILVA, P. C. **Wave penetration at Sepetiba bay.** [S.l.]: Cia. Internacional de Engenharia e Construções,1969. Relatório interno.

MUEHE, D. Evidence of landward translation of beach barriers east of Guanabara bay. In: LATIN AMERICAN REGIONAL CONFERENCE. 1982. Rio de Janeiro. **Abstracts**. Rio de Janeiro: International Geographical Union. 1982.

MUEHE, D. 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.. SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS BRASILEIRAS. 10-14 dezembro 1984, Niterói, RJ, **Anais**. Niterói: UFF. 1984. p. 75-80.

MUEHE, D. Lagoa de Araruama: geomorfologia e sedimentação. **Caderno de Geociências**, Rio de Janeiro, RJ, v. 10, p. 53-62. 1994. IBGE.

MUEHE, D. Caracterização físico-natural da plataforma continental interna e área costeira adjacente. In: MMA/UFRJ/FUJB/LAGET. **Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União.** [S.l.]: [s.n.], p. 83-100. 1996.

MUEHE, D. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: Cunha, S.B. & Guerra, A.J.T. (org.). **Geomorfologia do Brasil.** Rio de Janeiro, RJ: Editora Bertrand Brasil S.A. Capítulo 7, p. 273-349. 1998.

MUEHE, D. **Morfodinâmica de praias e meiofauna no litoral centro oriental do Rio de Janeiro.** Projeto FUJB/Geociências/Petrobras. 1998. Contrato Petrobras no 650.2.127.949, Proc. FUJB 5541-7. Relatório técnico não publicado.

MUEHE, D. Erosion in the Brazilian Coastal Zone: an overview. **Journal of Coastal Research**, [S.l.] SI 39: 43-48. 2004.

MUEHE, D. Erosão costeira: tendência ou eventos extremos? O litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio, Brasil. **Revista da Gestão Costeira Integrada**. [S.l.], v. 11(3), p. 315-325. 2011. doi:10.5894/rgci282. Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgci-282_Muehe.pdf>. Acesso em: 24 jun. 2015.

MUEHE, D.; ALBINO, J. Erosão e recuperação de um pontal arenoso - Macaé, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo, SP. [**Trabalhos apresentados**] [S.l.]: [s.n.], 9-15 dez. 1992.

MUEHE, D.; CORRÊA, C.H.T. Dinâmica de praia e transporte de sedimentos ao longo da restinga da Maçambaba. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v.193, p. 387-392. 1989.

MUEHE, D.; FERNANDEZ, G.B. O efeito de tempestades como retroalimentador do estoque sedimentar de dunas frontais submetidas a vento predominante da terra para o mar. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEAQUA), 8., 1999. Porto Seguro, Bahia. **Anais**, Porto Seguro: [s.n.], 1999. 1 CD ROM.

MUEHE D.; IGNARRA, S. Arenito de praia submerso em frente à praia de Itaipuaçu - RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, RJ: Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, [**Trabalhos apresentados**]. Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 341-348.

MUEHE, D.; RIBEIRO, A.Y.; BENTES, A.M.L. Resultados preliminares do balanço de sedimentos em dunas frontais sob regime de vento predominante da terra para o mar. In: SIMPÓSIO SOBRE OCEANOGRAFIA, 3., 1996. São Paulo. **Resumos**, São Paulo: IOUSP. p. 350.

MUEHE, D. et al. Can the trapping of shoreface sand by mud layers induce coastal erosion? The example of the Paraiba do Sul river outlet, northern Rio de Janeiro State. **Brazilian Journal of Oceanography**, [S.l.], v. 58 Special Issue, PGGM. 2010. p.65-68.Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1679-87592010000600008&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 24 jun. 2015.

MUEHE, D. et al. Avaliação da vulnerabilidade física da orla costeira em nível local, tomando como exemplo o arco praial entre Rio das Ostras e Cabo Búzios/RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.], v. 122, p. 45-58. 2011. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/234/182>. Acesso em: 24 jun. 2015.

MUEHE, D. et al. Pulsos erosivos e resposta morfodinâmica associada a eventos extremos na costa leste do Estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.l.], v. 16 (3), p. 369-386. 2015. Disponível em: <http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/728/471>

MUEHE, D.; NEVES, C.F. Impactos possíveis da elevação do nível do mar e eventos climáticos extremos na cidade do Rio de Janeiro: vulnerabilidade física da orla. In: GUSMÃO, P. P; CARMO, P. S.; VIANNA, B.. (Org.). **Rio próximos 100 anos:** o aquecimento global e a cidade. Rio de Janeiro, RJ, Brasil: Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro, 2008. p. 59-77. Instituto Municipal de Urbanismo Pereira Passos.

OLIVEIRA, F.S.C.; KAMPEL, M.; AMARAL, S. Multitemporal assessment of the geomorphologic evolution of the Restinga of Marambaia, Rio de Janeiro, Brazil. **InternationalJournalof Remote Sensing**, [S.l.], v. 29 (19), p. 5585-5594. DOI: 10.1080/01431160802061696. 2008.

PARENTE C.E. **Contribuições ao Conhecimento das Ondas na Costa Brasileira.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1998. Relatório COPPE/UFRJ.

PARENTE, C.E. et al. (no prelo). Climatologia de Ondas. In:MARTINS, R.P.; MATHESON, G.S.G, (ed). Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste: Meteorologia e Oceanografia. Rio de Janeiro: Elsevier. **Série Habitats**.

PEREIRA, N. E. S.; KLUMB-OLIVEIRA, L.A. Analysis of the influence of ENSO phenomena on wave climate on the central coastal zone of Rio de Janeiro Brazil. **Revista de Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management**, [S.l.], v. 15 (3), 2015. p. 353-370. DOI: 10.5894/rgci570. Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci/pdf/rgci-570_Pereira.pdf>

PEREIRA, L. A. **Análise hidrossedimentológica de eventual ruptura da restinga da Marambaia, Baía de Sepetiba, RJ.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2015. 164 p. Tese Doutorado em Engenharia Oceânica –COPPE.

PINHEIRO, L. A. **Análise hidrossedimentológica de eventual ruptura da Restinga da Marambaia, Baía de Sepetiba, RJ.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2015. 191 p. Tese de doutorado, COPPE.

PINHO, U.F. **Caracterização dos Estados de Mar na Bacia de Campos.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2003. 137 p. Dissertação de Mestrado, COPPE.

RIBEIRO, A.Y. B**alanço sedimentar num sistema de dunas frontais sob o regime de ventos dominantes da terra para o mar. Praia da Massambaba, Arraial do Cabo - RJ**. [S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2000. 258 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia,

RIBEIRO, A.Y. &MUEHE, D. Comportamento e balanço sedimentar em sistema de dunas frontais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: [s.n.], 11-16 out. 1998. p. 249.

RIBEIRO, G.P. et al. Análise espaço-temporal no suporte à avaliação do processo de erosão costeira em Atafona, São João da Barra RJ. **Revista Brasileira de Cartografia**, [S.l.], v. 56(2), p.129-138. 2004.

RUELLAN, F. Evolução geomorfológica da baía de Guanabara e regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, [S.l.], v. 4, p. 445-508. 1944.

SAAVEDRA, L.; MUEHE D. Innshelf morphology and sediment distribution in front of Cape-Frio - Cape Buzios embayment. In: JOPS, WORKSHOP. BRAZILIAN GERMAN VICTOR HENSENPROGRAMME JOINT OCEANOGRAPHIC PROJECTS, 1., 1993, Niterói, RJ. [**Trabalhos apresentados**]. [S.l.]: [s.n.], 1993. p. 29.

SAVI, D.C. **Efeito da construção de um quebramar sobre os processos morfodinâmicos e sedimentares na Enseada dos Anjos, Arraial do cabo, RJ**.[S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2003. 123 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Instituto de Geociências.

SAVI, D. C.; FERNANDEZ, G. B. Efeitos da Construção de um Quebra-Mar sobre a Linha de Costa e Batimetria da Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DA ZONA COSTEIRA DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 2., CONGRESSO DA ABEQUA, 9.,. 2003.Recife. [**Trabalhos apresentados**]. Recife. [s.n.]. 2003.

SCHWAB, W. C. et al. Geologic evidence on onshore sediment transport from the inner continental shelf: Fire Island, New York. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 293, p. 526-544. 2013. Disponível em: <http//dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00160.1J>.

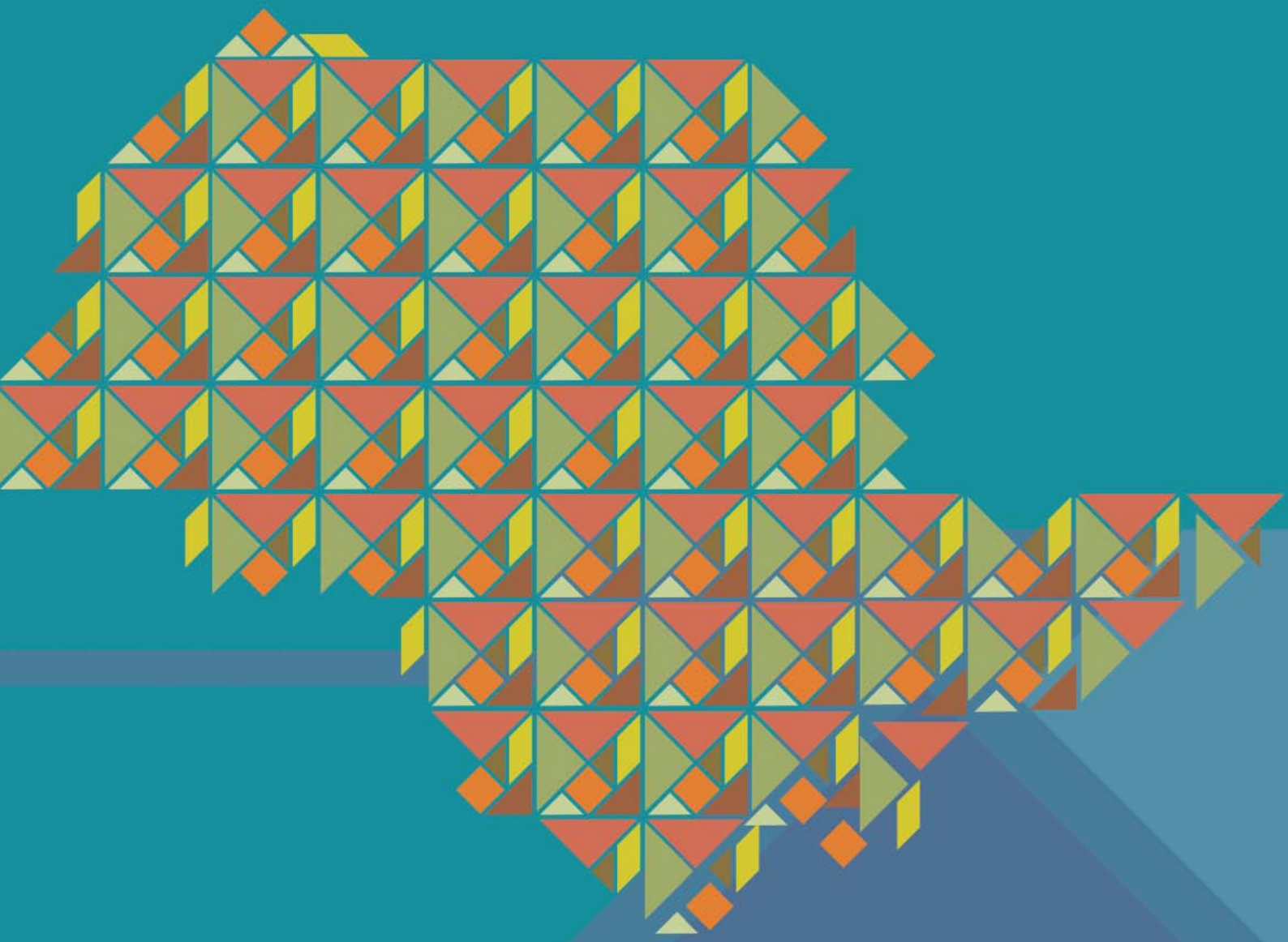
SOUZA, T. A.; BULHÕES, E. Propagação de Ondas na Bacia de Campos, foz do Rio Paraíba do Sul: Subsídios para estudos de incidência de ondas nas margens norte e sul do delta e erosão costeira. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13., 2011. Armação dos Búzios. **Anais.** Armação dos Búzios: [s.n], 2011. p. 845-849.

SOUZA, T. A.; BULHÕES, E.; AMORIM, I. B. S. Ondas de Tempestade para a Costa Norte Fluminense. **Quaternary and Environmental Geosciences**, [S.l.], v. 6(2), p. 10-17. 2015.

SPERLE, M. et al. Correlação entre a morfodinâmica sazonal e a dinâmica sedimentar de curto período na Praia de Vila Dois Rios, Ilha Grande - RJ. CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DE PAÍSES DE LÍNGUAS IBÉRICAS, 2., 2003, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2003. p. 30-45. v. 1.

SPERLE, M. et al. On the relationship between short-term and long-term beach morphodynamics: implications for coastal erosion forecast. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 39, n. 1, p. 23-35. 2005.

VASCONCELOS, S. G; FERNANDEZ, G. B. Dinâmica Morfológica da Borda Norte do Atual Delta do Rio Paraíba do Sul, RJ. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13., 2011. Armação dos Búzios. **Anais.** Armação dos Búzios: [s.n], 2011. p. 355-360.



Michel Michaelovitch de Mahiques
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Javier Alcántara-Carrió
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Samara Cazzoli y Goya
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Rui Taborda
FACULDADE DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE LISBOA

Moysés Gonsalez Tessler
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

SÃO PAULO

RESUMO

Apesar de constituir o estado mais rico da Federação e, teoricamente, aquele com maior potencial de pesquisa, o Estado de São Paulo ainda engatinha nos estudos de tendências evolutivas da linha de costa. A rigor, são poucos os casos claros de recuo da linha de costa a apontar modificações significativas na configuração do litoral e, na maioria das vezes, as causas para a variabilidade da linha de costa ainda são objeto de intensa controvérsia, não podendo ser descartada a hipótese de que todos ou quase todos os casos de erosão intensa estarem relacionados a modificações históricas e/ou modernas induzidas por obras de engenharia costeira.

Assim, diferentemente dos outros estados litorâneos do Sudeste, a estimativa de valores absolutos e relativos da linha de costa com evidências claras de erosão é ainda escassa e os valores apresentados ao final deste trabalho correspondem às áreas onde as tendências de acresção ou erosão dos litorais sedimentares são inequívocas numa escala de anos ou décadas.

ABSTRACT

As the richest state of the Federation and, theoretically, the one with the greatest potential for research, the State of São Paulo is still in a very preliminary status in the study of evolutionary trends of the coastline. Strictly speaking, there are few clear cases of retreat of the shoreline in order to induce changes in coastal configuration and, in most cases, the causes for the variability of the coastline is still the subject of intense controversy. We cannot discard the assumption that all or nearly all cases of intense erosion are related to changes induced by coastal engineering works.

Thus, unlike the other coastal states from the Southeast Brazil, the estimation of absolute and relative values of the shoreline change with clear evidence is still scarce and the values presented at the end of this work correspond to areas where accretion or erosional trends are in a scale of years or decades.

CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA

São Paulo possui um litoral com 622km de extensão, estendendo-se entre as coordenadas 23º22'S-44º43'W e 25º18'S-48º06'W, não computados os trechos estuarino-lagunares ocupados por manguezais, principalmente nas regiões da Baixada Santista e Complexo Estuarino-Lagunar de Cananeia-Iguape. Cerca de 60% dessa extensão corresponde a praias arenosas.

A principal característica geomorfológica que determina a compartimentação praial do litoral paulista diz respeito ao alinhamento oblíquo da Serra do Mar, com relação à linha de costa (Figura 1). Este fenômeno leva à subdivisão em dois grandes compartimentos, tendo a região de São Sebastião como marco divisor genérico. Ao Sul ocorre o desenvolvimento de planícies costeiras com dezenas a centenas de quilômetros quadrados, marcadas pelo desenvolvimento de praias extensas e contínuas, individualizadas por projeções do embasamento pré-cambriano. Ao Norte, a aproximação da Serra do Mar junto à linha de costa leva ao desenvolvimento de pequenas planícies, em um litoral recortado, marcado por praias de pequenas dimensões.

Os sistemas de drenagem do litoral paulista estão limitados à maior ou menor distância da Serra do Mar, sendo a bacia do rio Ribeira de Iguape a mais extensa. A rigor, apenas 3 unidades hidrográficas possuem bacias que drenam o território em direção ao litoral, a saber: Ribeira de Iguape/Litoral Sul, Baixada

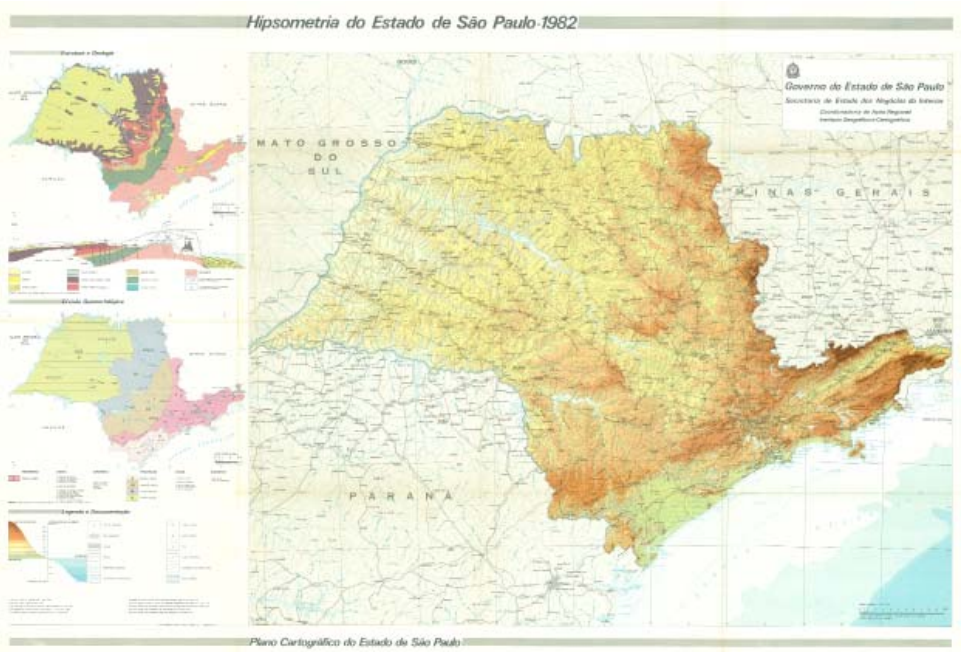


Figura 1
Mapa hipsométrico do Estado de São Paulo (Fonte: http://www.igc.sp.gov.br/produtos/mapa_hipsometrico.html)

Santista e Litoral Norte (Figura 2). Dessas, apenas a primeira drenagem apresenta maior expressão, cuja vazão média de 500m^3/s corresponde a 17% do fluxo de água doce no estado. As demais bacias hidrográficas apresentam expressão apenas local, citando-se, como exemplo, os rios Una do Prelado, Itanhaém, Itapanhaú e Juqueriquerê. As 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 àqueles correspondentes ao rio Ribeira de Iguape.

O litoral do Estado de São Paulo situa-se no limite entre as zonas tropicais e subtropicais e seu clima é classificado como do tipo Tropical Atlântico. Mudanças nos regimes de ventos e chuvas na região são atribuídas ao deslocamentoda Alta Tropical do Atlântico Sul (ASAS), que é responsável pela dominância de ventos de NE, na primavera e no verão (Bastos & Ferreira, 2000), e pela penetração rumo ao norte de frentes frias polares. Os sistemas de frentes frias são ativos durante todo o ano, e têm forte influência nos regimes de temperatura e precipitação (Nobre e Shukla, 1996).

O regime de chuvas segue um padrão sazonal. De acordo com Vera *et al.* (2002), a precipitação regional, durante o inverno e início da primavera (maio a setembro) é principalmente devido ao regime de circulação extratropical como resultado de ciclones migratórios ao longo da costa Atlântica subtropical. Por outro lado, a precipitação na estação quente (setembro a abril) está associada com a atividade do sistema de Monção Sul-Americana (SASM). Nesse período, o SASM está associado com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que é responsável



Figura 2
Mapa das unidades hidrográficas do Estado de São Paulo (Fonte: http://www.igc.sp.gov.br/produtos/ugrhi.html)

pela localização e intensidade da precipitação de verão. A ZCAS apresenta variações significativas em termos de intensidade e extensão geográfica em diferentes escalas de tempo (Paegle&Mo, 2002). A monção começa a decair quando a convecção muda para o norte do Equador, na sequência da diminuição do aquecimento solar na zona subtropical sul-americana.

Embora o SASM seja mais fraco e tenha uma vida útil mais curta do que o sistema de monções asiáticas, ainda é responsável por mais de 80% da precipitação média anual em seu centro de atividades (23°S) e por 50% da precipitação total no verão na costa ao sul de 25°S (Cruz *et al.*, 2009).

Outras variações climáticas são atribuídas a diversos fatores, como variações na intensidade do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (Martin *et al.*, 1993); mudanças latitudinais da ZCIT (Jaeschke *et al.*, 2007); e mudanças latitudinais na circulação meridional (Cruz *et al.*, 2009).

A dinâmica do tempo do Atlântico Sudoeste resulta principalmente do avanço do Anticiclone Polar Migratório (APM), provocado pelo deslocamento e enfraquecimento do Anticiclone Tropical do Atlântico Sul (ATAS), que predomina na região durante a maior parte do ano. Durante esses eventos, ocorre a rotação dos ventos de nordeste e de leste para sudeste e sudoeste, sendo precedidos por sistemas de baixa pressão. O deslocamento destes sistemas, seguido pelo APMgera os eventos de energia mais alta ao longo do litoral sudeste (Monteiro, 1969; Sant'Anna Neto, 1990).

Existem duas zonas preferenciais para ciclogênese no sul da América do Sul (Innocentini& Caetano Neto, 1996). O primeiro está localizado ao leste da Cordilheira dos Andes, acerca de 43°S, e o segundo sobre o Uruguai (33°S). Durante os meses de outono e inverno, especialmente, os ciclones que se desenvolvem nesta última zona são deslocados para o leste sobre o Atlântico Sul, onde desenvolvem em tempestades.

Os processos costeiros que forçam as condições das praias paulistas estão intimamente ligados às variações na incidência de ondas geradas pelo ATAS e pelo APM. O ATAS atua como um sistema semi-estacionário, movendo-se na direção norte-sul (entre 15°N e 5°S) com pressão atmosférica máxima entre 1020 e 1023 mb e altas temperaturas. Este sistema é responsável pelos ventos de nordeste com frequência constante durante todo o ano com intensidades máximas entre 10°S e 40°S (Monteiro & Martins, 2000). Este centro de alta pressão gera ondas que atingem o litoral de São Paulo desde os quadrantes nordeste e leste, com baixa energia, quando comparadas com o APM (Tessler & Cazzoli y Goya, 2005; Pianca *et al.*, 2010).

O APM é formado por massas de ar frio das latitudes subpolares (60°S) que apresentam pressões máximas entre 1014 e 1036mb, sendo caracterizadas como sistemas em evolução, em busca de equilíbrio térmico. Desse modo, mudam de posição meridionalmente, precedidas de frentes frias (Fonzar, 1994). As periodicidades dos sistemas frontais variam sazonalmente e geram ondas de alta energia de Sul e Sudeste. Ondas geradas pelos ventos alísios chegam à região durante a maior parte do ano, enquanto que as ondas mais energéticas são dependentes dos sistemas frontais e sua frequênciavaria mensalmente.

Registros de ondas sistemáticos ao largo da costa sudeste do Brasil são raros, sendo associados a grandes projetos de engenharia na região costeira. As alturas menores de ondas incidem de Leste e Sudeste, com alturas que variam entre 0,5 a 2,0m (estas últimas alturas já tratadas como ondas de energia moderada). As maiores alturas de ondas, ou seja, aquelas superiores a 2,0m são provenientes de Sul e Sudeste. Este comportamento dinâmico, resultante do avanço dos APM para as regiões tropicais, em conjunto com a orientação geral da linha de costa, faz com que ocorram mudanças de direção das ondas e correntes costeiras induzida pelas ondas.

Um resumo dos regimes de onda na área pode ser encontrado em Pianca *et al.* (2010). Segundo os autores, ondas de NE prevalecem a maior parte do ano, exceto durante a primavera, quando prevalecem ondas de leste. Ondas mais altas, que chegam de SE podem atingir até 6 metros. A análise do clima sazonal de ondas para a plataforma continental paulista foi descrita por Silva *et al.* (2014).

O rumo geral do litoral paulista (NE-SW), junto com o predomínio temporal do ATA (consequentemente de ondas de NE-E), resulta no predomínio de correntes de deriva litorânea com sentido Sudoeste. Em condições onde há o predomínio de frontogêneses ligadas ao APM, com ondas provenientes de Sul e Sudeste, 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 de correntes geradas por ondas entre 10 e 30cm/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.

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.

COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL, EROSÃO E PROGRADAÇÃO

Em um trabalho relativamente recente, Souza (2009) afirma que mais de 50% das praias do litoral paulista encontra-se sob risco alto a muito alto de erosão. Essa avaliação acaba constituindo um paradoxo, quando comparada com os estados limítrofes, Paraná (Angulo *et al.*, 2006) e Rio de Janeiro (Muehe *et al.*, 2006). Na verdade, a maioria dos parâmetros utilizados para a caracterização de riscos de erosão baseia-se, tão somente, em observações temporalmente pontuais, havendo poucas análises com significativa abrangência temporal para caracterizar processos perenes de avanço e recuo da linha de costa.

Não é leviano afirmar que o Estado de São Paulo ainda engatinha em análises de séries temporais longas de evolução da linha de costa, com levantamentos adequadamente georeferenciados. Por outro lado, como apresentado neste trabalho, os estudos envolvendo variabilidades sazonais ou anuais apontam mais para condições de equilíbrio do perfil litorâneo do que variabilidades extremas. Essas, quando ocorrem, ou associam-se a modificações em barras de desembocaduras estuarinas, ou acham-se intrinsecamente vinculadas à atividade humana (mudanças no uso e ocupação do solo, dragagens, construções, etc.).

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 subdivido em duas partes (compartimentos Cananéia - Serra do Itatins e Peruíbe a Praia Grande).

Compartimento Ilha do Cardoso – Serra do Itatins (1)

Este compartimento compreende três setores, a saber: Ilha do Cardoso (Setor 1A), Ilha Comprida (1B), praias de Jureia e Una (1C) (Mapas 1A, 1B, 1C).Este é, talvez, o compartimento que apresenta maior mobilidade da linha de costa, em grande medida devido à forte dinâmica das desembocaduras estuarino lagunares.

O Setor 1A (Mapa 1A), Ilha do Cardoso, compreende um esporão arenoso, com cerca de 17km de extensão, que prograda para o Sul, na direção do litoral paranaense (Barra de Ararapira), e que isola um braço do sistema estuarino-lagunar de Cananeia-Iguape (Canal do Ararapira) do oceano (Figura 3) (Tessler; 1988; Tessler&Mahiques, 1993; Mihály& Angulo, 2002). Este esporão apresenta uma particularidade, qual seja uma tendência ao seu rompimento, em sua porção intermediária (Praia do Marujá), causado pelo meandramento do sistema estuarino-lagunar à retaguarda. Assim, o processo erosivo não mantém relação direta com a ação de ondas, mas, sim, com a dinâmica de marés e configuração geomorfológica do interior do sistema.

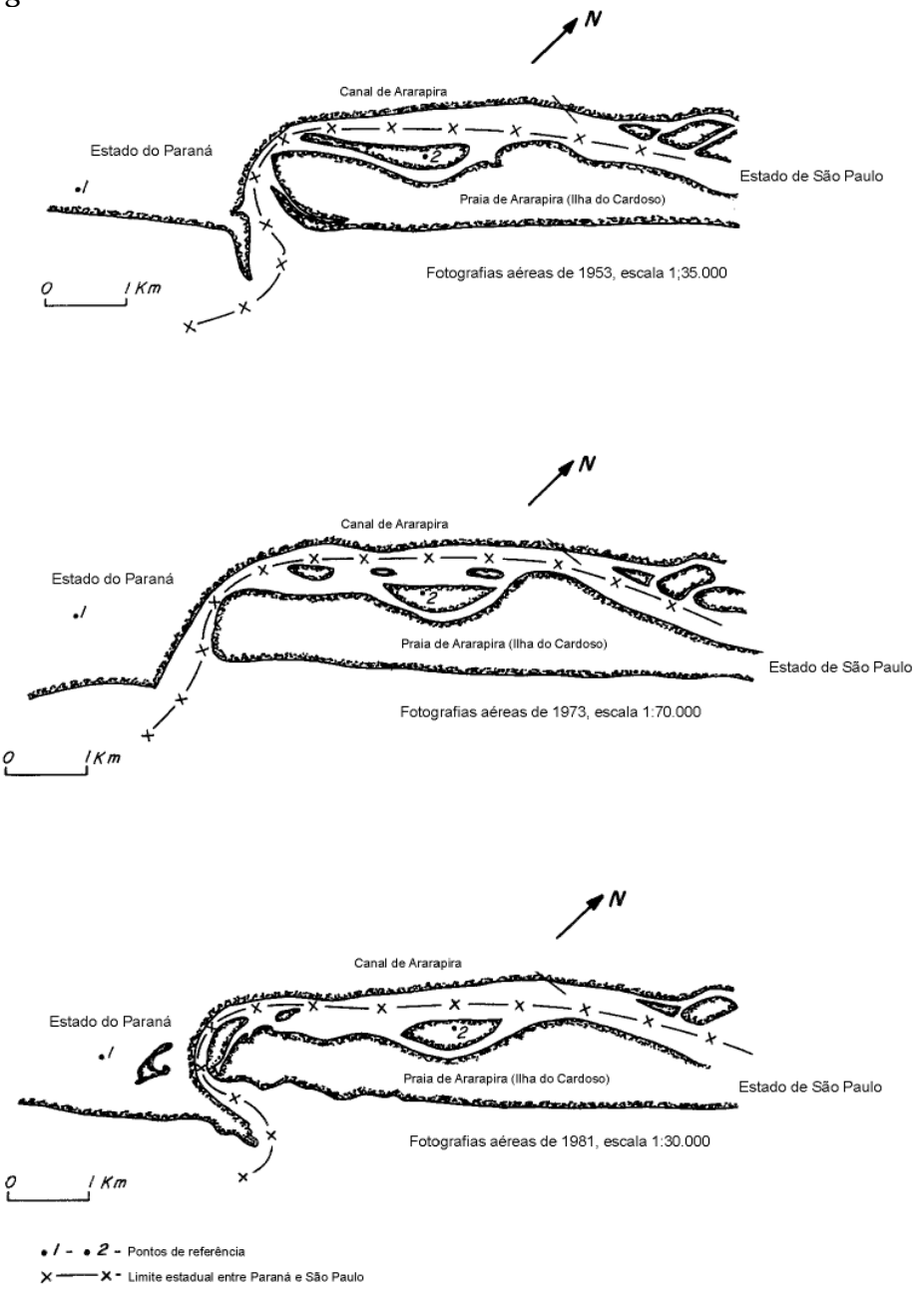


Figura 3
Variabilidade da linha de costa na Barra de Ararapira (Tessler&Mahiques, 1993).

O restante do setor corresponde às praias de Itacurussá, Ipanema, Cambriú, Fole, Laje e Morretinho, praticamente não estudadas. Já no interior do sistema estuarino lagunar de Cananéia-Iguape, a Praia do Pereirinha apresenta variabilidade fortemente associada à dinâmica da desembocadura do sistema, uma das áreas de maior mobilidade sedimentar do litoral paulista.

O Setor 1B (Mapa 1B), Ilha Comprida, corresponde a uma ilha-barreira (sensu lato), com cerca de 70km de extensão, e trechos de praias que recebem denominações específicas (Trincheira, Boqueirão Sul, Juruvaúva, Pedrinhas, Castelo, Viareggio, Encanto, Boqueirão Norte, Icaraí, Meu Recanto, Araçá e Ponta da Praia). Para efeitos deste trabalho, incluiu-se, neste setor, a desembocadura do rio Ribeira de Iguape, em função da forte interação entre esta e a dinâmica do norte da Ilha Comprida.

A Ilha Comprida isola o sistema estuarino-lagunar Cananeia-Iguape do oceanoe suas extremidades (Barra de Cananeia e Barra de Icapara) correspondem a duas das três desembocaduras do sistema (a terceira corresponde à Barra de Ararapira). Os extremos sul (Praia da Trincheira – Barra de Cananéia) e norte (Praias Meu Recanto, Araçá e Ponta da Praia – Barra de Icapara) da Ilha Comprida apresentam intensa mobilidade praial.

A Barra de Cananéia é a desembocadura do sistema Iguape-Cananéia que separa as ilhas do Cardoso e Comprida. Um estudo comparativo efetuado por Tessler *et al.* (1990) mostra tendência geral de avanço da porção leste da ilha do Cardoso e erosão na porção oeste da Ilha Comprida (Figura 4). Entretanto, trata-se de dinâmica complexa, fortemente influenciada pela posição relativa de bancos de areia móveis, associados a um delta de maré vazante (Bonetti Filho, 1996). A interação entre variações na maré (regimes de enchente e vazante) e ação de ondas e deriva litorânea 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 deriva litorânea redistribui a carga sedimentar (sedimentos erodidos na parte interna do sistema lagunar carreados, sobretudo pelo delta de maré vazante, e sedimentos erodidos da plataforma interna e dos bancos submersos) ao longo das praiasda Trincheira e Boqueirão Sul. Levantamentos topográficos efetuados em 2005 e 2006 e publicados em Marquez&Mahiques (2010) dão conta de uma variabilidade sazonal de cerca de 50% no prisma praial emerso da Praia do Boqueirão Sul, resultante, tanto dos processos longitudinais quanto transversais de transporte de sedimentos.

No outro extremo da Ilha Comprida (norte) localiza-se a área de maior mobilidade sedimentar do litoral paulista, correspondendo à zona da Barra de Icapara e Barra do Ribeira. A barra de Icapara divide as ilhas Comprida e Iguape. A Ilha Comprida é caracterizada neste local por um pontal arenoso em processo de agra-

dação, pelo menos desde o final do século XIX(CommissãoGeographica, 1908). 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 (Figura 5) (Tessler&Mahiques, 1993). Geobrás (1966) apontou crescimento na Ilha Comprida da ordem de 35m/ano e um recuo na Ilha de Iguape de aproximadamente 32m/ano.

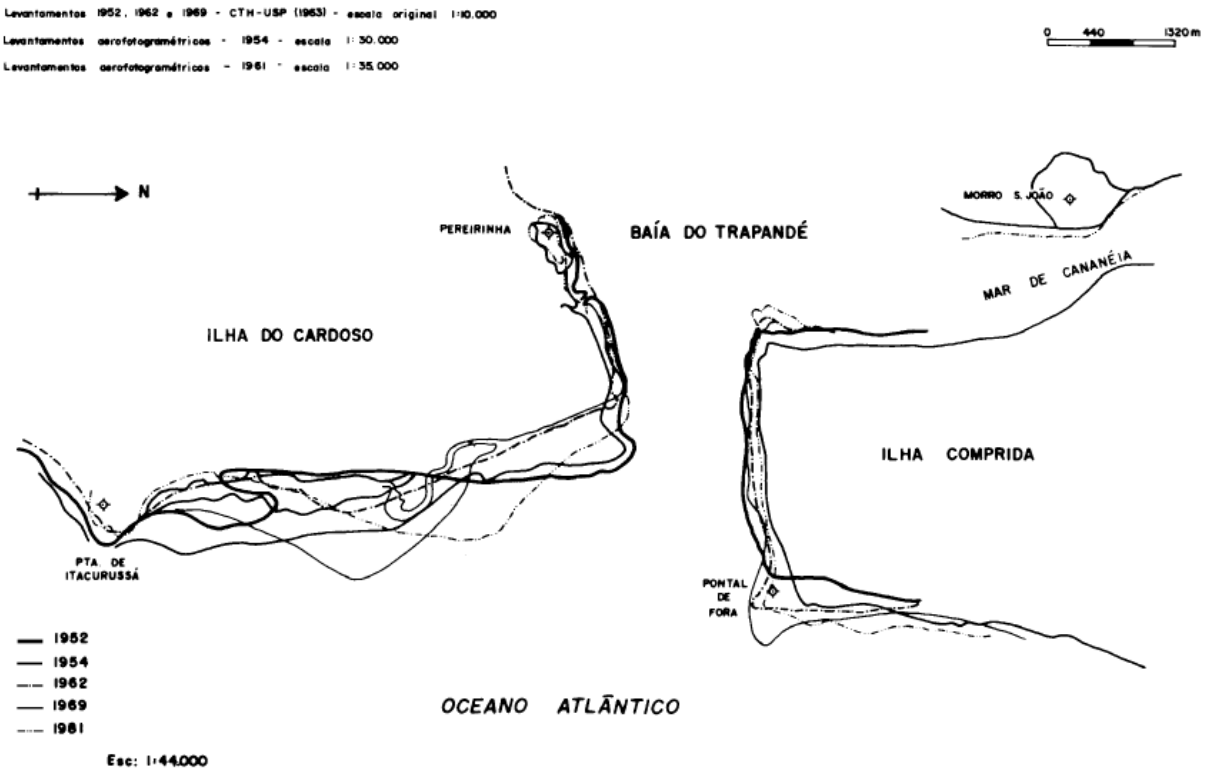


Figura 4
Variabilidade da linha de costa nas extremidades das ilhas do Cardoso e Comprida (Barra de Cananéia), entre 1952 e 1981 (Tessler *et al.,* 1990).

Um aspecto digno de nota diz respeito ao fato de que, embora a Ilha Comprida,em sua porção norte, apresente claros sinais de crescimento em direção a nordeste, observa-se forte erosão em sua face praial (Figura 6) de forma que a ilha apresenta um quadro de rotação. Em verdade, o quadro apresenta-se ainda mais complexo, na medida em que o processo erosivo da Ilha de Iguape se dá tanto em função do crescimento da Ilha Comprida para nordeste, quanto em função do avanço de um esporão arenoso para sudoeste, associado à desembocadura do rio Ribeira de Iguape. Desta forma, as duas desembocaduras se encontram atualmente fundidas em uma única. A título de ilustração da alta mobilidade sedimentar deste trecho litorâneo, Manuel Pimentel, em seu "Arte de Navegar", de 1721, observa que as duas desembocaduras distavam "coisa de légua e meia" (cerca de 8,3 km).

As três imagens apresentadas na Figura 7, de 2002, 2010 e 2013 respectivamente, dão a exata medida da velocidade na qual este processo de fusão de desembocaduras ocorreu. A Figura 8 apresenta os efeitos da intensa erosão na outrora Praia da Ribeira (ilha de Iguape).

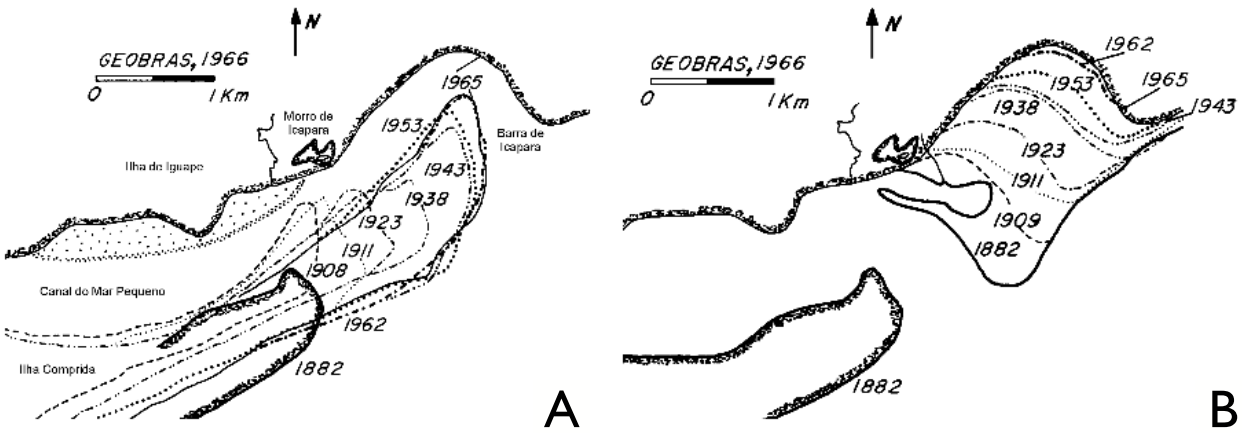


Figura 5 (acima)
(A) Crescimento da porção nordeste da Ilha Comprida sobre a Barra de Icapara, no intervalo entre 1882 e 1964; (B) recuo da linha de costa na Ilha de Iguape, no mesmo período (extraído de Tessler&Mahiques, 1983).



Figura 6 (à direita)
(Processo de erosão intensa na face praial da porção norte da Ilha Comprida. Foto: Michaelovitch de Mahiques

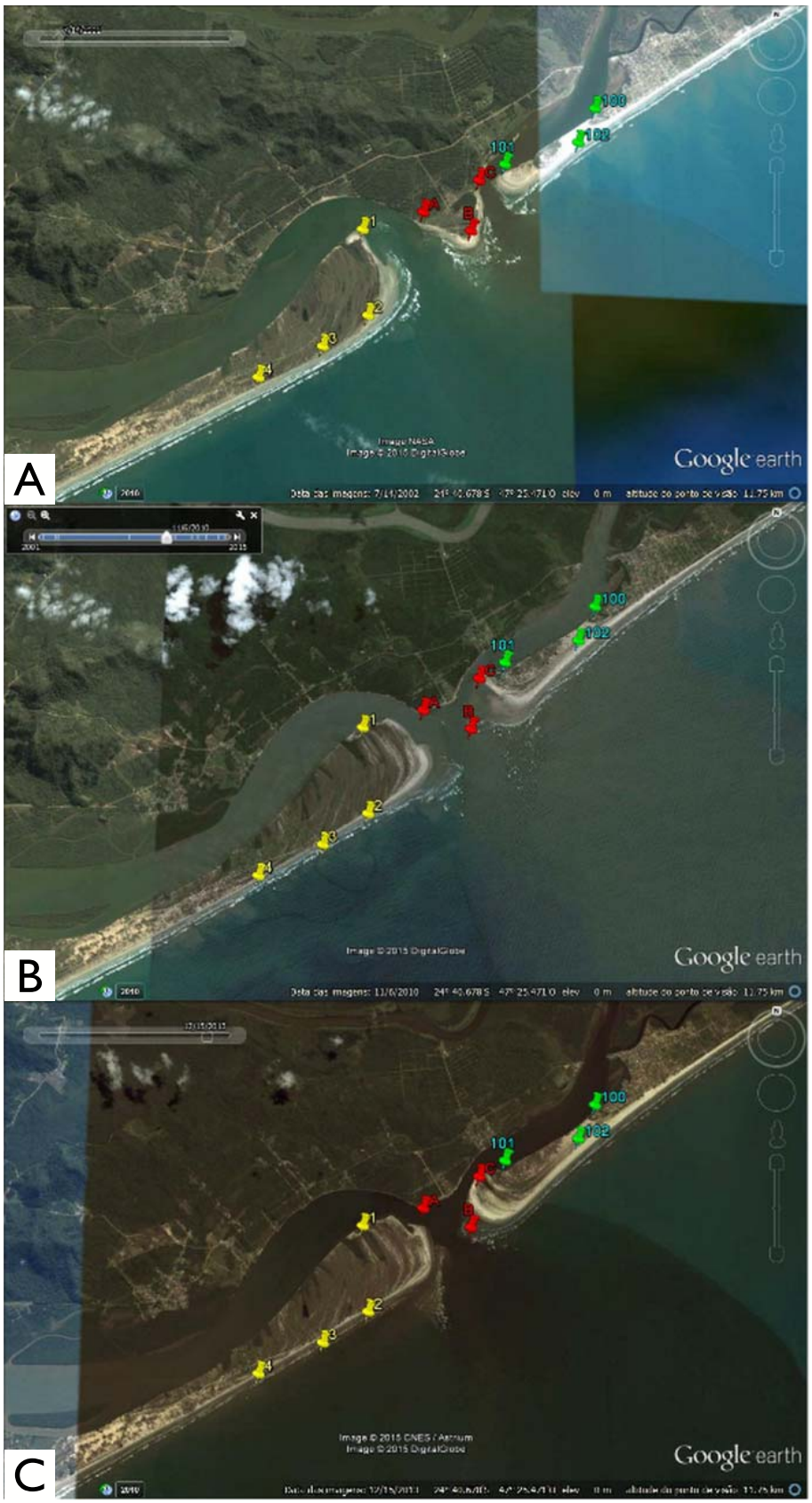


Figura 7
Variabilidade da linha de costa nas desembocaduras de Icapara e do rio Ribeira de Iguape, nos anos de 2002 (A), 2010 (B) e 2013 (C). Os marcadores coloridos apresentam a mesma localização e dão a medida da variabilidade costeira.

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, afirmam 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 9).

As praias do Setor 1C, Praias da Jureia e Una (Mapa 1C),estão situadas a norte da desembocadura do Ribeira de Iguape e são separadas entre si pelo Maciço da Juréia. A principal drenagem destes setores é o rio Una do Prelado.

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 únicos pontos de maior mobilidade sedimentar a serem destacados correspondem às desembocaduras dos rios Una do Prelado e Guarahú.

O rio Una do Prelado encontra-se dentro da Estação Ecológica Jureia Itatins (EEJI), que foi criada oficialmente em 1986 e abrange uma área de cerca de 79.270 hectares da praia da Juréia até a desembocadura do rio Guarahú. A EEJI possui a lei no6902/81 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. Percorre aproximadamente 4,4km, desde a restinga situada na porção interna da praia da Juréia, circundando o Maciço da Juréia e, seguindo pela planície costeira, até a sua desembocadura na praia da Barra do



Figura 8
Erosão intensa na localidade de Praia da Ribeira. Foto: Michaelovitch de Mahiques

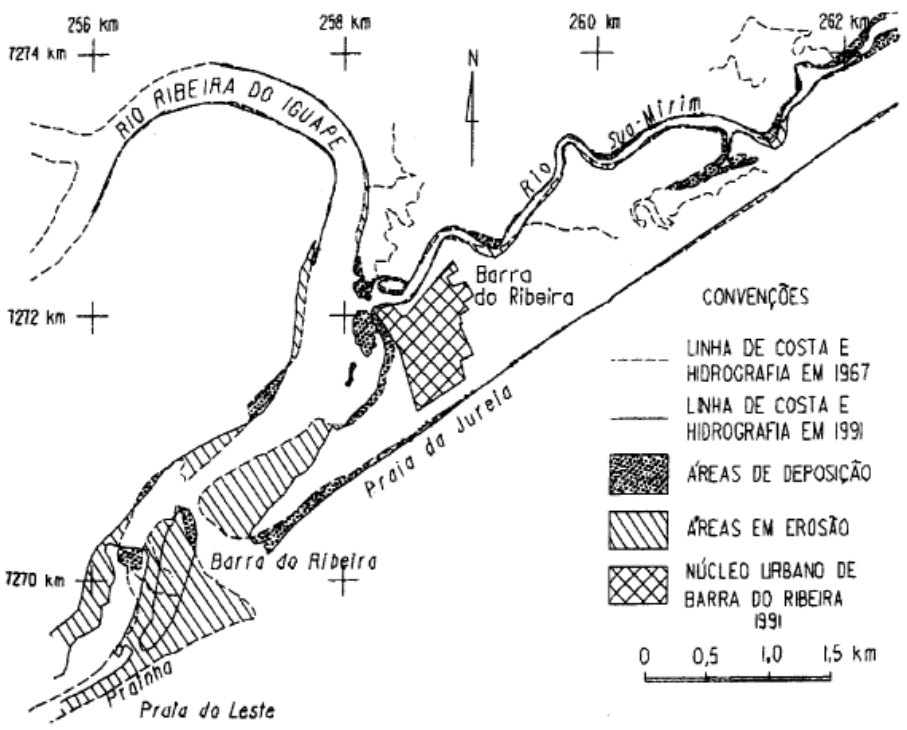


Figura 9
Áreas preferenciais de sedimentação na barra do rio Ribeira de Iguape (Ponçano *et al.*, 1995).

Una. Suas margens são majoritariamente dominadas por manguezais. 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 percurso 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 em sua desembocadura (Figura 10). Por ocasião da maré vazante, o rio torna-se extremamente raso, impossibilitando a navegação até de pequenos botes.

Menezes (1994) estudou as 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. As modificações na linha de costa da desembocadura do rio Una são apresentadas na Figura 11.

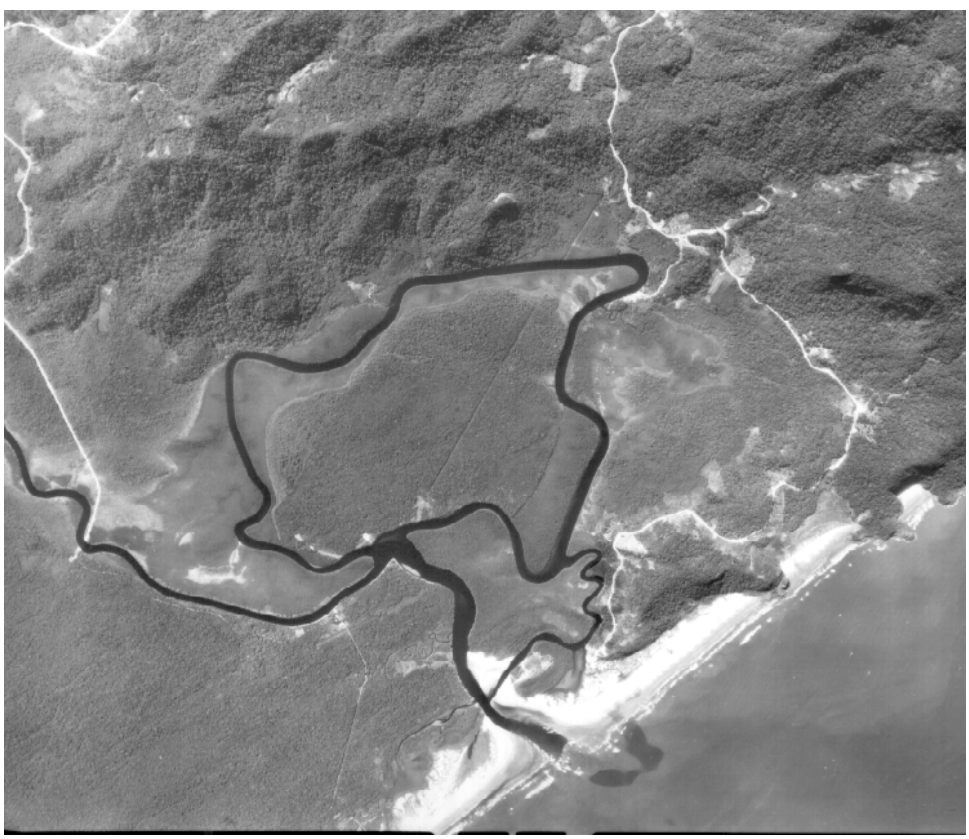


Figura 10
Desembocadura do rio Una do Prelado em 1962. A abertura de um canal originalmente de 50 metros de largura originou a Volta Morta (antigo curso do rio) e a Ilha do Ameixal, localizadas no centro desta fotografia aérea.

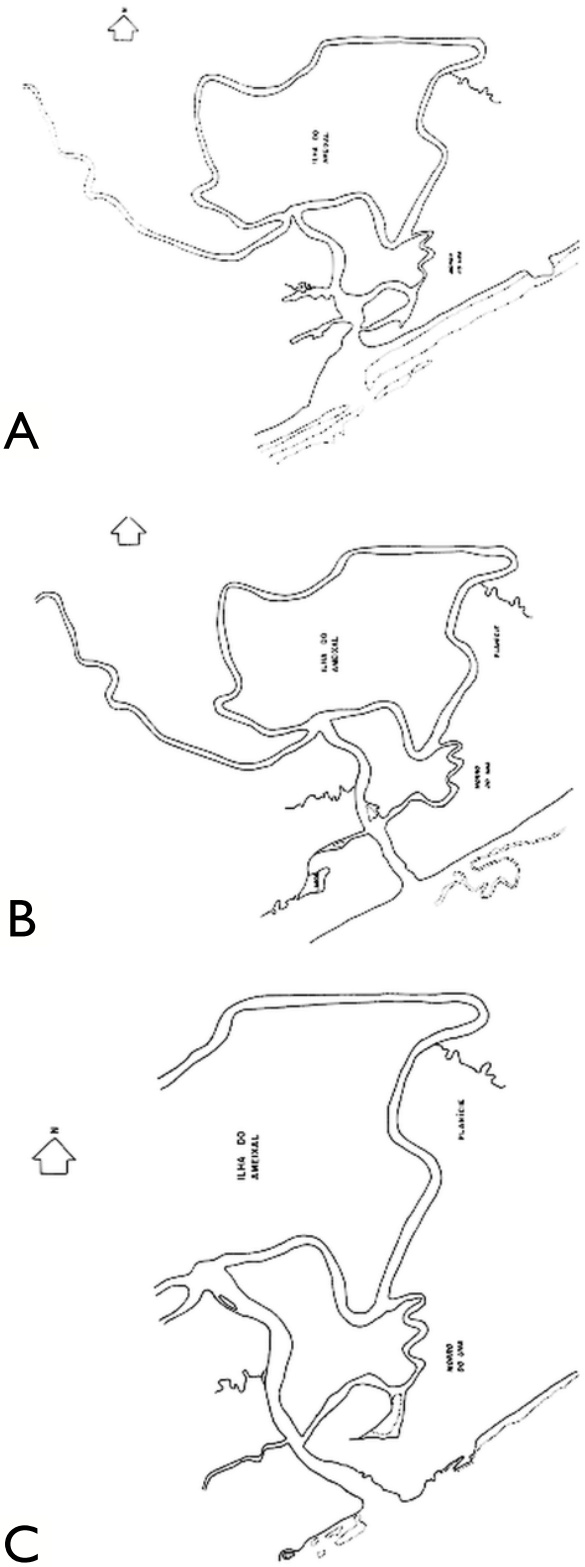


Figura 11
Posição da linha de costa na desembocadura do rio Una do Prelado em 1966 (A), 1973 (B) e 1981 (C) (Menezes, 1994). As figuras tracejadas são indicativas de bancos arenosos submersos mapeados pela autora.

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 transversal à linha de costa (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 apud 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 desembocadura deste rio para a proteção de residências de veranistas existentes na Praia do Guarahú. Esta obra, construída em sua maior parte na década de 1980, fixou uma nova saída para o rio a cerca de 500 metros de sua desembocadura original. Apesar do embargo da obra ter sido declarado em 1988, consequências desta construção como o assoreamento da desembocadura do rio (que apresentava, anteriormente, profundidade entre 8 a 10 metros), a erosão acentuada da praia do Guarauzinho e o processo de agradação na praia do Guarahú continuam até hoje (Figura 12).

Compartimento Peruíbe – Praia Grande (2)

Este compartimento (Mapa 2) é composto pelas praias situadas nas planícies costeiras de Itanhaém e Praia Grande.A planície costeira de Itanhaém apresenta direção aproximada de N500E 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.

A configuração desta planície aproxima-se de uma semi-elipse, sendo o arco dado a nordeste pelo Esporão de Mongaguá, a norte e noroeste por trechos da Serra do Mar e a sudoeste 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 pela parte rochosa da Ilha de Santo Amaro ao norte. Nas porções central e

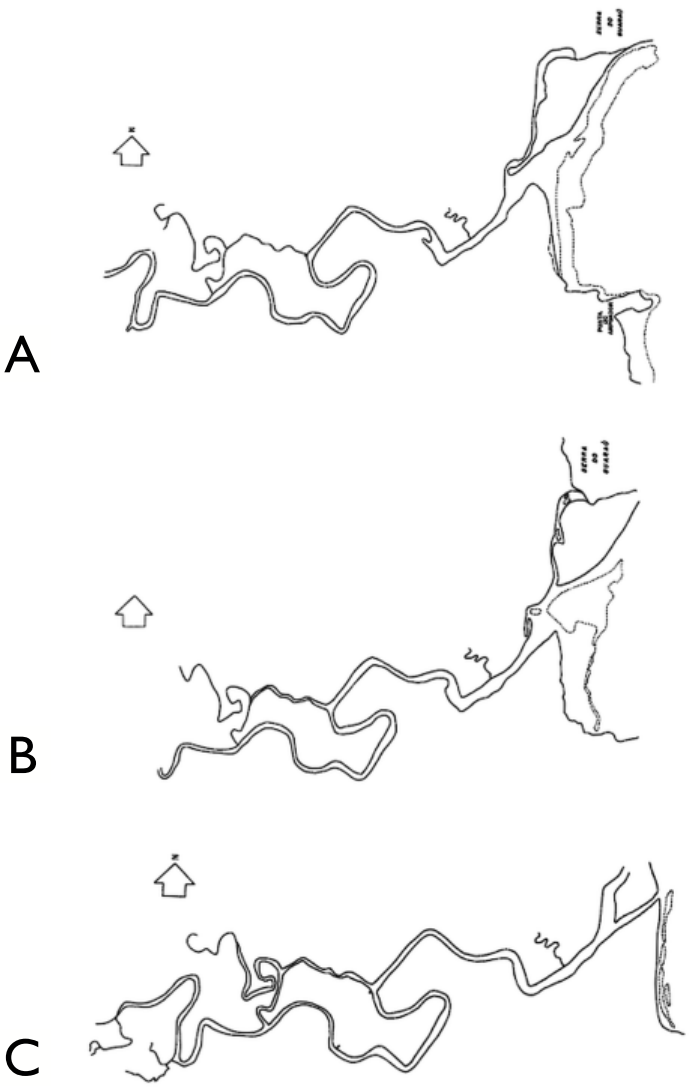


Figura 12
Posição da linha de costa na desembocadura do rio Guarahú em 1966 (alto), 1973 (centro) e 1981 (baixo) (Menezes, 1994). As figuras tracejadas são indicativas de bancos arenosos submersos mapeados pela autora.

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 contínuas, com características dissipativas, delimitando-se dois trechos, separados entre si por afloramentos do Embasamento Cristalino próximos àdesembocadura do rio Itanhaém. O primeiro trecho abrange as praias entre a desembocadura do rio Peruíbe e a desembocadura do rio Itanhaém e o segundo, o segmento praial entre a desembocadura do rio Itanhaém e a Ponta do Itaipú.

O quadro geral de relativa estabilidade na linha de costa é quebrado em caráter pontual, devido a alterações impostas pelas desembocaduras dos rios Peruíbe e Itanhaém, obstáculos naturais como a Pedra dos Jesuítas, Morro do Paranambuco e a Ponta de Itaipuou, ainda, obras de engenharia construídas sobre o prisma praial, tais como o molhe na desembocadura do rio Mongaguá.

A desembocadura 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 (IPT, 1994), com predomínio de dinâmica *onshore – offshore* defronte a desembocadura do rio Peruíbe. Barras arenosas submersas são frequentemente vistas próximas à desembocadura do rio. As obras efetuadas no rio Peruíbe alteraram o transporte de sedimentos e a interação das águas fluviais e oceânicas (Figura 13), modificando assim o balanço sedimentar local.

Ao longo do trecho praial mais próximo da desembocadura (cerca de 1km) existe um evidente avanço do mar sobre construções como arruamentos e pequenos muros que separam a praia de jardins públicos. Denominar, entretanto, este avanço do mar de erosão é muito precipitado, pois os arruamentos atacados estão locados sobre o antigo leito da desembocadura do rio Peruíbe e os pequenos muros foram construídos em lugar anteriormente ocupado por pequenas dunas.

A praia de Peruíbe (também localmente conhecida como Praia de Cibratel) estende-se entre a desembocadura do rio Peruíbe e o Morro do Paranambuco, possuindo extensão de aproximadamente 20 quilômetros. É 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) afirme,baseado em modelagem numérica, que o sentido resultante de transporte tenha rumo SW. As prefeituras locais costumam realizar retiradas pontuais, mas constantes de areia desta praia, o que causa uma situação de déficit de sedimentosao longo do segmento praial.

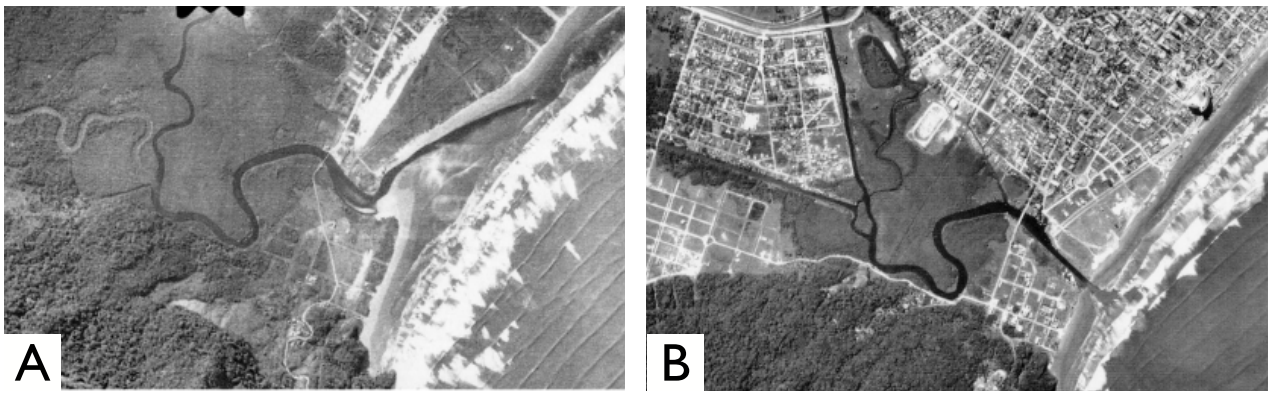


Figura 13
Desembocadura do rio Peruíbe em 1962 (A) e 1994 (B). Os afluentes foram canalizados, o que aumentou a vazão de água, sobretudo em época de chuvas, e as margens do rio foram revestidas por gabiões. A ocupação acompanhada de desmatamento causou forte assoreamento na desembocadura do rio que hoje permite a entrada somente de pequenos barcos de pesca. Fotos: Samara Cazzoli y Goya

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 ilhota, 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 junto àquele carreado pela deriva litorânea, ficando aí retido. Esta retenção de material resulta 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 14).

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

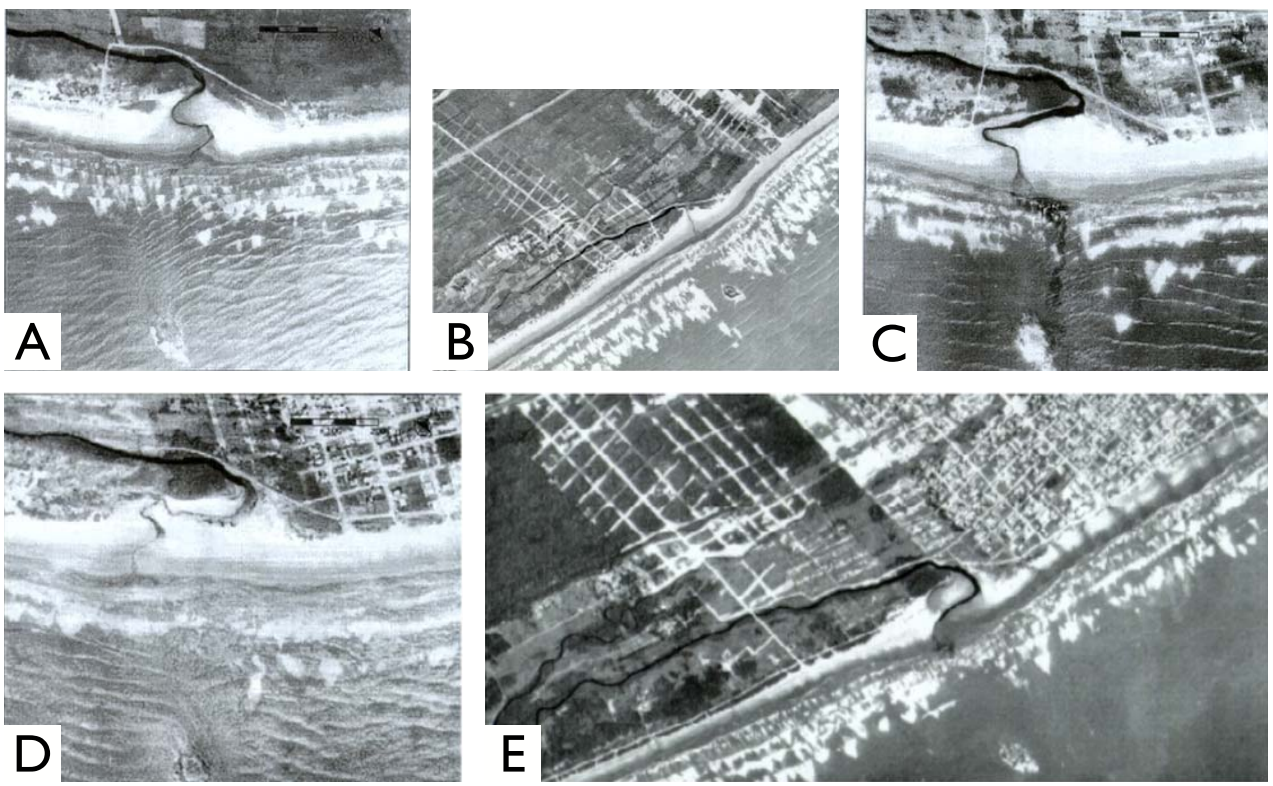


Figura 14
Desembocadura do rio Piaçaguera (localizado entre as cidades de Peruíbe e Itanhaém) em 1959 (A), 1962 (B), 1973 (C), 1986 (D), e 1994 (E). Fotos: Samara Cazzoli y Goya

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 sentido resultante no transporte sedimentar neste trecho é ainda para NE, mas existe já interferência da desembocadura do rio Itanhaém que torna algo mais complexa a sedimentação neste ponto.

O que se nota, a partir da observação de fotografias aéreas de idades distintas é o acúmulo de material sedimentar neste trecho praial (Figura 15). Este acúmulo é causado pela interrupção da deriva litorânea rumo NE em função da presença do morro do Paranambuco. Este mesmo obstáculo natural pode ser responsável também pela deposição do material do rio Itanhaém, eventualmente carreado até este ponto. Alguma evidência de processo erosivo neste trecho da praia pode

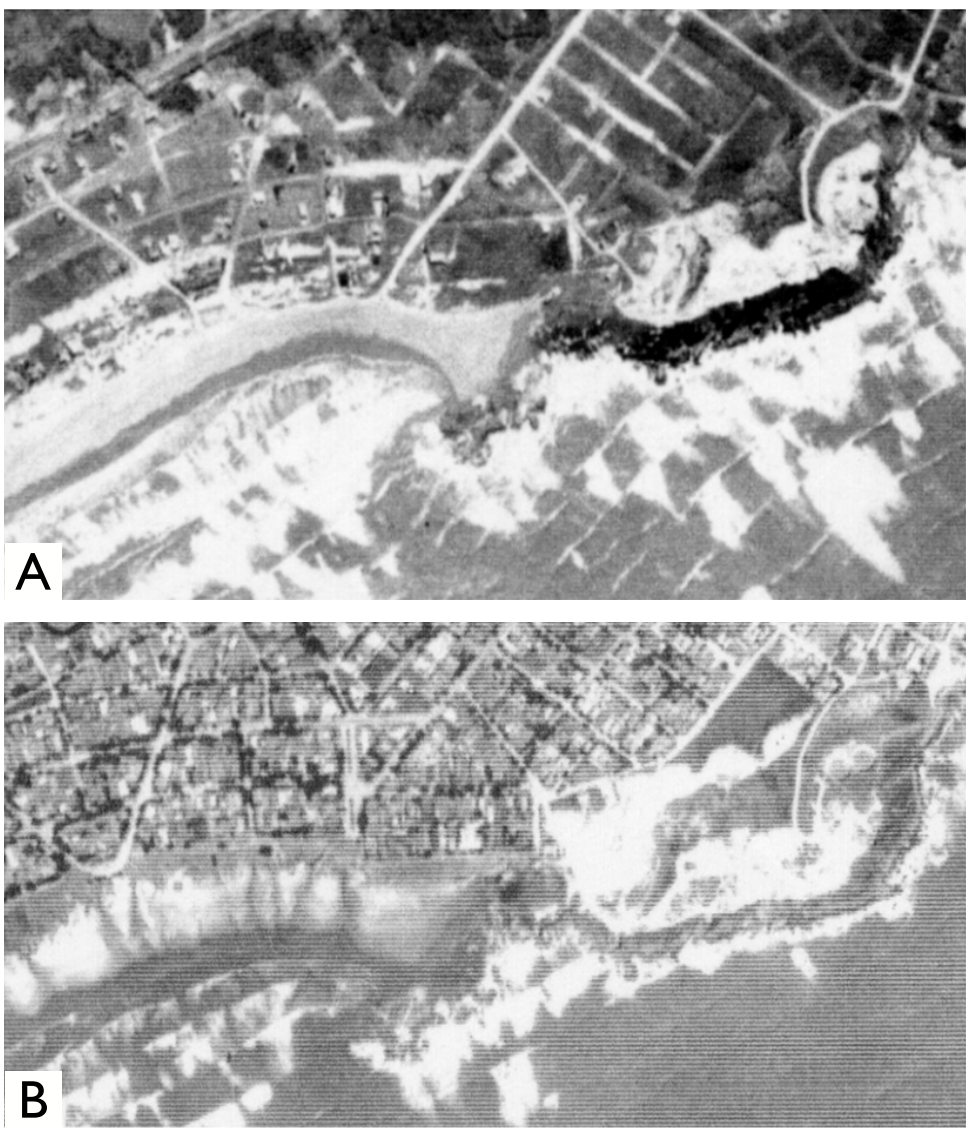


Figura 15
Fotografia aérea da área conhecida como Pocinho de Anchieta, em 1962 (A) e 1994 (B). Fotos: Samara Cazzoli y Goya

ser vista em situações de passagem de sistemas frontais de grande intensidade, porém a recuperação do perfil da praia é relativamente rápida.

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 à 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 localizam-se nas escarpas da Serra do Mar, sendo devidamente controlados pelo alinhamento estrutural. 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 essa chamada localmente de Furo Grande), o escoamento das águas fluviais para o oceano passou a ser ainda mais rápido. (Araújo Filho, 1950).

O rio Preto é o afluente mais volumoso do rio Itanhaém e pode ser caracterizado por escoar inteiramente na planície costeira, possuir alto conteúdo de matéria orgânica em suas águas e ser influenciado pelo regime de marés em grande parte de seu curso.

Na desembocadura do rio Itanhaém, desenvolveram-se áreas de manguezais que favorecem a deposição de sedimentos finos. As figuras 16 e 17 ilustram esta desembocadura em épocas distintas e as correlacionam com as feições de praia encontradas.

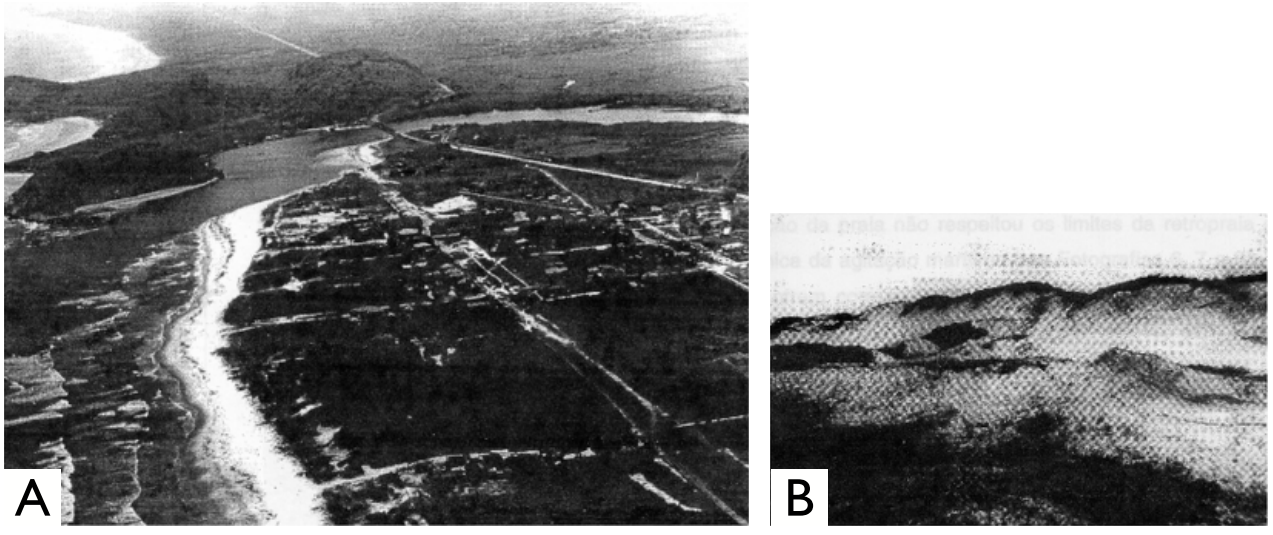


Figura 16
(A) Desembocadura do rio Itanhaém em 1962. A dinâmica do rio já havia sido profundamente alterada em 1930, quando houve a ruptura artificial de um meandro para facilitar a navegação rio acima. Notar que na margem direita existia sedimentação de areia. (B) No detalhe, dunas existentes, até a década de 1950, na região próxima a esta desembocadura (Araújo Filho, 1950).

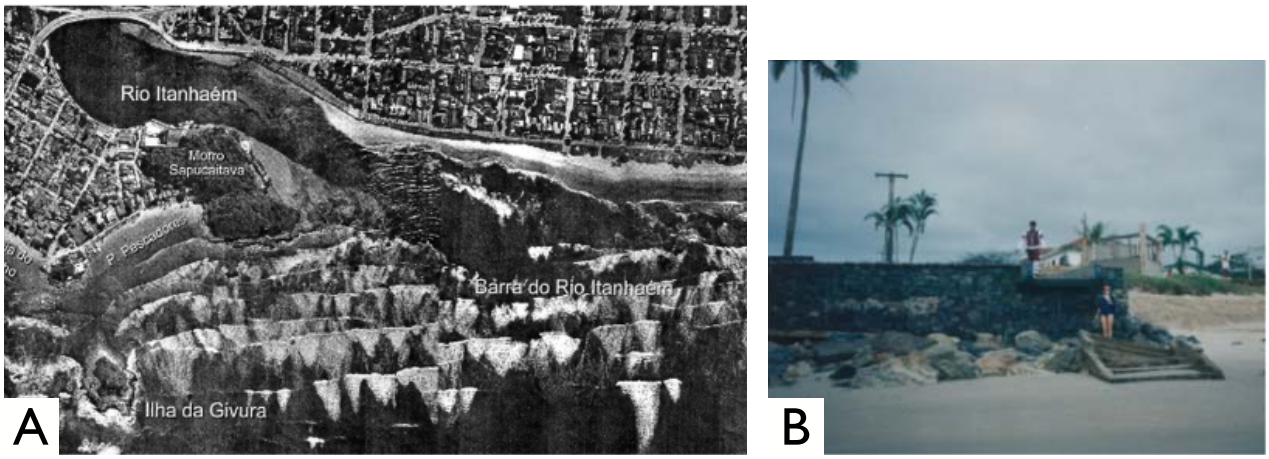


Figura 17 (acima)
(A) Desembocadura do rio Itanhaém em 1994 (Araújo, 2000). Após a inundação ocorrida em 1973, os depósitos arenosos da margem direita do rio foram substituídos por arruamentos. O aumento da ocupação trouxe também canalização de afluentes e assoreamento da desembocadura. Erosão periódica pode ser vista, sobretudo no trecho que dista até 1 quilômetro da desembocadura do rio (B). Fotos: Samara Cazzoli y Goya

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 18). 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, a partir de 1908.

O sentido preferencial do transporte sedimentar neste trecho da praia é bastante controverso. Cazzoli y Goya & Tessler (2000) observam que o sentido preferencial do transporte sedimentar é rumo NE. Ponçano *et al.*(1995) afirmam que o principal transportador de sedimentos neste ponto seria a dinâmica transversal à linha de costa, minimizando a importância da dinâmica longitudinal. Já Araújo (2000) aponta o que o sentido principal de transporte de sedimentos longitudinal, neste trecho litorâneo, seria para SW.

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 desembocadura, é bastante afetada pela dinâmica fluvial do rio Itanhaém. O trecho mais proximal desta desembocadura (cerca de 100 a 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 efeito de molhe hidráulico do rio Itanhaém em períodos de passagem de sistemas frontais, associada à maior pluviosidade e à refração/ difração das ondas do quadrante sul no afloramento do Morro do Sapucaitava, este trecho ficaria resguardado da ação direta de ondas e, portanto seria depositário dos sedimentos carreados pelo rio. Este fato pode ser comprovado por Cazzoli (1997) devido ao aumento de granadas encontradas na praia após a passagem de frentes frias. Estes minerais são encontrados na Serra do Mar adjacente à bacia do rio Itanhaém.

O rio Mongaguá apresenta área de drenagem de cerca de 6,5km² e até a metade da década de 1970, tinha sua desembocadura livre na praia que, por sua vez se orientava segundo as condições de ondas e correntes vigentes (Araújo, 2000) (Figura 19). Sob ação da passagem de sistemas frontais, a desembocadura deslocava-se rumo E/NE e, sob predomínio de tempo bom, esta desembocadura 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.

Com a construção, na metade da década de 1970, de um enrocamento que fixa a desembocadura do rio e também de arruamento e jardins em região do antigo leito fluvial (Figura 19), 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, pelo menos,dos últimos 20 anos.

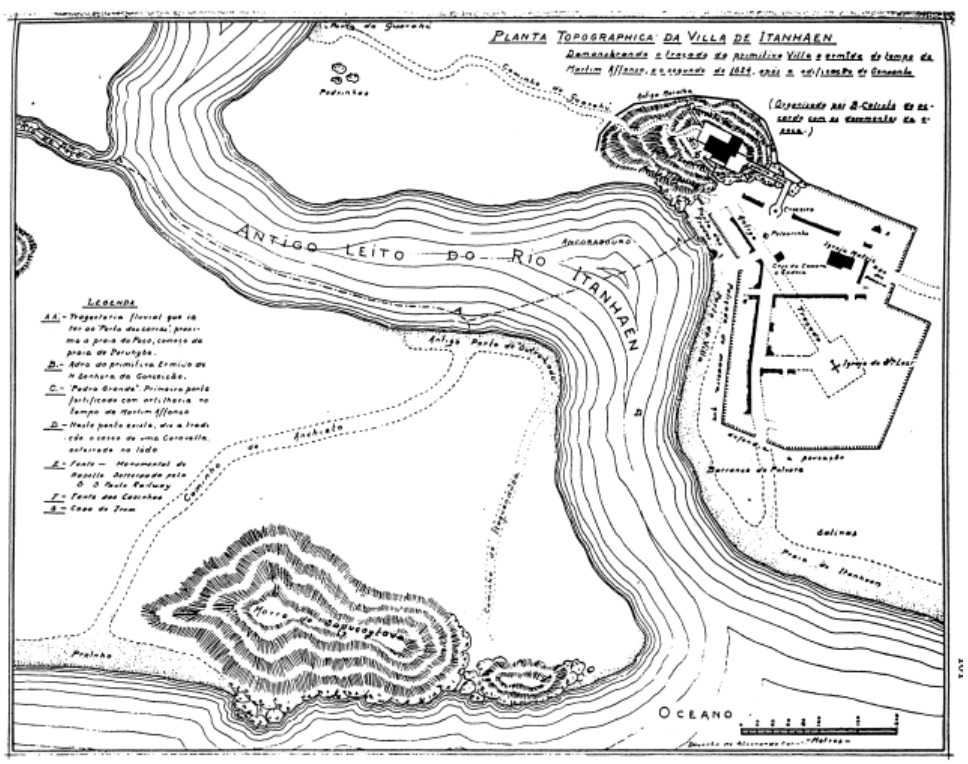


Figura 18
Planta Topográfica da vila de Itanhaém, organizada por Benedito Calixto, com base em documentos datados de 1624. Atualmente, o rio passa a pelo menos, 500 metros desta posição, desaguando no sopé do Morro do Sapucaitava.

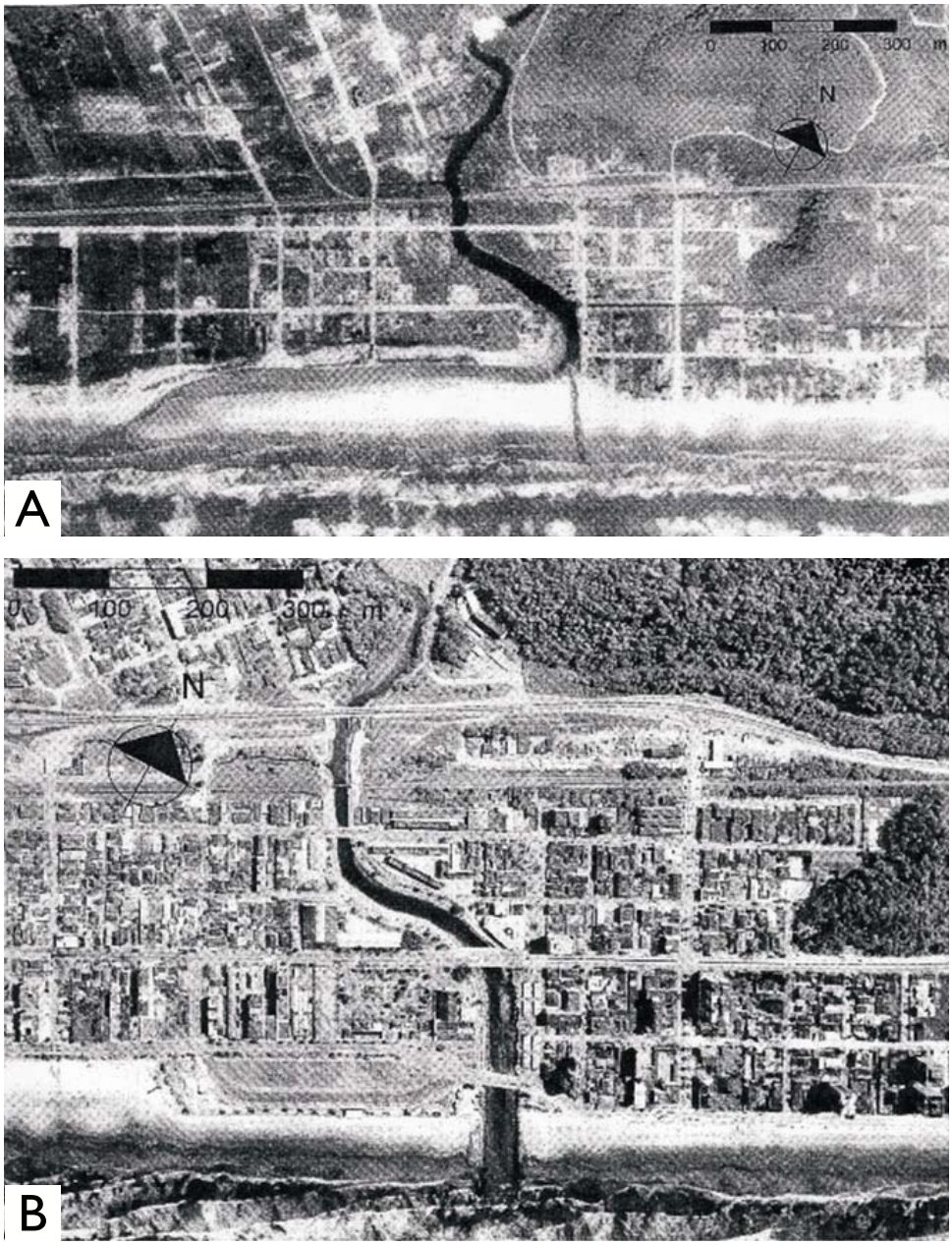


Figura 19
(A) Rio Mongaguá em 1959. Apesar da ocupação já estar avançada no vale do rio, este ainda possuía desembocadura livre na praia. Notar canal aberto na desembocadura do rio provavelmente para evitar que este fosse represado pela ação do mar e causasse alagamentos na região. (B) Rio Mongaguá em 1997, totalmente urbanizado, com o rio canalizado. A desembocadura é marcada por um molhe fixo, que não permite mais a migração desta. Fotos: Samara Cazzoli y Goya

Compartimento Santos– Bertioga (3)

Este compartimento compreende o complexo estuarino e a Baía de Santos (Mapas 3a e 3b), incluindo duas ilhas principais (São Vicente e Santo Amaro) separadas entre si e do continente por canais estuarinos (Porto, São Vicente e Bertioga) onde também deságuam drenagens oriundas das encostas da Serra do Mar. A principal bacia hidrográfica deste compartimento é a do rio Itapanhaú, que deságua no Canal da Bertioga. A maior proximidade da Serra do Mar reforça a ação do efeito orográfico das precipitações, sobretudo quando são comparados os totais pluvio-

métricos obtidos em Santos (2000 - 3000 mm), Cubatão (3000 - 3500mm) e vertente serrana (cerca de 4000mm).

Entretanto, o aspecto mais importante deste compartimento diz respeito à sua intensa urbanização. Efetivamente, trata-se da área mais populosa do litoral paulista e, por essa razão, aquela mais sensível em termos de efeitos da dinâmica costeira sobre a malha urbana.

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 nordeste ao saírem da baía, 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 engloba as praias insulares da ilha de São Vicente, influenciadas pela circulação das baías de Santos e São Vicente, pelas desembocaduras dos canais de São Vicente e do Porto e pela intensa urbanização (Mapa 3a). O segundo setor abrange as praias da ilha de Santo Amaro e a primeira praia do município de Bertioga, que estão expostas ao oceano (Mapa 3b).

As praias do primeiro setor apresentam baixa declividade e cobertura sedimentar de areia fina e muito fina. A construção de um tômbolo artificial unindo a ilha Porchat à ilha de Santo Vicente trouxe modificações significativas na dinâmica costeira da Baía de São Vicente, e a forte erosão causada foi contida à custa da construção de inúmeros espigões na costa a nordeste do tômbolo (Figuras 20 e 21).

Um esquema da evolução da linha de costa, entre 1962 e 1994, é apresentado na Figura 22. Na praia de Itararé (entre a ilha Porchat e a Ilha de Urubuqueçaba) houve ligeiro avanço da linha de costa, apesar da extração de areia de praia feita pela prefeitura de São Vicente. Nesta mesma praia, defronte à ilha de Urubuqueçaba, nota-se a construção de um tômbolo, que também teve adição de material ao longo dos últimos 40 anos. A acreção deste segmento praial 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 Urubuqueçaba.

O arco praial entre o emissário e o Canal do Porto apresenta quadro de forte mobilidade sedimentar. Na porção central da praia (Gonzaga) observa-se tendência de acreção, o que tem obrigado a Prefeitura de Santos a promover a retirada de

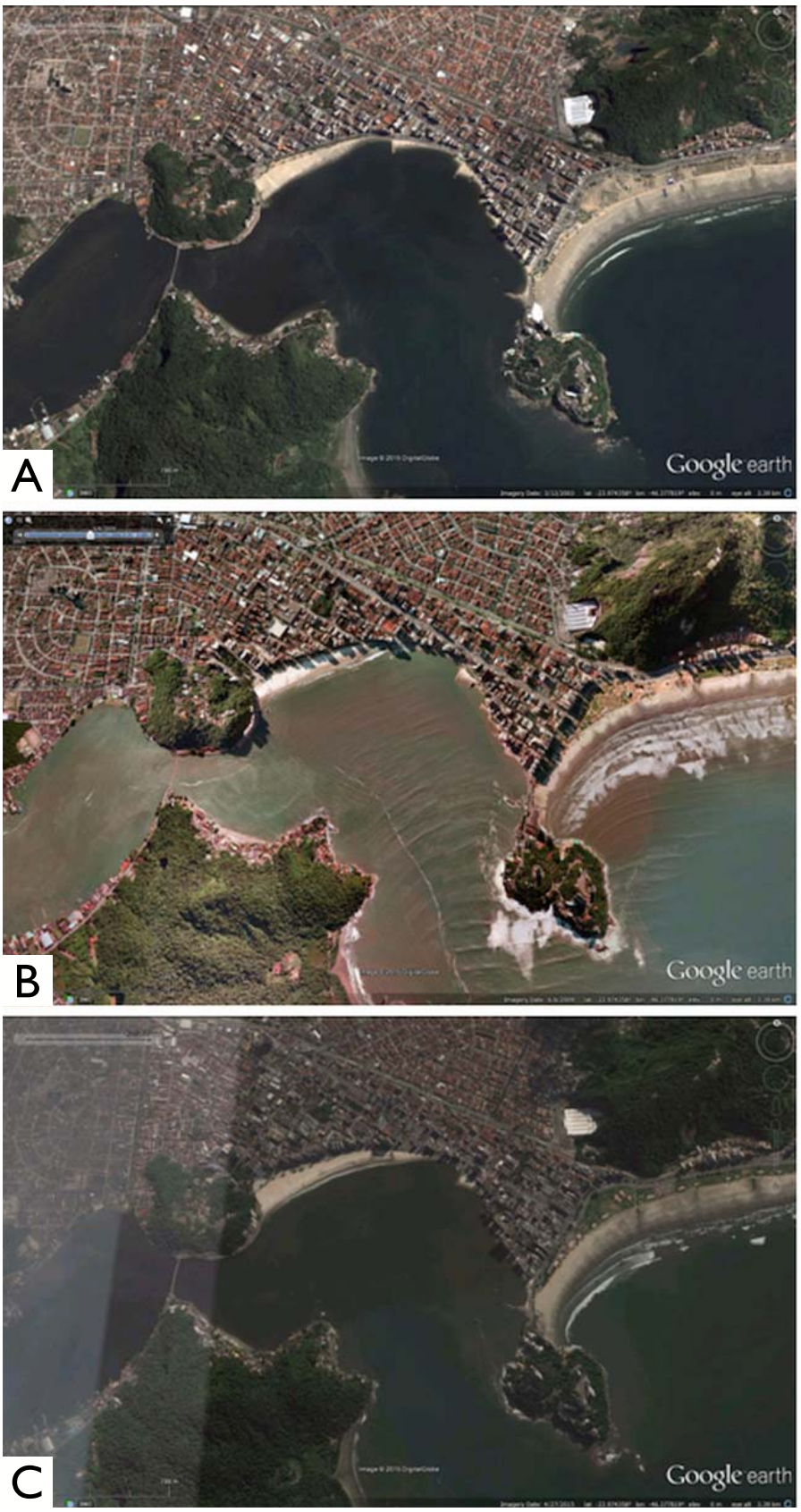


Figura 20
Modificações na linha de costa na região do Gonzaguinha (São Vicente), em 2003 (A), 2009 (B), e 2015 (C), apresentando os molhes construídos e o assoreamento do setor ao norte da praia. Fonte: Google Earth.



Figura 21
Vista panorâmica dos espigões de São Vicente. Foto: Samara Cazzoli y Goya

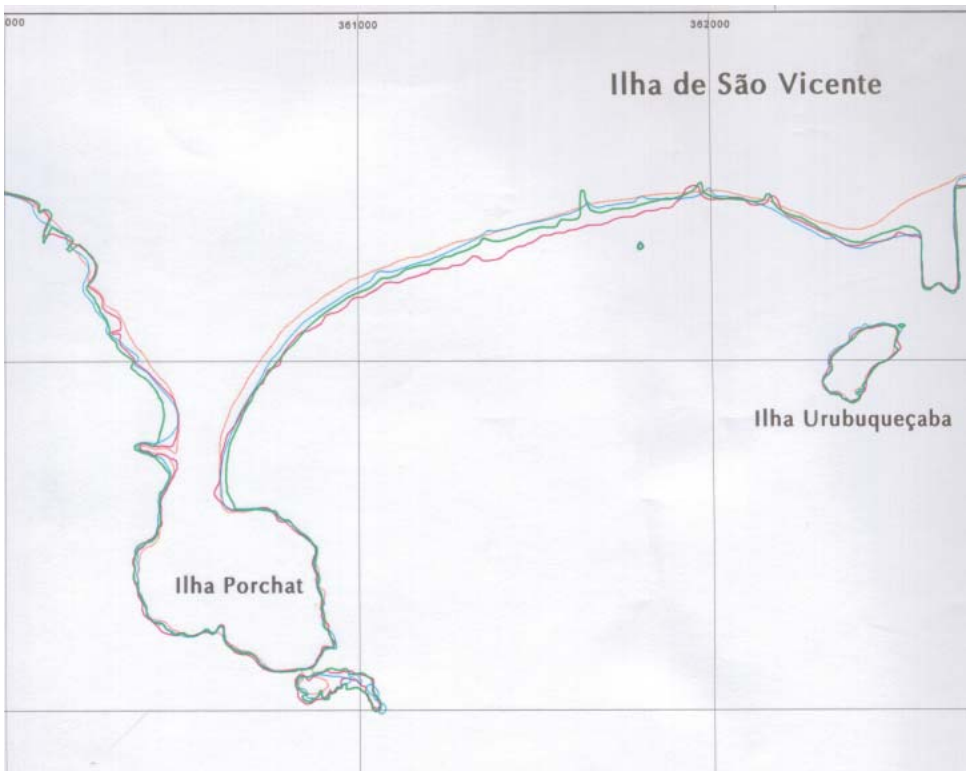


Figura 22
Esquema de evolução da linha de costa em setor praial de São Vicente (escala original 1:15.000, Farinaccio, 2008). A linha laranja representa a linha de costa em 1962 que em geral é a mais recuada de todas. A linha azul representa 1977, a rosa representa 1994 e a verde representa 2000. A oeste da ilha Porchat o acúmulo de material sedimentar só é garantido pela construção de uma série de espigões, construídos na década de 1970.

areia para impedir o assoreamento dos canais de drenagem, construídos no início do século XX. Por outro lado, no extremo leste da praia (Ponta da Praia) ocorre forte processo erosivo, naquele que, talvez, represente o maior impacto em zona urbana do litoral paulista (Italiani, 2014) (Figura 23).

O processo erosivo junto à Ponta da Praia sofreu forte intensificação a partir de 2013, o que fez com que parte da opinião pública apontasse o processo de alargamento e aprofundamento do canal de acesso ao Porto de Santos como responsável pelas modificações na dinâmica costeira. Observa-se, na Figura 24, efetivamente haver um recuo progressivo do prisma praial emerso.

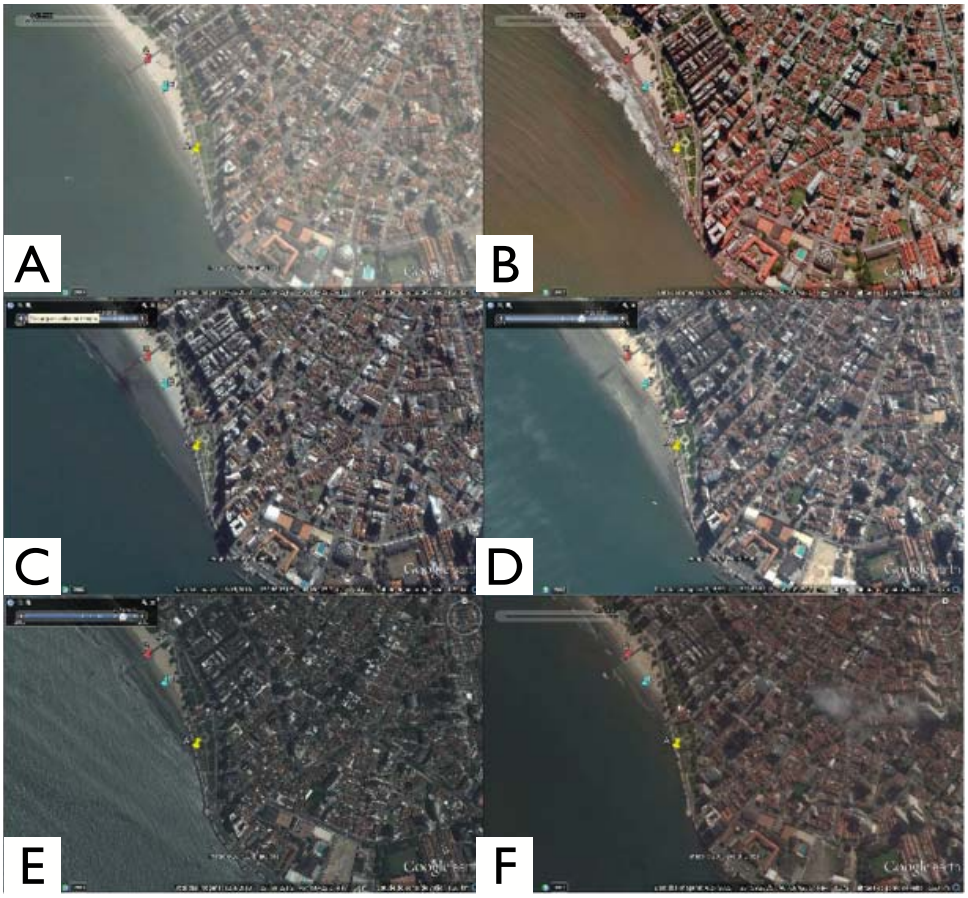


Figura 23 (à direita)
Evolução do prisma praial emerso da Ponta da Praia (Santos), em Abril de 2003 (A), Junho de 2009 (B), Junho de 2010 (C), Julho de 2011 (D), Agosto de 2013 (E) e Abril de 2015 (F).
Fonte: Google Earth.

Na Ilha de Santo Amaro as praias apresentam morfologia que depende, essencialmente, da configuração do embasamento cristalino e de sua orientação com relação aos trens de ondas, levando a uma maior variabilidade de estágios morfodinâmicos (Mapa 3b). A maior ou menor fragilidade das praias aos processos erosivos é função do grau de urbanização adjacente.

Compartimento Bertioga – Toque-Toque (4)

O compartimento Bertioga - Toque-Toque (Mapa 4) é caracterizado por uma forte inflexão da linha de costa que configura um grande arco E-W (com aproximadamente 65km de comprimento), recortado por enseadas, cujas dimensões diminuem rumo anordeste. A bacia de drenagem mais significativa desta área é a do rio Una do Norte, porém cada praia possui bacias de drenagens próprias. Em função da orientação e proximidade da Serra do Mar este compartimento constitui a região mais chuvosa do litoral paulista, com média pluviométrica anual entre 3.000 e 4000mm.

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 de sedimentos 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 transversal à linha de costa), bem como zonas de deposição causadas por ilhas próximas à linha de costa. Correntes locais reversas podem ser 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, ricas em mica. 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) ou em desembocaduras fluviais como a do rio Itaguaré. Martins (2000), após monitoramentos diários da praia da Bertioga ao longo de 36 dias, atestou que ocorre uma rápida sobreposição dos 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 sistemas frontais. Já o trecho entre Juquehy e Toque-Toque apresenta praias de pequenas dimensões com estados morfodinâmicos distintos.

Compartimento Toque-Toque - Tabatinga (5)

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 (Mapa 5). Sua bacia de drenagem principal é a do rio Juqueriquerê, que banha uma área de 382Km².

Este compartimento, assim como o compartimento Tabatinga - Picinguaba, é marcado pelaproximidade da Serra do Mar com relação à linha de costa, marcando um litoral completamente diferente daquele presente a sul. O grande diferencial climático 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 1700mm.

As praias deste compartimento 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 Massaguaçú 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, refletindo a natureza das fontes próximas. 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 possui características muito similares ao compartimento Tabatinga - Picinguaba, com praias de bolso localizadas em baías e enseadas, com estágios morfodinâmicos variados. As praias destes três setores apresentam ocupação antrópica elevada (com exceçãodas praias oceânicas da Ilha de São Sebastião, cujo acesso difícil acesso dificulta a ocupação), com relativa estabilidade quanto aos processos deposicionais/ erosivos.

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 pela menor influência da ação de ondas, imposta pela presença da ilha de São Sebastião. Esta proteção propiciou a formação de uma planície de maré sensu lato, descrita por Souza & Furtado (1987). Pouco mais a norte da planície, junto à desembocadura do rio Juqueriquerê, a praia é 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 deslocamento das margens (Figura 24), promovendo a destruição de edificações erigidas em locais não apropriados (Figura 25).

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 relativa-

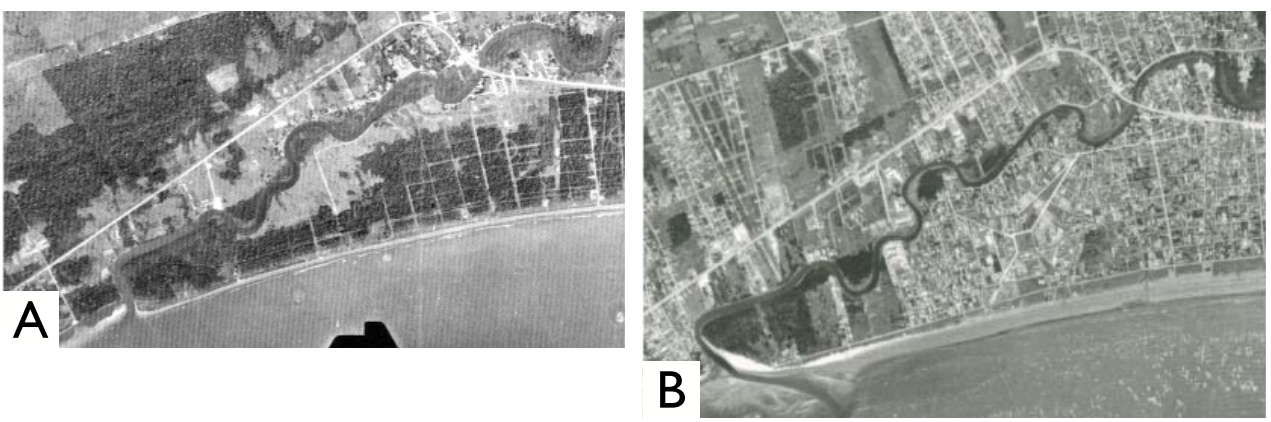


Figura 24
Configuração da desembocadura do rio Juqueriquerê em 1962 (A) e 1994 (B). Fotos: Samara Cazzoli y Goya

mente estáveis exceto no trecho entre a desembocadura do rio Santo Antônio e a Ponta do Camaroeiro onde a tendência erosiva foi barrada por obras de engenharia existentes no local (molhes e espigões) (Farinaccio, 2000) (Figura 26).

Ainda nesse compartimento, cabe citar o caso da Praia de Massaguaçu, que apresentou ao longo e pouco mais de uma década, forte tendência à aceleração da erosão. Trata-se de praia com características intermediárias a refletivas. Informações não oficiais indicam que a praia 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. Cabe observar que a intensificação da erosão ocorreu a partir de modificações no traçado da rodovia Rio-Santos e que essa teve parte de seu pavimento praticamente construído sobre o berma da praia. Obras de contenção foram instaladas para proteger a malha viária (Figura 27).

Compartimento Tabatinga – Picinguaba (6)

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. As drenagens não são significativas neste trecho do litoral paulista (Mapa 6).



Figura 25
Destruição de casa erigida em área de deslocamento natural do curso do rio Juqueriquerê, município de Caraguatatuba. Foto: Samara Cazzoli y Goya

Figura 26 (à direita)
Ponta do Camaroeiro, município de Caraguatatuba, em 1962 (A) e 1994 (B). Fotos: Samara Cazzoli y Goya

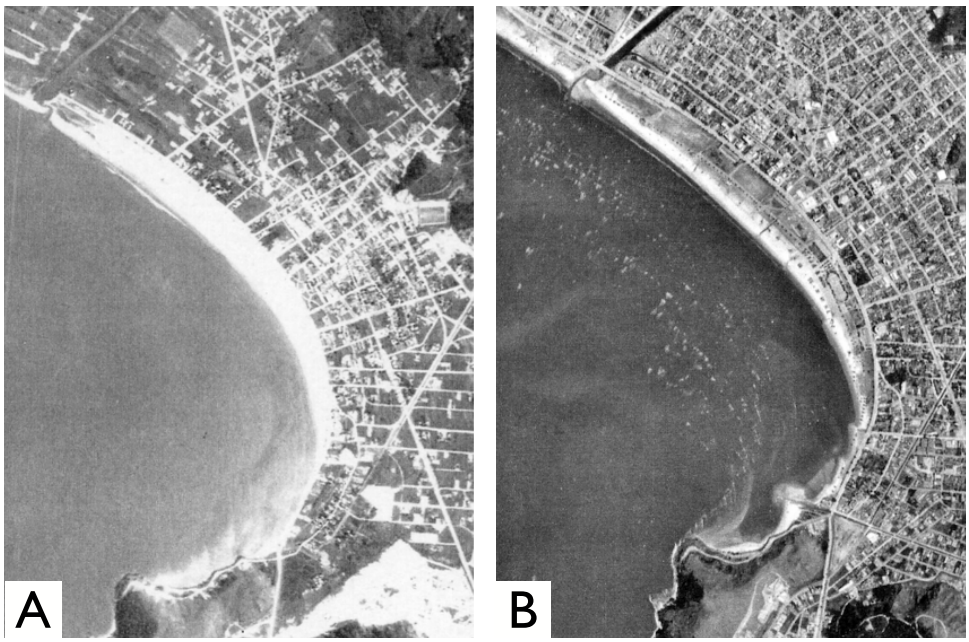


Figura 27 (abaixo)
Obras de contenção à erosão na Rodovia Rio-Santos, na Praia de Massaguaçu, Caraguatatuba. Foto: Eduardo Siegle



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 transversal à linha de costa e correntes locais (IPT, 1994). Entretanto, as variações granulométricas e de declividades, aliada à migração de desembocaduras fluviais e a curvatura da maioria das praias, indicam 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, Puruba e Fazenda (município de Ubatuba), por Barros (1997) e Hurtado *et al.*(2002), e Praia da Sununga (município de Ubatuba), por Martins *et al.* (2010), mostraram que, nessas praias, por exemplo, existe tendência de ciclicidade entre os processos erosivos e deposicionais além de forte ação da dinâmica transversal à linha de costa. Observações pessoais de

um dos autores, ao longo dos últimos 30 anos, na Praia do Lamberto (Ubatuba) dão conta de recuo da linha de costa inferior a cinco metros, intensificado a partir da multiplicação de estruturas náuticas na Enseada do Flamengo.

CONCLUSÕES

O Estado de São Paulo ainda engatinha no que diz respeito ao conhecimento das tendências erosivas ou progradacionais de seu litoral. A rigor, faltam trabalhos sistemáticos que permitam estabelecer os limites do envelope praial e indicadores pontuais de erosão têm sido equivocadamente considerados registros de tendências anuais ou decadais.

As observações realizadas ao longo dos últimos 30 anos indicam que cerca de 12% dos segmentos arenosos do litoral paulista apresentam evidências claras de erosão, sendo que menos de 4% caracterizam-se por recuo generalizado da linha de costa. Em linhas gerais, observa-se que a grande instabilidade da linha de costa, ao longo do litoral,se dá junto a desembocaduras fluviais, tanto em função de uma dinâmica longitudinal bastante ativa, quanto causada por obras de engenharia.

Por outro lado, não mais do que 2% do litoral paulista apresenta evidências claras de progradação.

Os trechos de maior mobilidade sedimentar, com efeitos sobre a infraestrutura urbana, localizam-se:

a. Na porção norte da Ilha Comprida e na área conhecida como Barra do Ribeira;

b. Em trechos localizados dos municípios de Peruíbe e Itanhaém;

c. Nos municípios de São Vicente e Santos, neste último, em particular, na chamada Ponta da Praia;

d. Na Praia de Massaguaçu, município de Caraguatatuba.

Uma tabela (Tabela 1) , contendo as porcentagens dos trechos do litoral, com evidências claras de estabilidade, erosão, instabilidade e progradação, é apresentado a seguir.

TABELA 1 - MOBILIDADE SEDIMENTAR POR TRECHO

COMPARTIMENTO	ESTABILIDADE (%)	EROSÃO (%)	INSTABILIDADE (%)	PROGRADAÇÃO (%)
Ilha do Cardoso – Serra do Itatins	83,93	3,36	9,97	2,74
Peruíbe – Praia Grande	95,33		4,67	
Santos – Bertioga	56,26	23,67	1,10	18,97
Sub-compartimento Guarujá	97,54	-	-	2,46
Bertioga – Toque Toque	95,88	-	4,12	-
Toque Toque – Tabatinga	57,85	9,74	29,64	2,77
Tabatinga - Picinguaba	94,31	3,74	-	1,95
Estado de São Paulo	86,15	3,63	8,20	2,02

Os autores insistem na necessidade urgente de estabelecimento de um projeto de avaliação de tendências decadais de variações da linha de costa e cálculo sistemático de áreas erodidas/progradadas no Estado de São Paulo. Apenas análises de tendências nesta ordem de grandeza permitirão estabelecer, com grau de confiança aceitável, políticas públicas adequadas para a gestão do litoral paulista.

REFERÊNCIAS

ANGULO, R. J.; SOARES, C. R.; MARONE, E.; SOUZA, M.C.; ODRESKI. L.L.R. & NOERNBERG, M.A. Paraná. In: Muehe, D. (org) **Erosão e progradação do litoral brasileiro.** Brasilia, Ministério do Meio Ambiente. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/sqa_sigercom/_arquivos/pr_erosao.pdf>. 2006.

ARAÚJO FILHO, J. R. **Baixada do Rio Itanhaém.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. 1950. 123 p. Tese de Doutorado.

ARAÚJO, R. N. **O cálculo do transporte de sedimentos litorâneo**: estudo de caso das praias de Suarão e Cibratel, Município de Itanhaém, São Paulo. [S.l.]: Universidade de São Paulo, Escola Politécnica. 2000. 142 p. Dissertação de Mestrado.

BARROS, M. O. de. **Dinâmica e evolução dos ambientes praiais da Fazenda, da Puruba e de Itamambuca, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 1997. 163 p. Dissertação de Mestrado.

BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise Climatológica Da Alta Subtropical Do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 2000, Rio de Janeiro. **Anais.** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia. 2000.

BOMTEMPO, V. L. **Características hidráulicas e sedimentológicas de trecho do litoral sul do Estado de São Paulo.** [S.l.]Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. 1991. Dissertação de mestrado.

BONETTI FILHO, J. Remote sensing monitoring of estuarine water fluxes through a tidal inlet. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, XXXI (B7), p. 77-82. 1996.

CAZZOLI Y GOYA, S.; M. G. TESSLER. Variações morfológicas espaço-temporais entre as praias de Cibratel e Itanhaém-Suarão, Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Oceanografia**, [S.l.], v. 48 (2): p. 151–166. 2000.

COMMISSÃO GEOGRAPHICA E GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Exploração do Rio Ribeira de Iguape**. São Paulo: Rotschild, 1914.

CRUZ, F. W. et al. Orbitallydriven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geosciences**, 2: p. 210–214. 2009.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ESGOTOS (DAEE). **Estudo de águas subterrâneas.** Região Administrativa 2 - Santos. São Paulo,: [s.n.], 1979. 2 volumes.

FARINACCIO, A. **Alterações relacionadas à ação antrópica na dinâmica dos processos costeiros nas planícies de Praia Grande/ Mongaguá e Enseada de Caraguatatuba, SP.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 2000. 150 p. Dissertação de Mestrado.

FARINACCIO, A. **Impactos na Dinâmica Costeira Decorrentes de Intervenções em Praias Arenosas e Canais Estuarinos de Áreas Densamente Ocupada no Litoral de São Paulo,** Uma Aplicação do Conhecimento a Áreas Não Ocupadas. [S.l.]: Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico. 2008. Tese de Doutorado.

FONZAR, B. C. A circulação atmosférica na América do Sul: os grandes sistemas planetários e subsistemas regionais que atingem o continente (localização e trajetórias). **Cadernos de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 11, p. 11-33. 1994.

GEOBRAS S. A. Engenharia e Fundações. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape. **Relatório para o Serviço do Vale do Ribeira do DAEE**, São Paulo. 1966.

HURTADO, S.N.; S. CAZZOLI Y GOYA; M. G. TESSLER. Estudo da variação morfodinâmica da Praia de Itamambuca, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,41. 2002, João Pessoa, [**Trabalhos apresentados**], João Pessoa: [s.n.], 2002. p. 97.

INNOCENTINI, V. & CAETANO NETO, E. S. A case study of the 9 August 1998 South Atlantic storm: Numerical simulations of the wave activity. **Weather Forecast**, [S.l.], v. 11, p. 78-88. 1996.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Carta Geotécnica do Estado de São Paulo**, São Paulo, 1994. 1 mapa. Escala 1:500.000.

ITALIANI, D.M. **Resposta morfodinâmica à alimentação artificial da Ponta da Praia, Santos, SP.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, 2014. Dissertação de Mestrado.

JAESCHKE, A. et al. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. **Paleoceanography**, 2007. doi:10.1029/2006PA001391.

MARQUEZ, M.K.; MAHIQUES, M.M. Variações morfológicas no prisma praial da Ilha Comprida (Sudeste do Brasil) - Subsídios para uma Gestão Costeira Sustentável. **Gestão Costeira Integrada**, [S.l.], v. 10, p. 361-379. 2010.

MARTIN, L. et al. Southern Oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. **Quaternary Research**, [S.l.], v. 39,p. 338-346. 1993.

MARTINS, C. C. **Variações morfológicas e sedimentares de curto período em perfis praiais, praia de Bertioga/SP.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 2000. 191 p. Dissertação de Mestrado.

MARTINS, C. C.; DIAS, J, M, A,; MAHIQUES, M. M. Daily morphological changes determined by high-energy events on an embayed beach: a qualitative model. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.l.], v. 35: p. 487-495. 2010.

MENEZES, M. P. **Influência da ação antrópica na dinâmica sedimentar costeira: estudo de casos na Estação Ecológica Juréia-Itatins**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental. 1994.110 p. e anexos. Dissertação de Mestrado.

MIHÁLY, P.; ANGULO, R.J. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira. **Brazilian Journal of Geology**, [S.l.], v. 32: p. 217-222. 2002.

MONTEIRO, C. A. F. **A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil: contribuição metodológica à análise rítmica de tempo no Brasil.** [S.l.]: Universidade de São Paulo. 1969. Tese de Doutorado.

MUEHE, D.; LIMA, C. F.; LINS-DE-BARROS, F. M. Rio de Janeiro. In: Muehe, D. (org) **Erosão e progradação do litoral brasileiro.** Brasilia: Ministério do Meio Ambiente. 2006. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/sqa_sigercom/_arquivos/rj_erosao.pdf>.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, [S.l.], v. 9, p. 2464-2479. 1996.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, [S.l.], v. 15, p. 1389-1407. 2002.

PIANCA, C; MAZZINI, P. L. F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, [S.l.], v. 58, p. 53-70. 2010.

PONÇANO, W. L. et al. Tendências regionais de transporte de sedimentos arenoso ao longo das praias paulistas. **Revista UNG. Geociências**, [S.l.], Ano IV (6), p. 102-120. 1999.

PONÇANO, W.; F. F. KERTZMAN.; T. G. CORREA.; M. G. TESSLER. Erosões costeiras no Bairro Barra do Ribeira, Município de Iguape, SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSÃO, 5., 1995. **Anais do Boletim de Campo**. Bauru: ABGE/ UNESP. 1995. p. 439-441.

SANT´ANNA NETO, J. L. **Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia. 1990. 156 p. Dissertação de Mestrado.

SILVA, F. G.; SOUSA, P. H.G. O.; SIEGLE, E. Wave climate analysis and its relation with erosion processes along the beach system of Ilha Comprida (SP), Brazil. In: PHYSICS OF ESTUARIES AND COASTAL SEAS (PECS) CONFERENCE, 17. 2014, Porto de Galinhas, **Proceedings**. Porto de Galinhas, Brazil: [s.n.]. Disponível em: <http://www.pecs2014-brazil.org/Xabs/xabs_167_Silva_etal.pdf>.

SOUZA, C. R G.;V.V. FURTADO. 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. 1987, Cananéia. **Anais.** Cananéia: [s.n.], v. 2, 1987. p. 337-352.

SOUZA, C. R. G. **Considerações sobre os processos sedimentares quaternários e atuais na região de Caraguatatuba, litoral norte do Estado de São Paulo.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 1990. 334 p. Dissertação de Mestrado.

SOUZA, C. R. G. **As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo.** [s.l.]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 2 volumes. 1997. Tese de Doutorado.

SOUZA, C.R. G. A Erosão nas Praias do Estado São Paulo: Causas, Conseqüências, Indicadores de Monitoramento e Risco. In: Bononi, V.L.R., Santos Junior, N.A. (Org.), **Memórias do Conselho Cientifico da Secretaria do Meio Ambiente**: A Síntese de Um Ano de Conhecimento Acumulado. São Paulo, SP, Brasil: Instituto de Botânica - Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 2009. p. 48-69, (ISBN 978-85-7523-025-1).

TESSLER, M. G. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul-paulista.** [s.n.]: Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 1988. 276 p. Tese de Doutorado.

TESSLER, M. G. & CAZZOLI Y GOYA, S. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamenro de Geografia - USP**, [S.l.], v. 17, p. 11-23. 2005.

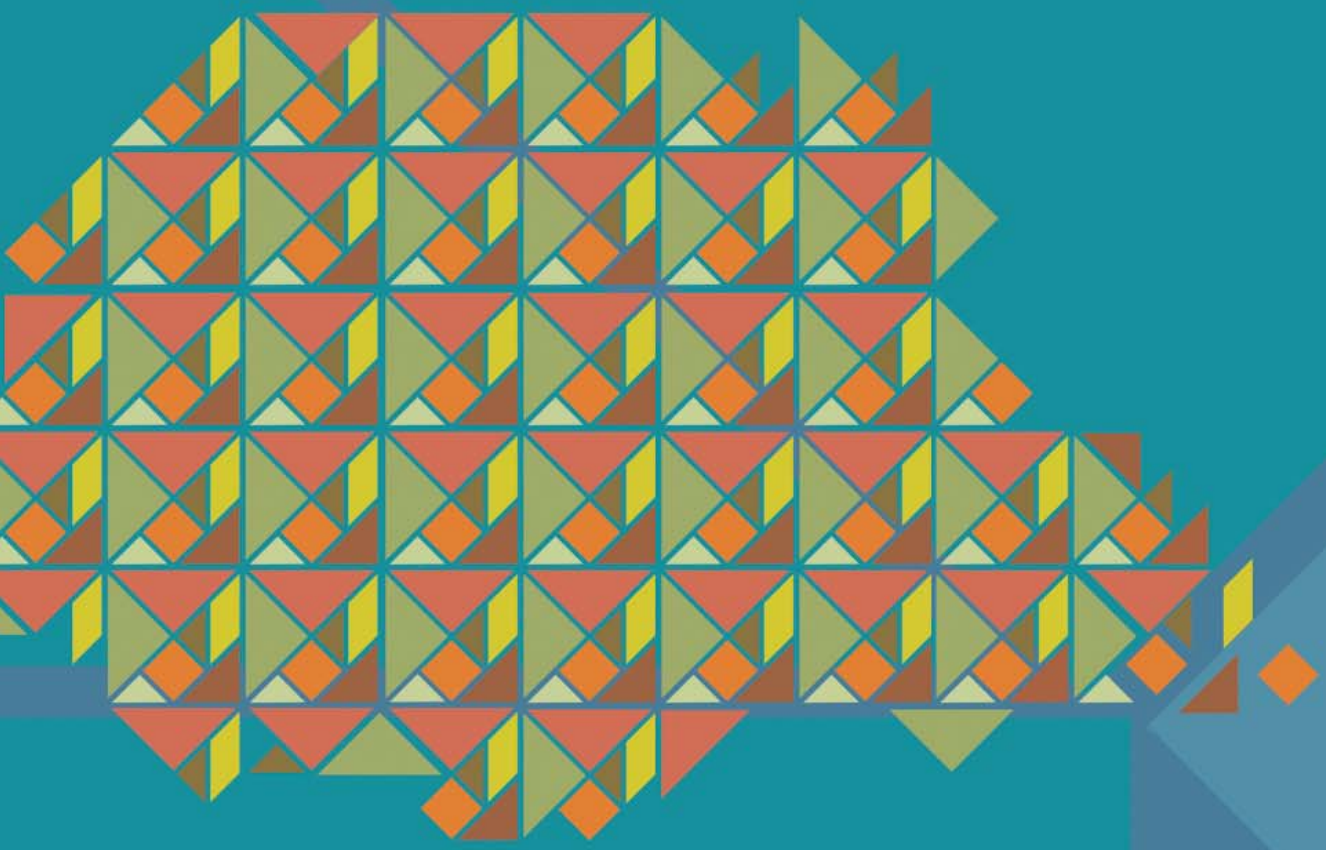
TESSLER, M. G. & M. M. de MAHIQUES. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 9 (3), 1993. p. 823-830.

TESSLER, M. G. & V.V. FURTADO. Dinâmica das feições de assoreamento da região lagunar Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. **Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo**, [S.l.], v. 32 (2), 1983. p. 117-124.

TESSLER, M. G; K. SUGUIO; M. M. de MAHIQUES & V.V. FURTADO. Evolução temporal e espacial da desembocadura lagunar de Cananéia, São Paulo, São Paulo. **Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo**, [S.l.], v. 38 (1), 1990. p. 23-29.

VERA, C. S.;VIGLIAROLO, P. K.; BERBERT, E. H. Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. MonthlyWeatherReviews, 130: p. 684–699. 2002.

YOSHIKAWA, P. S. **Evolução morfo-dinâmica da região da desembocadura do Rio Ribeira de Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo.** São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2001. 31 p. Monografia de Trabalho de Formatura TF-2001/31.



Rodolfo José Angulo

LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST,
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. BOLSISTA CNPQ

Maria Cristina de Souza

LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST,
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. BOLSISTA CNPQ

Marcelo Eduardo José Müller

LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST,
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. BOLSISTA CNPQ

Mauricio Almeida Noernberg

LABORATÓRIO DE OCEANOGRAFIA COSTEIRA E
GEOPROCESSAMENTO - LOCG, CENTRO DE ESTUDOS
DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Luiz Henrique Sielski de Oliveira

LABORATÓRIO OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA - LOGEO, CENTRO
DE ESTUDOS DO MAR - CEM, 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.

Carlos Alberto Borzone

LABORATÓRIO DE ECOLOGIA DE PRAIAS ARENOSAS, CENTRO
DE ESTUDOS DO MAR - CEM, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Eduardo Marone

LABORATÓRIO DE PROCESSOS COSTEIROS E ESTUARINOS - LPCE
CENTRO DE ESTUDOS DO MAR - CEM,
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA,
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Clécio José Lopes de Quadros

LABORATÓRIO DE ESTUDOS COSTEIROS - LECOST
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ. BOLSISTA CNPQ,

PARANÁ

RESUMO

O arcabouço geológico e as características fisiográficas da costa paranaense têm favorecido a deposição de sedimentos durante o Quaternário. O balanço positivo de sedimentos parece continuar até o presente, como sugere o predomínio de acresção ao longo de 78% da costa, entre 2000 e 2015, o que deverá atenuar os eventuais impactos decorrentes de mudança do clima. As variações verificadas ao longo da costa, nas últimas seis décadas, podem ser atribuídas à dinâmica natural local ou à interferência antrópica. Para analisar as interações e conflitos entre a dinâmica natural e a ocupação e uso, o litoral paranaense foi dividido em três setores: litoral norte, Ilha do Mel e litoral centro-sul. O litoral norte se caracteriza pela baixa ocupação, grandes áreas de proteção ambiental, pequenas vilas de pescadores e poucos problemas de erosão. A interação mais significativa entre a dinâmica natural e ocupação deverá ocorrer na vila da Barra do Ararapira, após a abertura da nova barra, que deve alterar as características do estuário e as atividades relacionadas à pesca. Para este setor sugerem-se programas de monitoramento da costa e do estuário, que possibilitem prever os efeitos da abertura da nova barra e elaborar planos de gestão para as comunidades afetadas. A Ilha do Mel se caracteriza pela variabilidade de suas costas, pelas áreas de proteção ambiental, pelo intenso uso turístico e pela não permissão de utilização de veículos motorizados. Na ilha ocorrem problemas de erosão, contaminação de praias e erosão de encostas e dunas frontais, para os quais se sugere implantar programa de monitoramento e manejo de praias e dunas frontais. No litoral Centro-Sul, que inclui cidades e diversos balneários, ocorreram diversos problemas de erosão e numerosas obras de contenção foram realizadas, mas diversos problemas permanecem. Os problemas estão relacionados à variabilidade da costa e à ocupação da faixa dinâmica de praia e remoção das dunas frontais, que geraram déficit no balanço de sedimentos do sistema praia-duna e afetaram a manutenção do perfil de equilíbrio da praia. Para resolver os problemas sugere-se: (a) liberar a faixa dinâmica de praia para promover o restabelecimento da dinâmica natural do sistema praia-duna; (b) evitar as obras rígidas, sobretudo os esporões, que podem desestabilizar os arcos praiais, e as que possam alterar a forma de arrebentação das ondas em locais de surfe; (c) estabelecer programa de manejo das dunas frontais; (d) eliminar ou diminuir a descarga das drenagens pluviais na praia; (e) na praia de Guaratuba, estudar a viabilidade do manejo do estoque de areia de praia; (f) no Rio Matinhos, melhorar a sua navegabilidade e estabelecer um sistema de transposição de areia na sua foz; (g) entre Pontal do Sul e Ponta do Poço, definir primeiro o tipo de ocupação e depois o tipo de obra adequada ao uso escolhido.

ABSTRACT

The geological framework and physiographic characteristics of the coast of Paraná have favored the deposition of sediments during the Quaternary. The positive balance of sediments looks continue up to the present, as suggested by the predominance of accretion along 78% of the coast, between 2000 and 2015, attenuating eventual impacts as consequence of climate changes. The variations observed along the coast at the last six decades can be attributed to local natural dynamics or to anthropic interference. To analyze interactions and conflicts between natural dynamics and the land-use occupation, the coast of Paraná was divided in three sectors: northern coast, Ilha do Mel and central-southern coast. The northern coast is characterized by low occupation, large areas of environmental protections, small fishery villages and few erosional problems. The most significant interaction between natural dynamics and the occupation may occur at the village of Barra do Ararapira, after the opening of a new inlet, which may change the characteristics of the estuary and fishery related activities. To this sector it is suggested programs of monitoring the coast and estuary, enable to predict effects of the new inlet and the preparation of management plans to affected communities. Ilha do Mel is characterized by large coastal variability, environmental protection areas, intense touristic use and no permission of motorized vehicles. At the island occurs coastal erosion, contamination and erosion of hills and frontal dunes, suggesting the implantation of monitoring program and management of beaches and frontal dunes. At the central-southern coast, which includes cities and many resorts, many diversified erosional problems occurred and numerous civil engineering structures were built, but many problems stills going on. These problems are related to the variability of the coast and occupation of the dynamic beach fringe and to removal of frontal dunes, generating a sedimentary deficit balance at the beach-dune system, affecting the maintenance of the beach equilibrium profile. To solve the problems it suggests: (a) removal hazardous occupation on the beach fringe to promote restoration of the natural dynamics of beach-dune system; (b) avoid hard structures, mainly groins, which can destabilize beach arches, and even affect wave breaking type in surfing areas; (c) establish a management program to frontal dunes; (d) eliminate or minimize the pluvial drainage discharge to beaches; (e) at Guaratuba beach study the sand beach stock management viability ; (f) in Matinhos river improve better conditions of navigability and install a sand by-pass system at its mouth; (g) between Pontal do Sul and Ponta do Poço define the land use first and civil engineering structure after.

1. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

1.1 Localização

A região litorânea paranaense localiza-se entre a Serra do Mar e o Oceano Atlântico e entre o litoral paulista, ao norte, e catarinense, ao sul (Figura 1). O limite oeste da região litorânea, aqui considerado, 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. Definida deste modo, a região tem extensão de 6.600km² e abrange as bacias hidrográficas das baías de Paranaguá e Guaratuba, partes das do Rio Saí-Guaçu e do Mar do Ararapira e outras pequenas bacias (Figura 1).

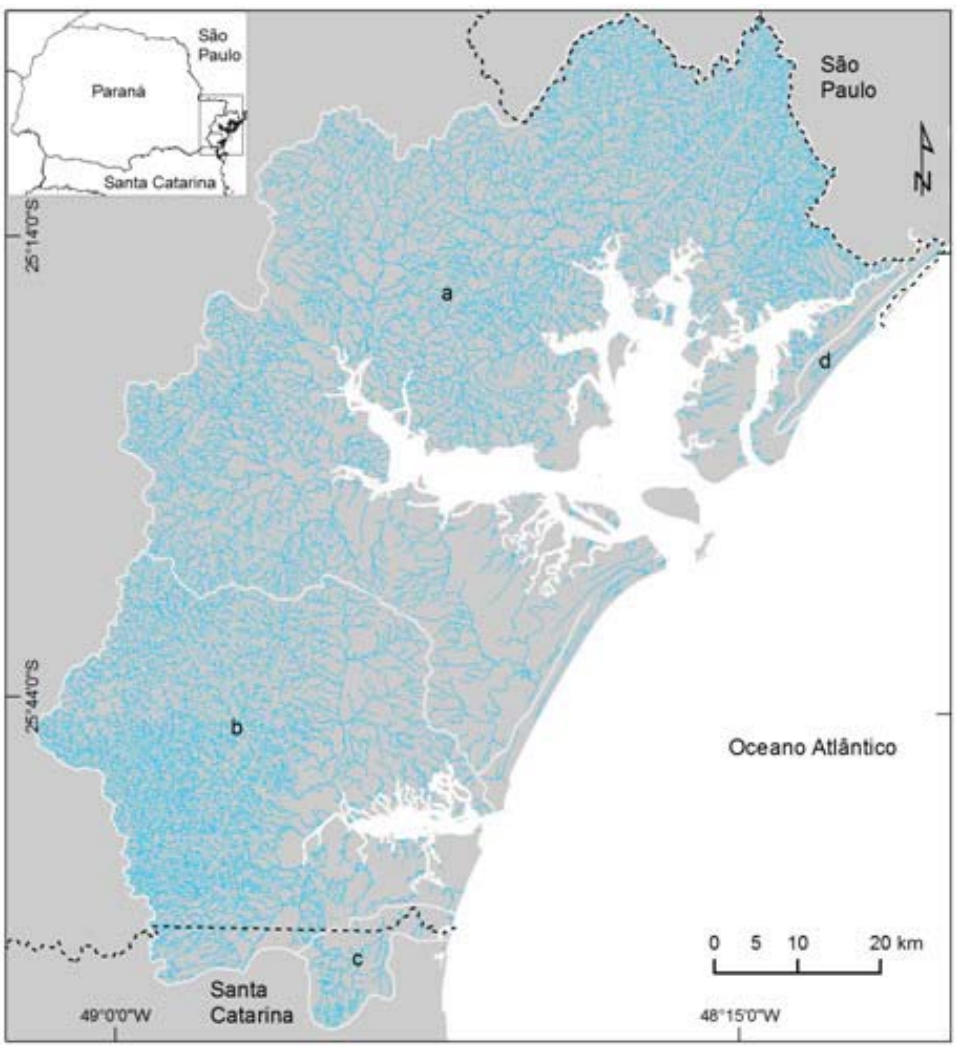


Figura 1
Limites e bacias hidrográficas e hidrografia do litoral paranaense. Limite interestadual (linha tracejada); divisor de águas (linha branca contínua); rios (linhas azuis). (a) Bacia de Paranaguá, (b) de Guaratuba, (c) do Saí-Guaçu e (d) do Mar do Ararapira.

A região inclui os municípios de Guaraqueçaba, Antonina, Morretes, Paranaguá, Pontal do Paraná, Matinhos e Guaratuba e parte dos municípios de Quatro Barras, Piraquara, São José dos Pinhais e Tijucas do Sul. As suas principais cidades são Paranaguá, Antonina, Guaraqueçaba e Morretes, cujo histórico de ocupação esteve associado às atividades portuárias na Baía de Paranaguá. As demais áreas urbanizadas situam-se no setor centro-sul, entre Pontal do Sul e a Barra do Saí, e constituem à denominada ocupação-linear-contínua da orla, cujas principais atividades estão associadas ao turismo (Deschamps & Kleinke 2000).

1.2 Fisiografia

No seu clássico trabalho de Geografia Física do Estado do Paraná, Maack (1968) considerou o 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), que tinham sido denominadas anteriormente de orla marinha e orla da serra por Loureiro Fernandes (1947). Já, quando se considera como limite da região o principal divisor de águas, esta inclui porções da Serra do Mar e do Primeiro Planalto Paranaense (Figura 3).

1.2.1 Planície litorânea

A planície litorânea ou planície costeira corresponde à orla marinha, de Loureiro Fernandes (1947) e à subzona das planícies litorâneas, de Maack (1968). Ela se estende desde o sopé da Serra do Mar até o oceano, tem comprimento de 90km, largura máxima de 55km e altitude geralmente inferior a 20m, que diminui em direção ao mar. A planície é recortada pelos complexos estuarinos de Paranaguá e Guaratuba, o que resulta em numerosas ilhas, algumas de grande extensão, tais como as ilhas das Peças, Rasa, do Mel, da Cotinga e Rasa da Cotinga (Figura 3). Ademais, em diversos locais sobressaem da planície morros e colinas isolados.

1.2.2 Serra do Mar

A Serra do Mar paranaense apresenta características distintas das de outros estados, pois não é apenas uma serra de borda de planalto ou de escarpa, mas também é constituída por serras que se elevam entre 400 e 900m acima do nível do planalto, alcançando altitudes entre 1.300 e 1.800m (Figura 3), originadas principalmente por erosão diferencial das rochas mais resistentes ao intemperismo,

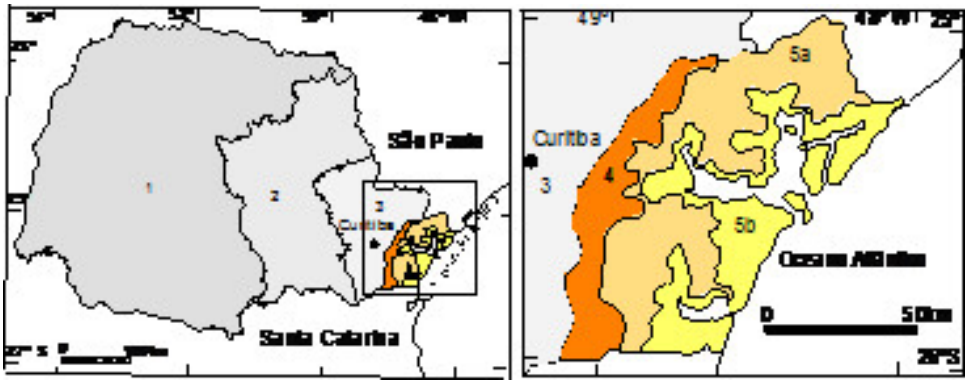


Figura 2
Regiões geográficas naturais do Estado do Paraná, segundo Maack (1968): (1) Terceiro Planalto; (2) Segundo Planalto; (3) Primeiro Planalto; (4) Serra do Mar e (5) Zona Litoral, composta pela (a) orla da serra e (b) orla marinha.

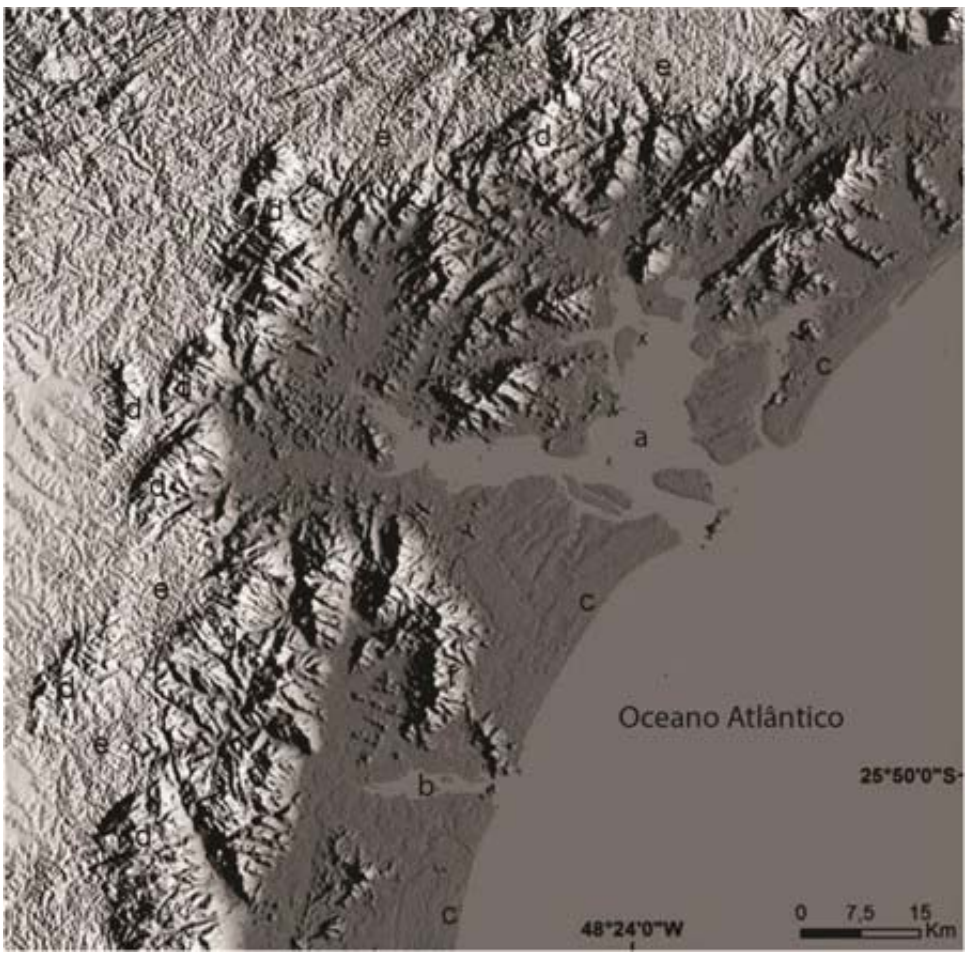


Figura 3
Fisiografia do litoral paranaense. Baías de Paranaguá (a) e Guaratuba (b), Planície costeira (c), núcleos da Serra do Mar que se elevam sobre a superfície do planalto (d), porções do Primeiro Planalto pertencentes à bacia hidrográfica do litoral (e), Serra da Prata (f).

tais como granitos e rochas efusivas e sedimentares da Formação Guaratubinha. Deste modo, as vertentes voltadas para o litoral são longas , com desníveis superiores a 1.000 m. A Serra da Prata, um braço da Serra do Mar, constitui o divisor de águas entre as bacias de Paranaguá e Guaratuba (Figura 3).

1.2.3 Primeiro planalto

Quando se considera o principal divisor de águas como limite da região litorânea, esta inclui setores da borda oriental do Primeiro Planalto Paranaense (Figura 3). Os rios destes setores, no passado, drenavam para as bacias dos rios Iguaçu e Ribeira e foram progressivamente capturados, devido ao alto potencial erosivo dos rios das bacias litorâneas (Angulo 1992b, 2004). Um caso de captura iminente foi observado, na bacia do Rio Iguaçu, onde um afluente de cabeceira da bacia hidrográfica de Guaratuba, atingiu a planície aluvial de um afluente do Rio Iguaçu, onde em épocas de fluxo normal, as águas drenam para a bacia do Rio Iguaçu; mas quando o rio transborda, parte das águas flui para a bacia litorânea, o que poderia resultar na migração de espécies de água doce da bacia do Rio Iguaçu, para a de Guaratuba (Angulo 1992b, 2004). Como consequência das capturas, a antiga superfície do planalto, se encontra em diversos estágios de dissecação, o que gerou relevos mais ou menos ondulados, de acordo com a intensidade do processo erosivo (Angulo 1992b, 2004).

1.3 Geologia

Com relação às bacias mesozoico-cenozoicas da margem continental brasileira, o litoral do Paraná se localiza na borda da bacia de Santos (Almeida 1976) e no Graben de Paranaguá, que faz parte do Rifte Cenozoico Litorâneo, do sudeste do Brasil (Zalán & Oliveira 2005), onde ocorrem falhas, provavelmente do Pleistoceno Superior – Holoceno, que podem estar ativas, como sugerem os registros históricos de sismos na região (Santos 1850). Na região litorânea ocorrem dois domínios geológicos principais: o das rochas do embasamento, ou escudo, e o da cobertura sedimentar cenozoica.

1.3.1 Escudo

As rochas do embasamento cristalino são principalmente granulitos, gnaisses, migmatitos, granitos correspondentes ao bloco costeiro, cujas idades vão do Arqueano ao Cambriano (Mineropar 1989). Também ocorrem vulcanitos e rochas sedimentares do Cambriano, e intrusivas básicas do Mesozoico, que ocorrem sob a forma de um enxame de diques (Mineropar 1989).

1.3.2 Cobertura sedimentar cenozóica

A cobertura cenozoica é constituída, por sedimentos continentais e costeiros. Dentre os continentais, destacam-se os sedimentos associados a encostas, tais como leques, tálus, colúvios e sedimentos fluviais (Angulo 1992b, 2004), entre os quais se incluem duas unidades que receberam denominação estratigráfica formal: a Formação Alexandra (Bigarella *et al.* 1959b, Lima & Angulo 1990, Angulo 1995) e a Formação Iquererim (Bigarella *et al.* 1961a). Os sedimentos costeiros pertencem a dois tipos principais: o de planície costeira com cordões litorâneos, e o estuarino, representados por depósitos quaternários, formados durante períodos em que o mar tinha níveis relativos mais altos que o atual, e por depósitos atuais, correspondentes a praias, planícies-de-maré, deltas-de-maré e dunas frontais (Angulo 1992b, 2004).

As planícies costeiras com cordões litorâneos são uma das feições mais marcantes do litoral brasileiro e no litoral paranaense se estendem ao longo de toda sua costa. A sua origem está associada às variações do nível do mar durante o Quaternário. Os cordões litorâneos são feições relacionadas a antigas linhas de praia. Os depósitos que constituem estas planícies são areias finas e muito finas, moderada a muito bem selecionadas (Bigarella *et al.* 1978, Tessler & Suguio 1987, Angulo 1992a,b), às vezes com finos de origem epigenética (Angulo 1992a,b). As planícies são de origem principalmente regressiva e correspondem a eventos transgressivo-regressivos, do Pleistoceno Superior e do Holoceno (Martin *et al.* 1988, Angulo 1992b, Lessa *et al.* 2000, Souza 2005, Angulo *et al.* 2009a).

As planícies paleoestuarinas são áreas planas com altitude inferior a 7m, constituídas por areias com teores variáveis de silte e argila (Angulo 1992a,b), às vezes, com abundantes conchas, principalmente de *Anomalocardia brasiliana* (Bigarella 1946, 1950/51, Angulo 1992b, Angulo & Absher 1992 e Souza 2005), e idade inferior a 6.000 anos (Bigarella 1971, Bigarella & Becker 1975, Martin *et al.* 1988, Angulo *et al.* 2002b). No litoral norte, também ocorrem sedimentos paleoestuarinos, contendo troncos e detritos vegetais que foram atribuídos ao período de mar alto que ocorreu durante o último interglacial, no Pleistoceno, há 120.000 anos (Angulo *et al.* 2002b).

As planícies-de-maré no Paraná têm extensão em torno de 373km^2 e sua maior parte é recoberta pela vegetação de mangue com três espécies características – *Laguncularia racemosa*, *Rhizophora mangle* e *Avicennia shaueriana*. Na parte inferior das planícies podem ocorrer marismas, com *Spartina alterniflora* e bancos não vegetados e na parte superior a zona de *Cladium jamaicense* (Angulo 1990, 2004, Angulo & Müller 1990). Nas partes mais internas dos estuários, onde existe importante aporte fluvial, que impede ou dificulta a intrusão salina, o manguezal apresenta, ademais de suas espécies características, *Acrostichum aureum* e

Hibiscus tiliaceus, e em outros casos 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, podem conter grânulos e seixos e, geralmente, apresentam altos teores de matéria orgânica (Bigarella 1946, Martin *et al.* 1988, Lana & Guiss 1991, Angulo 1992b, 2004).

Os fundos rasos localizam-se no interior dos estuários, em profundidades inferiores a 2m e podem ficar emersos durante as maiores baixa-mares. Formam-se principalmente nas áreas de sombra das correntes de maré vazante. No 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 7km (Angulo 1992b, 2004, Figura 4).

Os bancos arenosos, que ocorrem associadas às desembocaduras das baías de Guaratuba e Paranaguá, do Canal do Superagüi e do Mar do Ararapira, no litoral do Estado do Paraná, correspondem a deltas-de-maré (Angulo 1992b, 1999, Figura 4). Os deltas-de-maré de vazante são mais desenvolvidos que os de enchente e segundo os modelos propostos por Oertel (1975), os das baías de Paranaguá e Guaratuba e do Canal do Superagüi correspondem a deltas dominados por marés e o do Mar do Ararapira a delta dominado por ondas (Angulo 1999).

Os depósitos eólicos que ocorrem no litoral paranaense correspondem a cordões dunares costeiros desenvolvidos e incipientes, que se formaram a partir de dunas frontais com o auxílio efetivo da vegetação (Angulo 1993b). Os cordões desenvolvidos têm largura entre 20 e 250m, comprimento de até 15km e altura frequente entre 3 e 5m sobre o nível da planície, exceto o que ocorre na Ilha do Mel, entre os morros Bento Alves e do Meio, que atinge 25m (Angulo 1993b, Figura 4). Os cordões incipientes têm altura inferior a 3m, e, às vezes, são formados pela coalescência de pequenas dunas linguóides ou dômicas. Os cordões são constituídos por areia fina bem selecionada e com assimetria predominantemente negativa (Bigarella *et al.* 1969a,b). Eles formaram-se no Holoceno médio a tardio, com exceção do que ocorre entre os morros Bento Alves e do Meio, na Ilha do Mel, que se formou no final do Pleistoceno e início do Holoceno (Angulo 1993b, Cano *et al.* 2013). Entre os cordões ocorrem depressões rasas, estreitas e alongadas, de dezenas de metros de largura e comprimento de até 13km, que se constituem em terrenos alagados, com vegetação principalmente de *Cladium jamaicensis* e *Scirpus giganteus* (Klein 1975), às vezes associadas a pequenas lagoas e cursos fluviais, e contêm sedimentos arenosos com restos vegetais e matéria orgânica.



Figura 4
Características fisiográficas e dinâmicas da costa paranaense (Modificado de Angulo 1993a e Angulo & Araújo 1996). Costa de desembocadura (linha contínua colorida) e oceânica (linha tracejada colorida); estável (verde), moderadamente instável (rosa) e instável (laranja). Costa estuarina (linha contínua preta); fundos rasos e bancos de arrebentação dos deltas-de-mare (áreas amarelas) e limite interestadual (linha tracejada preta).

2. PRAIAS

As praias oceânicas paranaenses se estendem por 126km, desde a Barra do Ararapira, ao norte, até a Barra do Saí, ao sul, sua continuidade é interrompida por pontais rochosos e desembocaduras de baías (Figura 4) e são constituídas por areias quartzosas finas a médias, bem selecionadas, com teores variáveis de carbonato biodetrítico e de minerais pesados (Bigarella *et al.* 1966, 1969a, 1970/71, Angulo *et al.* 1996, 2016, Paranhos Filho 1996, Mihály 1997, Giannini *et al.* 2004). A predominância de areia fina influencia o seu comportamento morfodinâmico, do que resulta que a maioria apresenta estágio morfodinâmico intermediário, mas também ocorrem os extremos dissipativo e refletivo. Este último ocorre apenas

em praias próximas às desembocaduras, onde as ondas oceânicas sofrem forte diminuição da sua energia.

Num estudo do morfodinamismo na praia do Balneário Atami, localizado no setor norte do arco praial Pontal do Sul-Matinhos (Figura 4), estágios intermediários ocorreram na primavera e no verão, com predomínio de processos construtivos e formação de bancos na zona de surfe; e estágios dissipativos no outono e inverno, quando predominaram períodos erosivos e os bancos submersos foram destruídos (Soares *et al.* 1996). Este comportamento provavelmente ocorre nas restantes praias oceânicas do litoral paranaense, com características morfodinâmicas e sedimentares similares. No setor central deste mesmo arco praial foi verificado que após eventos de alta energia ocorria erosão na parte subaérea da praia e acresção na parte submersa, porém com balanço positivo, quando se considerava todo o perfil (Quadros 2002, Quadros *et al.* 2009).

3. AGENTES E PROCESSOS COSTEIROS

3.1 Clima

O clima da planície costeira paranaense, na classificação de Köeppen, é do tipo Cfa, subtropical úmido mesotérmico com verão quente. O mesmo tipo climático ocorre na Serra do Mar até 700m de altitude, a partir da qual passa para tipo Cfb, subtropical úmido mesotérmico com verão fresco (Ipardes 1990, 1991). A temperatura média anual na planície costeira varia entre 20,8º C e 22º C, caindo até 13,1º 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. Desta forma, o clima local é controlado pelo deslocamento do giro anticiclônico semipermanente no Atlântico Sul e pela passagem de massas polares frias durante o inverno. As frentes frias são os principais distúrbios atmosféricos, que geram ventos dos quadrantes sul e sudeste, e que frequentemente ocasionam marés meteorológicas e agitação marinha. No inverno, quando as condições de frontogênese são mais frequentes, os avanços da Frente Polar Atlântica são mais vigorosos e atingem latitudes de 8º S a 10º S. Na primavera, suas incursões abrangem 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 pela ação dos sistemas intertropicais, que são bastante ativos nesta época, e a fazem regredir (Iapar 1978).

A Serra do Mar age como barreira em relação à passagem das frentes frias, causa a concentração de frentes estacionárias, na região dos complexos estuarinos de Paranaguá e Guaratuba (Lana *et al.* 2000), e gera chuvas orográficas. Devido a este fenômeno, a costa paranaense tem o maior índice pluviométrico do sul do Brasil (Labraga *et al.* 2000), com média anual de 2.363mm, entre 1997 e 2003, sem período seco durante o ano (Vanhoni & Mendonça 2008). As chuvas são bem distribuídas ao longo do ano, com maior concentração no verão e menor no inverno, e estão associadas aos movimentos da Massa Tropical Atlântica. A chuva na região também é influenciada por fenômenos externos, tais como o El Niño (Vanhoni & Mendonça 2008).

A dinâmica dos ventos, no litoral paranaense, é definida pelo Anticiclone do Atlântico Sul e pelo Anticiclone Migratório Polar, na sua ação sobre o Ramo Atlântico da Massa Polar (Bigarella *et al.* 1978). Os ventos dominantes são provindos dos quadrantes leste, sudeste e sul em 56% do tempo, e ventos do nordeste em menos de 10%. Estas direções representam também os ventos mais fortes (≥7,4m/s) (Fomin & Dourado 2014), os quais podem atingir 25m/s quando da passagem de frentes frias vindas de sudeste (Cazal *et al.* 2011).

Os eventos de alta energia que agem sobre a costa são os maiores agentes moduladores das praias arenosas e estão associados aos ciclones extratropicais (Diniz & Kousky 2004). Os ciclones formados na costa sul e sudeste brasileira possuem tempo de vida médio de três dias, se movem com velocidades em torno de 9m/s para leste ou sul e podem percorrer distâncias superiores a 2.700km (Reboita 2008). O sistema de brisa na região é relevante e pode alcançar velocidades de até 2m/s nos meses de novembro a março (Camargo 1998).

3.2 Ondas e marés

Na costa paranaense, as marés são mistas semiduras com desigualdades diurnas e interações de cooscilações não lineares. O complexo estuarino de Paranaguá é um estuário hipersíncrono, onde o efeito de convergência excede o de atrito, o que resulta na amplificação na variação da maré em direção à cabeceira (Mantovanelli 1999). Esta amplificação é controlada por ressonância, que depende da frequência de oscilação da onda de maré e do comprimento do estuário (Camargo 1998). As marés de sizígia atingem 1,5m, próximo à costa, e as ondas de marés propagam-se dentro dos estuários como uma onda progressiva, atingindo 2,2m na parte mais

interna do complexo estuarino, passando de regime de micromarés para mesomarés (Marone & Jamiyanaa 1997).

As componentes mais importantes da maré astronômica são as semidiurnas M2 e S2, representando cerca de 50% da altura da maré. As componentes ter-diurna (M3), quarto diurna (M4) e as compostas, não lineares ou de pequeno fundo (MN4 e MS4), apresentam grande importância no comportamento da onda de maré, em termos de elevação e velocidade de correntes (Camargo 1998, Marone & Jamiyanaa 1997). Durante as marés meteorológicas, o nível das águas pode atingir 80cm acima do das marés astronômicas (Marone & Camargo 1994).

Os sistemas de propagação de ondas no litoral sul estão vinculados a seus centros de geração em áreas oceânicas distantes, independentes das direções dos ventos locais. Os sistemas mais importantes para a geração de eventos de onda de alta energia são os ciclones subtropicais seguidos das passagens de frentes frias atmosféricas.

Os eventos de grande energia e com capacidade de transformação da costa estão relacionados à intensificação de forçantes como os ventos de sul-sudeste, o aumento do nível do mar e as ondas, os quais também intensificam as correntes costeiras. A ocorrência simultânea destes fatores potencializa os processos de erosão costeira. Na profundidade de 18m a altura significativa de ondas média é de 1,6m, com máximo de 4,8m e o período de pico médio da onda é de 8,4s, com máximo de 17,8s (Nemes 2011).

Na costa paranaense as maiores ondulações ou marulhos (swell) ocorrem no outono, quando ondas de vento ou vagas perfazem 65% do tempo. A frequência das ondulações com período de pico médio da onda ≥10s é de 36% (Nemes 2011). Medições realizadas entre julho de 2009 a junho de 2010 indicam quatro direções de propagação das ondas predominantes: sul-sudeste (28%), sudeste (25%), sul (21%) e leste-sudeste (16%) (Nemes & Marone 2013).

3.3 Correntes Litorâneas

No complexo estuarino de Paranaguá as correntes de vazante são, em média, 10 a 15% mais intensas que 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 (Noernberg *et al.* 2007). No canal da Galheta, acesso ao Porto de Paranaguá, a 3,5km ao largo da Ilha da Galheta (Figura 4), foram observados valores de correntes de vazante máximos de 95,6cm/s na superfície e 81,3cm/s no fundo, e valores

máximos de correntes de enchente de 75,2cm/s na superfície e 60,8cm/s no fundo (Noernberg *et al.* 2007).

A capacidade destas correntes em transportar sedimentos de fundo está mais relacionada à ocorrência de eventos de alta energia que ao movimento das marés astronômicas. Na parte externa do Canal da Galheta, o transporte de sedimentos ocorre ao longo do canal, influenciado pelas correntes de maré de sizígia, que têm capacidade de transportar sedimentos de fundo. Durante eventos de alta energia o transporte de sedimentos também ocorre paralelamente à costa, devido à intensificação das correntes de deriva litorânea (Noernberg *et al.* 2007). O predomínio de ondas de sul e sudeste gera deriva litorânea liquida para norte, que pode ser observada na orientação das fozes dos rios e córregos nas praias, e na morfologia dos deltas-de-maré vazante (Angulo 1992b).

Em águas rasas, na isóbata 10 m, no setor norte do arco praial Pontal do Sul – Matinhos, a 2km da costa, as correntes longitudinais são dominadas por oscilações de baixa frequência, seguidas pelas de alta frequência (marés) com fluxos predominantes para norte, reforçadas pela componente longitudinal do vento, com corrente costeira de fundo máxima de 54,2cm/s (Noernberg & Alberti 2014).

3.4 Transporte residual de sedimentos

Na parte externa do canal da Galheta, o transporte de sedimentos de fundo, causado por correntes de maré, ocorre tanto no sentido estuário adentro como estuário afora, sendo esta última mais intensa do que a primeira (Noernberg *et al.* 2007). Ocorre também o transporte longitudinal à linha de costa, associado ao aumento de energia das ondas, preferencialmente para norte (Noernberg *et al.* 2007).

Na zona de arrebentação, no sul da desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá, no Balneário Atami, as correntes seguem padrões complexos, sendo provavelmente um comportamento comum no litoral paranaense (Martins 2002). As correntes próximas ao fundo, na zona imediatamente após a arrebentação, após um ciclo de maré, apresentaram componentes residuais indicando deriva tanto para o norte quanto para sul, com valores máximos médios de pouco mais de 30cm/s, mantendo-se ao redor de 20 cm/s na maior parte do tempo (Martins 2002). Todavia, nesse balneário, o transporte de material particulado em suspensão próximo à zona de arrebentação pode ser causado tanto pela ação das ondas como pelas correntes de marés associadas aos processos do estuário adjacente. A plataforma rasa entre Pontal do Sul e Praia de Leste (Figura 4), também possui este padrão complexo, com valores das correntes da mesma ordem de grandeza, com velocidades máximas entre 42 e 26cm/s, e com grande homogeneidade na

coluna d'água, mas com heterogeneidades horizontais e áreas com fluxo predominante para sul e outras para norte (Veiga *et al.* 2002). Correntes com esses valores são capazes de transportar sedimentos por tração. Por exemplo, correntes com velocidades a partir de 16cm/s podem transportar sedimentos com diâmetro médio de 0,16mm. Destaca-se que os valores mencionados correspondem a 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.

Dentro dos estuários, as marés são as principais forçantes dos processos e mecanismos de controle de fluxo e de transporte de material, e a dinâmica exibe dependência sazonal: a maré é dominante durante a estação menos chuvosa, enquanto que o escoamento da água doce e as marés dominam, em conjunto, durante a estação chuvosa. Dependendo da intensidade da mistura turbulenta, a circulação residual é controlada tanto pela assimetria das correntes quanto pela circulação gravitacional. Assimetrias das marés normalmente produzem correntes mais fortes durante as fases de vazante, promovendo a geração de vórtices e contribuindo para os processos de mistura, impulsionado principalmente pela forçante de maré. Este padrão de mistura é reforçado pelo aumento do escoamento dos rios devido à advecção horizontal de água que está confinada dentro dos canais estuarinos estreitos, especialmente durante a estação chuvosa. As interações da morfologia estuarina com a dinâmica das águas exibem efeitos não-lineares complexos e também têm fortes efeitos sobre os processos de fluxo e transporte de material. A variabilidade intramarés da profundidade e a espessura da picnoclina é resultado das tensões de corte das correntes durante a vazante. A variabilidade intramarés na estratificação indica a importância da oscilação das marés durante os períodos em que os estuários permanecem parcial ou altamente estratificados. As marés de quadratura são ineficazes na promoção da mistura vertical, levando a estratificações fracas. Uma quase homogeneidade vertical é observada durante as marés de sizígia e nas estações menos chuvosas. Durante a estação chuvosa, os perfis apresentam forma de cunha salina nas marés de quadratura, e estratificação fraca em marés de sizígia. O máximo de turbidez nos estuários aumenta com o aumento da velocidade das correntes, cuja feição desloca-se para jusante durante os períodos de alta descarga dos rios.

A camada interna de mistura e a camada limite turbulenta inferior variam de acordo com a estratificação, e suas principais forçantes são a amplitude de maré, o fluxo dos rios e os ventos. A turbulência em ambas as camadas é geralmente mais elevada durante as marés de sizígia, e menor quando a coluna de água é mais estratificada, com uma exceção na camada interna de mistura, onde um aumento de turbulência é observado em locais onde há mudança brusca na profundidade do canal e/ou na largura, e é maior nos momentos de máxima estratificação e entradas de água doce (Orton & Visbeck 2009).

4. TIPOS DE COSTAS

4.1 Classificação geológica

Considerando as suas características geológicas, a costa paranaense pode ser classificada em rochosa e sedimentar. A costa rochosa se constitui quando as águas costeiras estão em contato com as rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos e diques de diabásio, formando costões (Figura 5). A sua extensão é de 137km (Angulo & Araújo 1996). A costa sedimentar ocorre quando as águas costeiras estão em contato com as diversas unidades sedimentares que compõem a planície costeira. A sua extensão é de 1.346km. Associados a estes tipos de costa ocorrem 126km de praias e 1.198km de planícies-de-maré (Angulo & Araújo 1996). Assim, considerando as relações de contato entre as unidades que definem a linha de costa, tais como entre costas rochosas ou sedimentares e praias, planícies de maré ou corpos d'água, foram identificados seis tipos de costa (Angulo *et al.* 2002a, Figura 6).

4.2 Classificação fisiográfica e dinâmica

Considerando as características fisiográficas e dinâmicas, a costa paranaense pode ser classificada em três tipos principais: (a) oceânicas ou de mar aberto, (b) estuarinas ou protegidas e, fazendo a ligação entre elas, (c) as de desembocaduras de estuários e complexos estuarinos (Angulo & Araújo 1996, Figura 4). As costas oceânicas são voltadas para mar aberto e sua dinâmica é dominada por ondas e correntes geradas por ondas. Já, as estuarinas ocorrem na parte interna dos estuários e sua dinâmica é dominada pelas marés. Finalmente, as costas de desembocaduras ocorrem tanto orientadas para o interior do estuário como para o mar aberto e sua dinâmica se caracteriza pela interação das ondas e as marés e



Figura 5
Costa rochosa, na Ponta do Joaquim, na Ilha do Mel. Foto: Lecost-UFPR

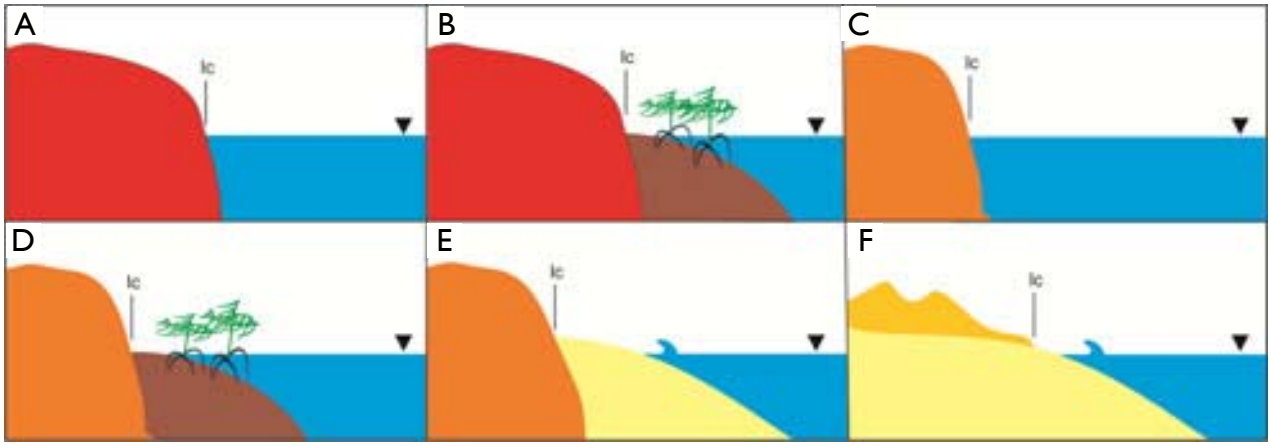


Figura 6
Tipos de costa de acordo com as relações de contato entre as unidades, que definem a linha de costa (modificado de Angulo *et al.* 2002a). Costa rochosa em contato com: (a) corpo aquoso ou (b) planície-de-maré; costa sedimentar com terraço em contato com: (c) corpo aquoso, (d) planície-de-maré ou (e) praia e, (f) sedimentar com duna frontal em contato com praia. (lc) linha de costa.

as correntes por elas geradas e são fortemente influenciadas pelos bancos de areia que formam os deltas-de-maré, conhecidos como barras. Cabe destacar que, devido a suas características fisiográficas e dinâmicas, as costas paranaenses apresentam diversificado grau de variabilidade espacial e temporal e, ademais, que seus limites podem ser transicionais.

As costas oceânicas, sem influência direta das desembocaduras, têm 61km de comprimento, as de desembocaduras, com influência dos deltas-de maré, 105km, e as estuarinas, 1.317km. Deste modo, a costa paranaense é considerada a segunda menor do Brasil, quando utilizado o critério de distância entre o seu limite norte e sul, que é inferior a 90km, porém tem extensão de 1.483km, quando se considera a costa estuarina.

4.2.1 Variabilidade da costa

A variabilidade da costa pode ser analisada em diversas escalas espaciais e temporais. Considerando os últimos 6.000 anos antes do presente, o litoral paranaense é caracterizado por uma costa progradante, com barreiras de até 9km de largura, e que foram originadas pelo ao acúmulo de sedimentos, favorecido pela morfologia antecedente, o alto aporte e a descida do nível do mar após o máximo eustático do Holoceno. O aumento da largura destas barreiras holocênicas, a partir do litoral norte catarinense, em direção ao do Paraná, indica que este último tem sido receptor de sedimentos ao longo do período, o que foi favorecido pela deriva litorânea predominante de sul para norte e pela configuração côncava da costa (Lessa *et al.* 2000). Assim, a herança geológica 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 6.000 anos antes do presente. Ademais, é provável, que este processo continue até o presente. Outra escala de análise da

variabilidade costeira é a secular-decadal. Nesta escala, por exemplo, entre as décadas de 1950 e 1980, foram verificadas variações de centenas e até milhares de metros da linha de costa paranaense (Angulo & Andrade 1981, 1982 e Angulo 1993c), que foram atribuídas à dinâmica natural das desembocaduras dos estuários e das feições a elas associadas, principalmente os deltas-de-maré vazante (Angulo 1999). Utilizando estas variações foi proposta a classificação da costa paranaense em: estáveis, moderadamente instáveis e instáveis (Angulo 1993a). As 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 4). Em geral, as costas oceânicas sem influência direta das desembocaduras correspondem às costas estáveis e as associadas às desembocaduras às instáveis e moderadamente instáveis. Outras escalas de análise são as interanuais, sazonais e de eventos de dias ou horas. Fenômenos interanuais, tais como El Niño e La Niña, podem originar intensos processos de erosão e sedimentação, pois modificam o padrão de ventos e consequentemente o estado de agitação do mar, tais como os observados nas praias próximas à desembocadura da Baía de Paranaguá (Noernberg & Marone 2003) e no litoral norte catarinense (Souza & Angulo 2003). As mudanças sazonais e de eventos referem-se principalmente as adaptações do perfil praial às mudanças do regime de ondas. Assim, um dos grandes desafios para compreender as causas dos processos de erosão e acresção na costa é discriminar quais as escalas espaciais e temporais em que eles ocorrem.

4.2.2 Costas estuarinas

As costas estuarinas paranaenses ocorrem no interior dos complexos estuarinos do Mar do Ararapira, Baía dos Pinheiros-Canal do Superagüi, Baía de Paranaguá e Baía de Guaratuba e se caracterizam pelas extensas planícies-de-maré, recobertas por vegetação característica, principalmente, de mangue (Figura 7). Em alguns setores, onde as ondas possuem energia suficiente para remover os sedimentos finos, desenvolvem-se praias arenosas (Figura 8). Em outros setores, em margens côncavas de canais de maré, ocorrem falésias, de até 10 m de altura, formadas pela ação erosiva das correntes de maré sobre a os sedimentos da planície costeira (Figura 9). Em geral, as costas estuarinas são estáveis em escala decadal, porém, podem ocorrer intensos processos de progradação nos deltas de cabeceira dos estuários (Figura 10), e de erosão nas margens côncavas de canais de maré (Figura 9).



Figura 7
Costa estuarina na Baía de Guaratuba caracterizada por manguezais e bancos não vegetados. Foto: Lecost-UFPR



Figura 8
Praia do Pasto, localizada no interior do complexo estuarino de Paranaguá. Para localização ver figura 4. Foto: Carlos Alberto Borzone, CEM-UFPR



Figura 9
Falésia em margem côncava do Rio Guaraguaçu, na Baía de Paranaguá, resultante da erosão da planície costeira pelas correntes de maré. A sustentação da falésia é favorecida pela coesão das areias cimentadas por matéria orgânica epigenética, que constituem o material conhecido localmente como piçarra. Foto: Lecost-UFPR



Figura 10
Delta de cabeceira do Rio Cubatão, na Baía de Guaratuba, onde ocorre progradação. Foto: Lecost-UFPR



Figura 11
Dunas frontais no Balneário Jardim São Pedro, Praia de Leste (Bigarella *et al.* 1970/71), que foram destruídas durante o processo de ocupação.



Figura 12
Dunas frontais na Praia Deserta, no Superagüi. Foto: Lecost-UFPR

4.2.3 Costa Oceânica

A costa oceânica paranaense tem orientação nordeste-sudoeste e se caracteriza por amplos arcos praiais e poucos costões rochosos. Ela possui praias arenosas, geralmente, com dunas frontais associadas, de até 7m de altura (Figuras 11 e 12) e ocorre nos arcos praias: (a) da Praia Deserta, (b) Pontal do Sul – Matinhos, (c) Matinhos-Caiobá, (d) Praia de Guaratuba e (e) Praia de Brejatuba (Figuras 4 e 13).

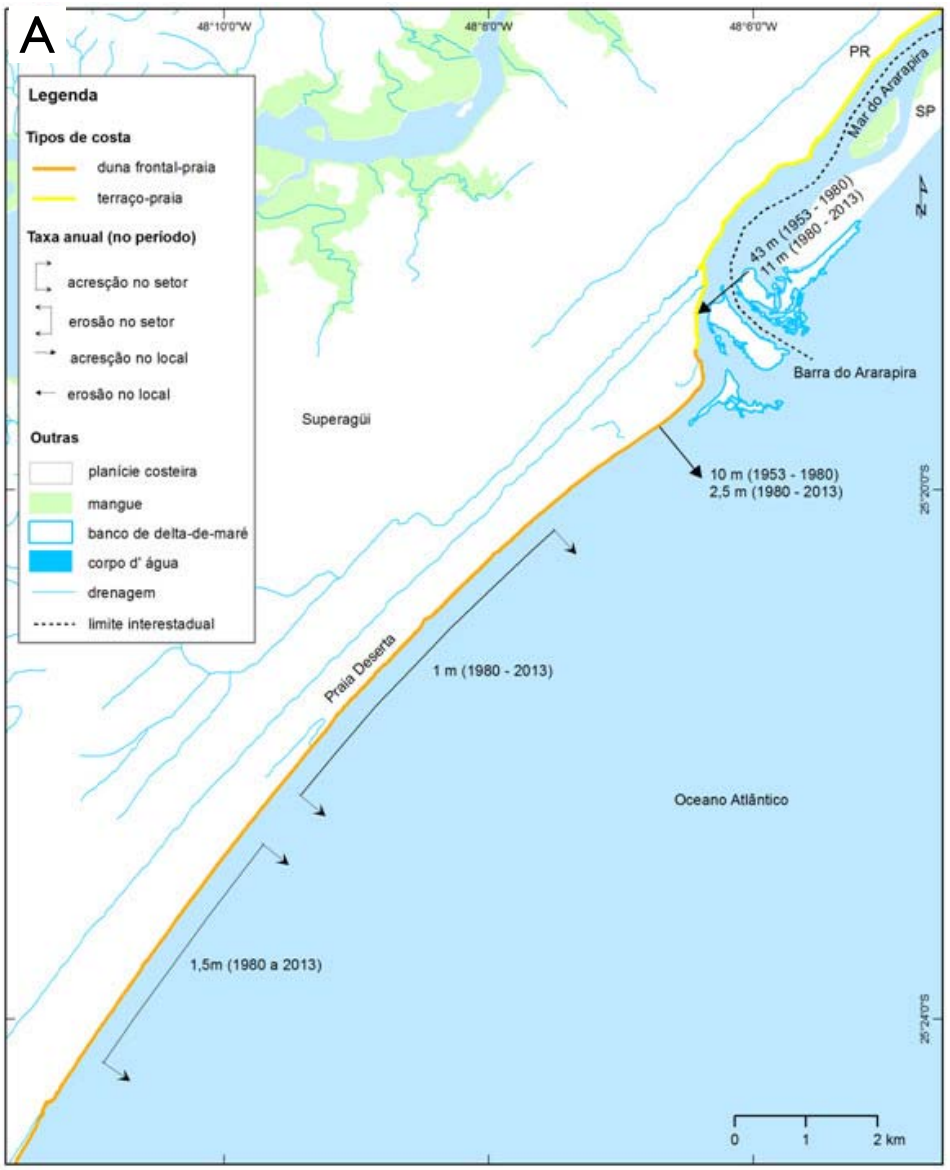


Figura 13 A
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

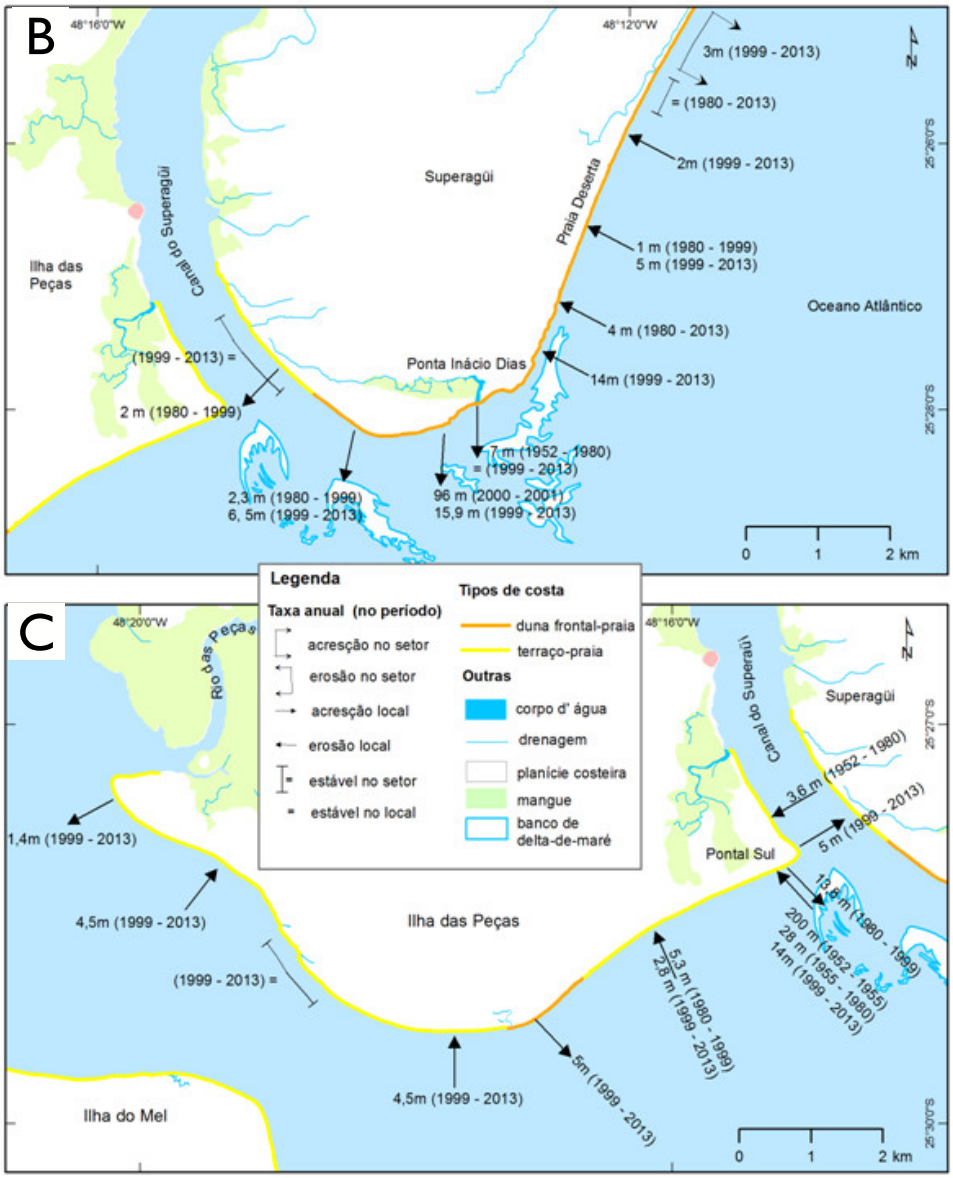


Figura 13 B
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

Figura 13 C
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

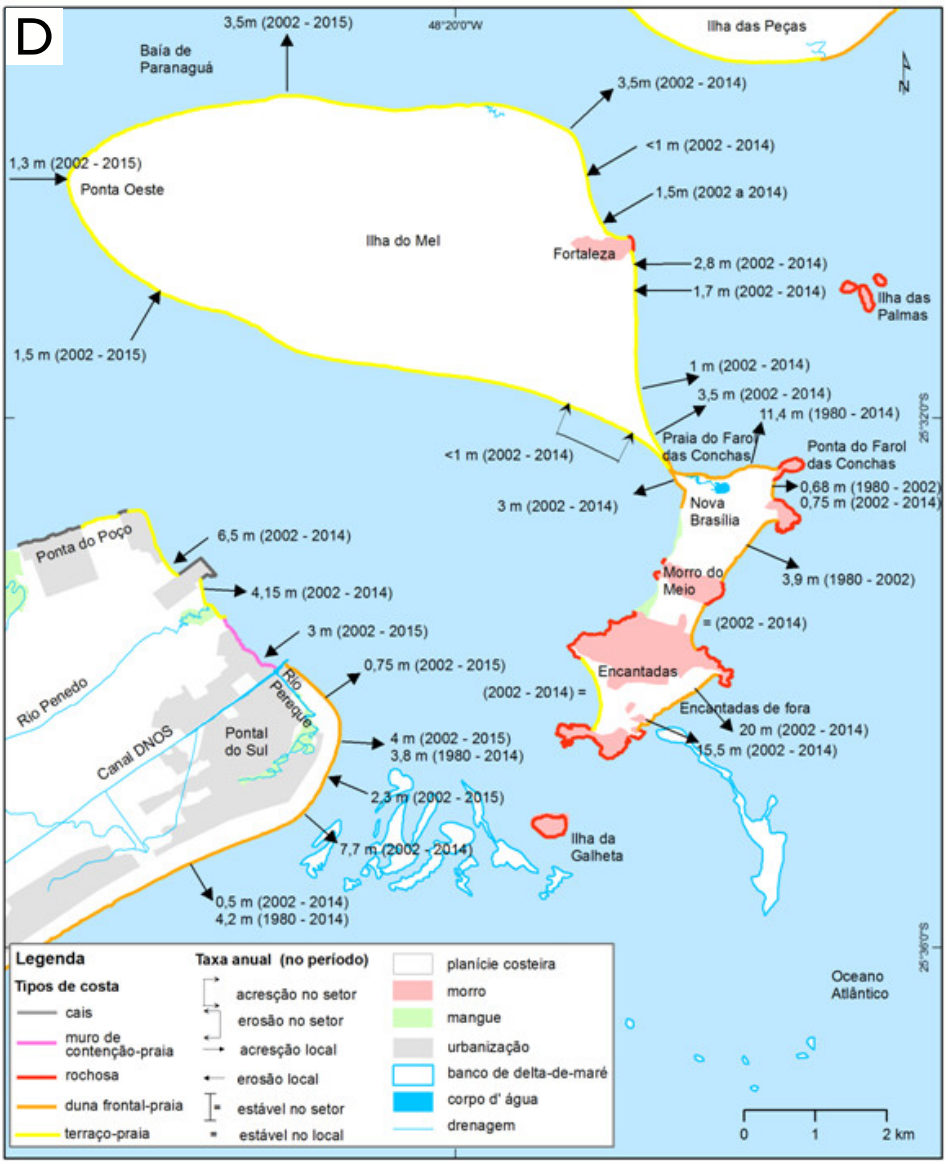


Figura 13 D
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

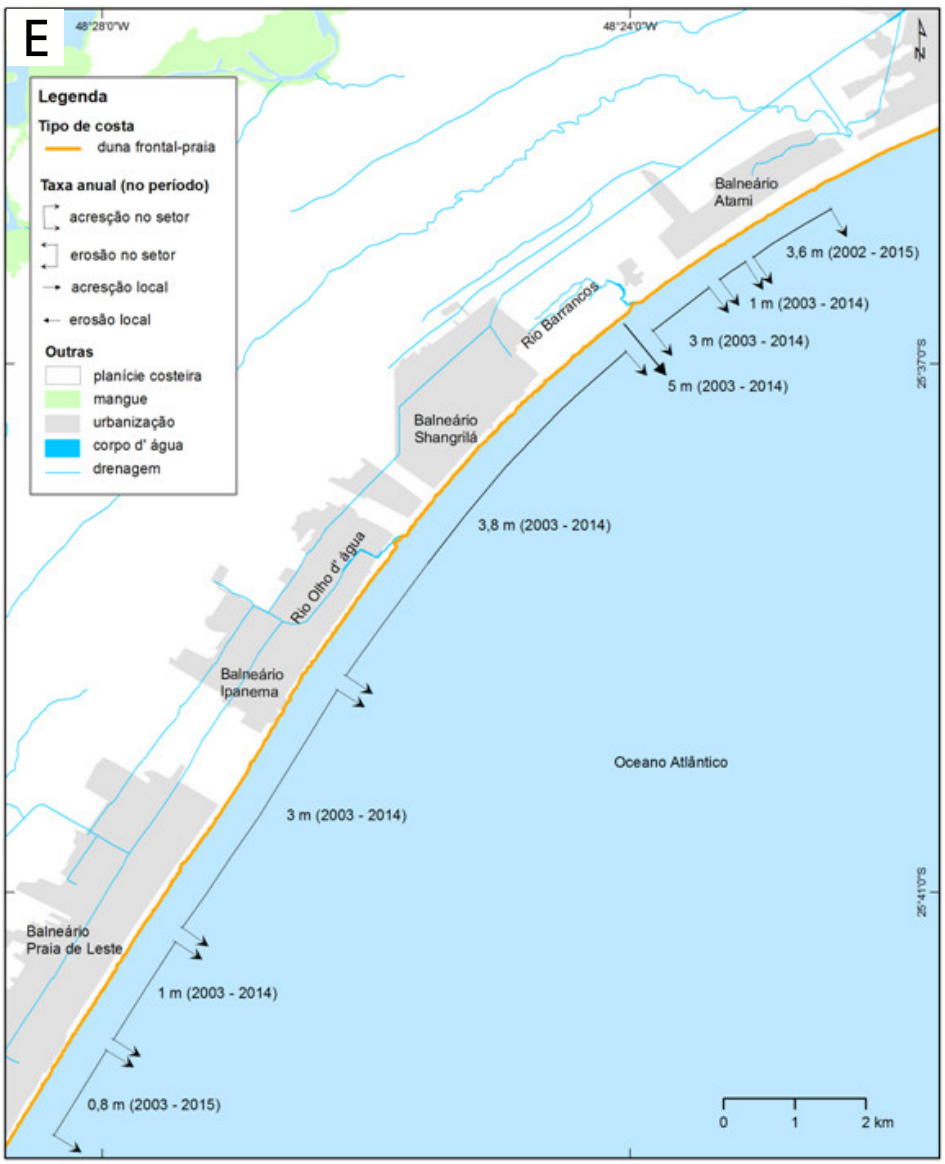


Figura 13 E
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

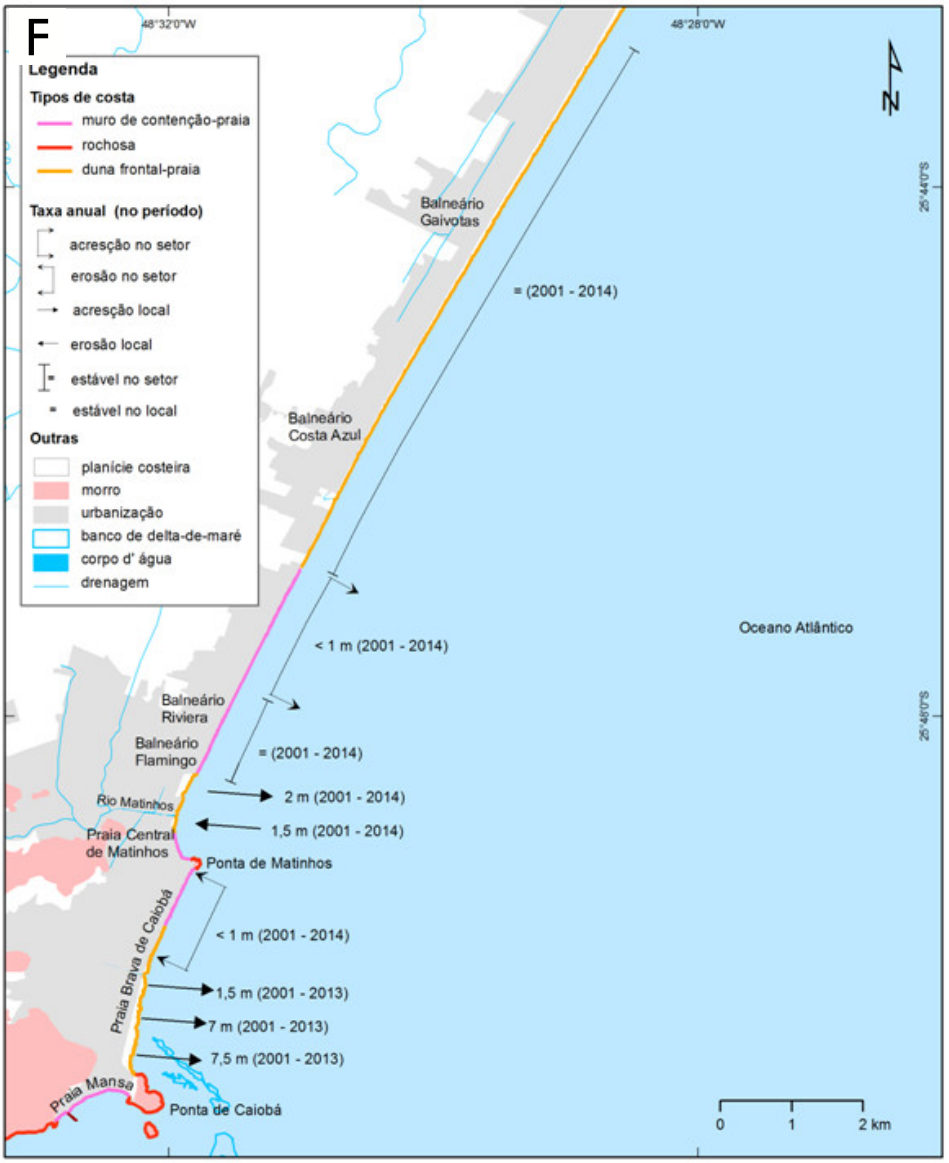


Figura 13 F
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

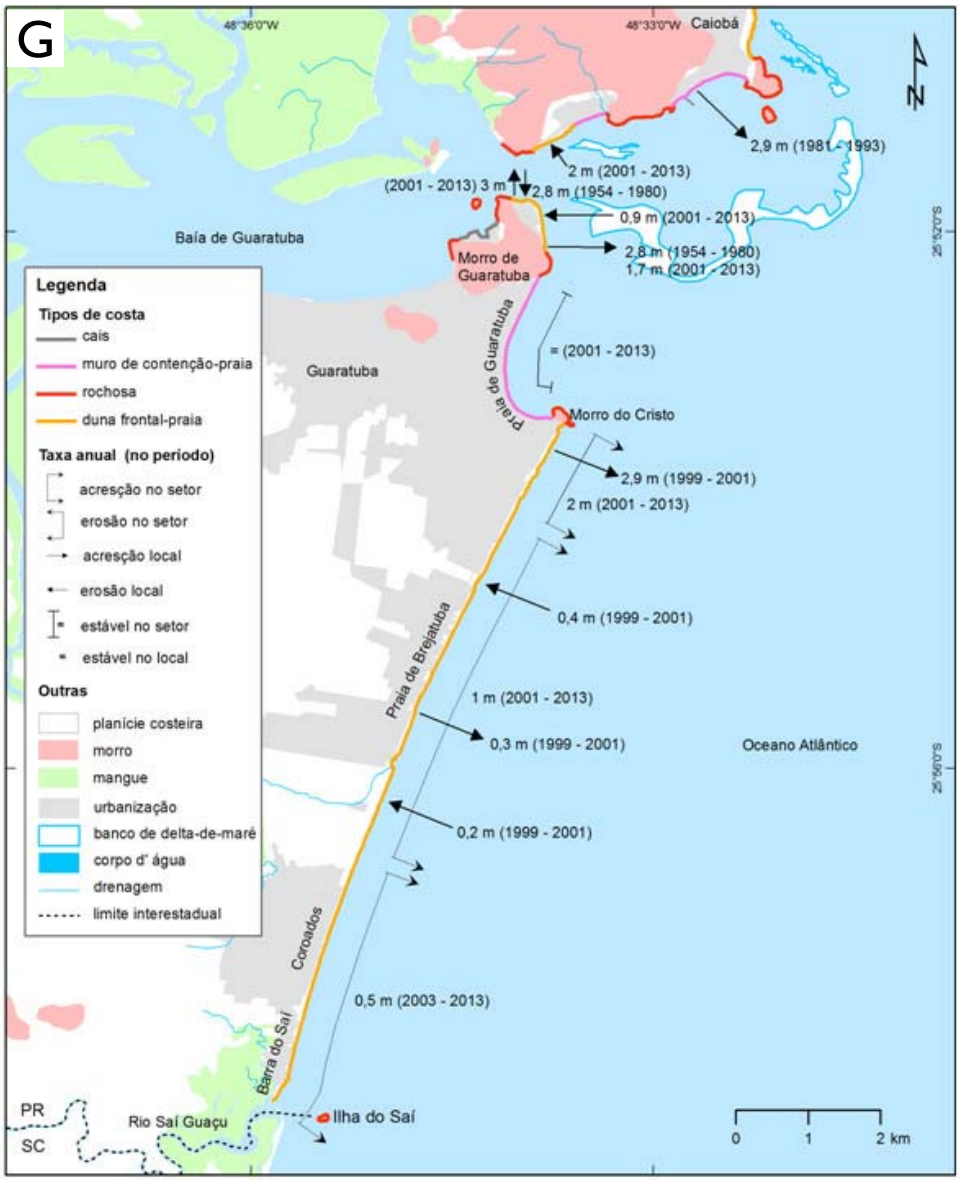


Figura 13 G
Tipos de costa oceânica e de desembocadura e taxas de erosão e acresção no litoral paranaense.

4.2.3.1 Praia Deserta

A Praia Deserta tem orientação nordeste-sudoeste, comprimento de 20km e se estende desde a Barra do Ararapira até a Ponta Inácio, no Superagüi (Mihály 1997, Figuras 4 e 13a, b). Os seus extremos são influenciados pela dinâmica das desembocaduras estuarinas e somente a parte central, com extensão de 14km, não possui esta característica (Angulo & Araújo 1996, Figura 4). Neste setor, entre as décadas de 1950 e 1980, as variações da linha de costa foram inferiores a 10 m (Angulo 1993c) e, entre 1980 e 2013 foi verificado predomínio de acresção com avanço da linha de costa de 30 a 50m (Figura 13a, b).

4.2.3.2 Arco praial Pontal do Sul – Matinhos

O arco praial Pontal do Sul- Matinhos tem orientação nordeste-sudoeste, comprimento de 35km e se estende desde Pontal do Sul até a Ponta de Matinhos (Figuras 4 e 13d, e, f). A parte norte do arco praial, entre Pontal do Sul e o Balneário Atami, é influenciada pela dinâmica da desembocadura sul da Baía de Paranaguá e delta-de-maré associado (Figura 4). Já, ao sul do Balneário Atami, numa extensão de 29km, a costa não possui influência direta de desembocadura (Angulo & Araújo 1996) (Figura 4). Ao longo deste setor, entre as décadas de 1950 e 1990, não foram verificadas variações da linha de costa superiores a 10m (Angulo 1993c, Angulo & Soares 1994 e Bessa Junior & Angulo 2003). Porém, no setor norte do arco, entre Praia de Leste e Atami, entre 2003 e 2014 houve acresção com avanço da linha de costa entre 35 e 70m (Figura 13d, e). Neste mesmo setor verificou-se que, após eventos de alta energia, ocorre erosão na parte subaérea da praia e acresção na parte submersa, porém com balanço positivo, quando se considerava todo o perfil (Quadros 2002).

Na parte sul do arco praial, a construção da Avenida Beira Mar, nos anos 1990, sobre a faixa dinâmica da praia, causou interferência na dinâmica costeira e, a partir de então, gerou problemas erosivos, notadamente nos balneários Flamingo e Riviera (Figuras 13f e 14), onde diversos enrocamentos foram realizados na tentativa de conter a erosão (Figura 15). Em maio de 2001, um evento de alta energia de ondas, associado a marés de sizígia e maré meteorológica, conhecido localmente como ressaca, causou destruição de equipamentos e infraestruturas urbanas, além de residências (Figuras16 e 17). Após o evento a retirada das residências resultou na recomposição natural do perfil de equilíbrio da praia e das dunas frontais (Figura 18). Na praia central de Matinhos, no extremo sul do arco praial, também ocorrem problemas de erosão decorrentes da ocupação da faixa dinâmica da praia, onde diversas obras de contenção foram realizadas na tentativa de resolver o problema, porém, sem sucesso (Figura 19).



Figura 14
Ocupação sobre a faixa dinâmica da praia, na parte sul do arco praial Pontal do Sul-Matinhos, em 1994. Notar a ruptura do perfil de equilíbrio do arco praial causado pela construção da Avenida Beira Mar. Locais representados nas figuras (a) 15 e 16 e (b) 17 e 18. Foto: Lecost-UFPR



Figura 15
Enrocamento no Balneário Flamingo, em 2001. Foto: Lecost-UFPR



Figura 16
Destruição parcial da Avenida Beira Mar, no Balneário Flamingo, causada pelo o evento de alta energia, de maio de 2001. Foto: Lecost-UFPR



Figura 17
Destruição de construções, na praia central de Matinhos, causada pelo evento de alta energia, de maio de 2001. Foto: Lecost-UFPR



Figura 18
Recomposição natural do perfil de equilíbrio da praia e das dunas frontais após a retirada das construções. O local é o mesmo que o representado na figura 17. Foto: Lecost-UFPR



Figura 19
Problema crônico de erosão na praia central de Matinhos, devido à ocupação da faixa dinâmica da praia e ruptura do perfil de equilíbrio do arco praial. Foto: Lecost-UFPR

4.2.3.3 Arco praial Matinhos – Caiobá

O arco praial Matinhos-Caiobá, ou Praia Brava de Caiobá, tem direção norte-nordeste, extensão de 3,2km e está limitado pelos pontais rochosos da Ponta de Matinhos e Ponta de Caiobá (Figura 13F). A parte central e norte do arco praial são do tipo oceânico sem influência direta de desembocadura, porém, a parte sul tem influência do lobo frontal do delta-de-maré vazante da Baía de Guaratuba (Figura 20). Na parte do tipo oceânico ocorrem problemas de erosão decorrentes da ocupação da faixa dinâmica da praia e dela própria. Na parte central, a construção da Avenida Beira Mar sobre a praia, alterou a curvatura natural do arco praial, o que gerou problemas erosivos. Já, no final da década de 70, o muro de contenção tinha sido destruído (Angulo & Andrade 1981, Figura 21). Posteriormente, foram construídos esporões transversais à praia com o intuito de acumular areia (Figura 22). Porém, como, a deriva litorânea liquida é para norte (Bigarella *et al.* 1966, Angulo 1992b), a retenção de areia pelos esporões provocou erosão nas praias localizadas ao norte das obras de contenção, onde novos esporões foram construídos, que por sua vez geraram erosão mais ao norte, num claro exemplo de retroalimentação positiva. Novas obras foram construídas em diversas oportunidades porém, no setor norte o problema erosivo ainda não foi resolvido (Figura 23).



Figura 20
Bancos de arrebentação do delta-de maré vazante da Baía de Guaratuba (áreas brancas no mar). Os bancos correspondentes ao extremo norte do lobo frontal do delta se localizavam próximo á Ponta de Caiobá, em 1953 (linha vermelha), no início da praia, em 1963 (linha amarela), mais ao norte, em 1980 (linha azul) e em 2014 (linha branca). (e) Esporão.



Figura 21
Muro longitudinal destruído, na parte central do arco Matinhos-Caiobá, em 1980.



Figura 22
Esporões em gabião, na parte central do arco Matinhos-Caiobá, em 1994. Foto: Lecost-UFPR



Figura 23
Erosão na parte norte da Praia Brava de Caiobá, em março de 2016. Foto: Lecost-UFPR

4.2.3.4 Praia de Guaratuba

A Praia de Guaratuba é um arco praial que se estende por 2,5km entre dois pontais rochosos formados pelos morros de Guaratuba, ou das Caieiras, e do Cristo (Figura 13g). A maior parte do arco praial corresponde à costa oceânica e os 400m do setor norte à costa influenciada pelo delta-de-maré vazante da Baía de Guaratuba (Angulo & Araújo 1996). Entre as décadas e 1950 e 1980 não foram verificadas variações da linha de costa superiores a 10 m (Angulo 1993c). Porém, o esporão migratório, que se forma pela passagem de areia, vinda do sul, contornando o Morro do Cristo, pode originar variações anuais a decadais da linha de costa, de dezenas de metros (Angulo *et al.* 2016). Atualmente, toda a linha de costa é artificializada por muros longitudinais, as dunas frontais foram destruídas e a faixa dinâmica da praia ocupada, ademais, as drenagens pluviais desaguam na praia (Figura 24). No ano de 2011 ocorreu problema de erosão na parte central do arco praial e foram construídos enrocamentos (Figura 25).



Figura 24
Costa artificializada, com problemas de drenagem, (A) no setor norte e (B) no setor sul, da Praia de Guaratuba, em 2016. Foto: Lecost-UFPR



Figura 25
Parte central da praia de Guaratuba em 2016, onde foram construídos enrocamentos em 2011. Foto: Lecost-UFPR

4.2.3.5 Arco praial Brejatuba – Barra do Saí

O arco praial Brejatuba-Barra do Saí tem forma retilínea com direção norte-nordeste, se estende por 9,9km entre o Morro do Cristo e a Barra do Saí, onde está influenciada pela desembocadura do Rio Saí-Guaçu (Figura 13g). Entre as décadas de 1950 e 2000 não foram verificadas variações da linha de costa superiores a 10m (Angulo 1993c, Bessa Junior & Angulo 2003) e, entre 2001-3 e 2013 houve acresção, mais intensa de sul para norte do arco praial, com avanço da linha de costa entre 5 e 30m (Figura 13g).

4.2.4 Costas de desembocadura

As costas de desembocadura ocorrem associadas aos estuários e complexos estuarinos do Mar do Ararapira, Canal do Superagüi, Baía de Paranaguá, Baía de Guaratuba e Saí-Guaçu (Figura 4). Tratam-se de costas instáveis, onde ocorrem intensos processos de erosão e progradação relacionados à mobilidade dos deltas-de-maré (Angulo 1993c). Também, foram verificadas modificações atribuídas à interferência antrópica (Angulo 1993a). A seguir são descritas as características destas costas e as variações nelas verificadas.

4.2.4.1 Mar do Ararapira

O Mar do Ararapira é um estuário de orientação nordeste, paralelo à costa, largura média de 400m, comprimento de 16km e está separado do oceano por um esporão estreito cuja largura não ultrapassa os 800m, e se formou ao longo dos últimos 700 a 1.100 anos antes do presente, principalmente por migração lateral (Angulo 1999, Angulo *et al.* 2009b). A desembocadura localiza-se no extremo sudoeste do estuário, migra para sudoeste e, entre as décadas de 1950 e 1980, se deslocou 1.200 m nessa direção (Angulo 1993c, Figuras 13a e 26). A forma côncava da margem sudoeste do estuário favorece a ação erosiva das correntes de maré, principalmente a de maré vazante (Tessler 1988, Tessler & Mahiques 1993, Mihály 1997 e Mihály & Angulo 2002), que seria mais eficiente durante as passagens de frentes frias pela região, pois aumentam a intensidade do fluxo de água através da desembocadura (Tessler & Mahiques 1993). O efeito de molhe hidráulico gerado pelas correntes de maré vazante diminui a intensidade da corrente de deriva longitudinal, propiciando a deposição de sedimentos e progradação a montante da desembocadura, que entre 1953 e 1980, alcançou 300 m (Angulo 1999). No interior do estuário, as correntes de maré erodem as margens côncavas e depositam nas convexas (Mihály & Angulo 2002). A erosão vem causando o estreitamento do esporão, que separa o estuário do oceano, em vários locais, o que deve culminar na abertura de nova desembocadura 6km ao nordeste da atual, provavelmente nesta década (Angulo *et al.* 2009b).

4.2.4.2 Baía dos Pinheiros – Canal do Superagüi

A Baía dos Pinheiros é um corpo de água raso de orientação sudoeste-nordeste com comprimento de 22km e largura máxima de 3km, que se conecta ao mar através do Canal do Superagüi, com 15km de comprimento e 1,0 a 1,2km de largura (Figura 4). Este complexo estuarino pode ser considerado parte do de Paranaguá, embora ambos tenham comunicação restrita feita apenas por um canal com profundidades entre 3 e 7m localizado entre a Ilha das Peças e o continente (Figuras



Figura 26
Vista aérea da desembocadura do Mar do Ararapira, em 1994. Foto: Lecost-UFPR

4 e 27). Na desembocadura do complexo ocorre um delta-de-maré vazante, cuja dinâmica têm causado as maiores variações da linha de costa no litoral paranaense (Angulo 1993c). No Pontal Sul da Ilha das Peças ocorreu recuo da linha de costa de 600m, apenas entre 1952 e 1955, e de mais 700m, entre 1955 e 1980 (Angulo 1993c, Figura 28). Também, ocorreu avanço de 540m, entre 1985 e 1997 e recuo entre 1997 e 2000 (Noernberg 2001) e avanços e recuos de centenas de metros entre 1999 e 2004 (Lamour *et al.* 2006, Lamour 2007, Figura 13b, c). Na Ilha das Peças, na margem côncava do Canal do Superagüi, as correntes de maré erodiram uma faixa da planície costeira, de até 80m de largura, que separava este canal de um canal de maré secundário, o que ocasionou recuo da linha de costa de 100m, entre 1952 e 1980 (Angulo 1993c, Figura 13b, c). Na Ponta Inácio Dias, na margem oposta do Canal, no mesmo período, ocorreu recuo de até 200m e, ao norte e oeste dessa ponta, avanço de até 200m (Angulo 1993c, Figura 13b, c). Estas modificações na morfologia da costa foram atribuídas a mudanças no eixo do Canal do Superagüi e ao consequente deslocamento dos bancos de areia que compõem o delta de vazante, o que modifica o padrão de refração e difração de ondas e consequentemente a deriva litorânea e o balanço de sedimentos ao longo da costa (Angulo 1993c, Noernberg 2001).

4.2.4.3 Baía de Paranaguá

A Baía de Paranaguá é um complexo estuarino, cuja bacia hidrográfica é de 3.882km² (Figura 1). O complexo tem dois eixos principais: um de orientação leste-oeste, formado pelas baías de Antonina e de Paranaguá propriamente dita, com comprimento de 45km e largura máxima de 7km, e outro, de orientação norte-sul, constituído pela Baía das Laranjeiras, com comprimento de 30km e largura máxima de 13km (Figura 4). A maior parte do complexo possui profundidades inferiores a 10 m, ocorrendo extensos baixios e planícies-de-maré e somente nos dois canais principais, as profundidades podem superar os 20m (Figura 27). Estes canais evidenciam duas vias preferenciais de circulação, separadas pela área rasa denominada Baixio do Perigo (Figuras 4 e 27). O complexo se comunica com o mar por duas desembocaduras localizadas ao norte e ao sul da Ilha do Mel, onde ocorrem associados respectivos deltas-de-maré vazante (Angulo 1999, Figura29).

Nas costas próximas a estas desembocaduras ocorreram mudanças da linha de costa de até centenas de metros, entre as décadas de 1950 e 2010, originadas por mudanças na configuração dos bancos de areia que compõem os deltas-de-maré vazante, que alteram o padrão de refração das ondas e consequentemente as correntes litorâneas e o transporte e deposição de areia (Angulo 1993c e 1999, Soares *et al.* 1994, Noernberg 2001, Lamour *et al.* 2006, Lamour 2007, Angulo *et al.* 2016).

Figura 27 (à direita)
Batimetria da região de Paranaguá (in Angulo 1999). <5m (cinza claro); 5 a 10m (cinza médio); >10m (cinza escuro).

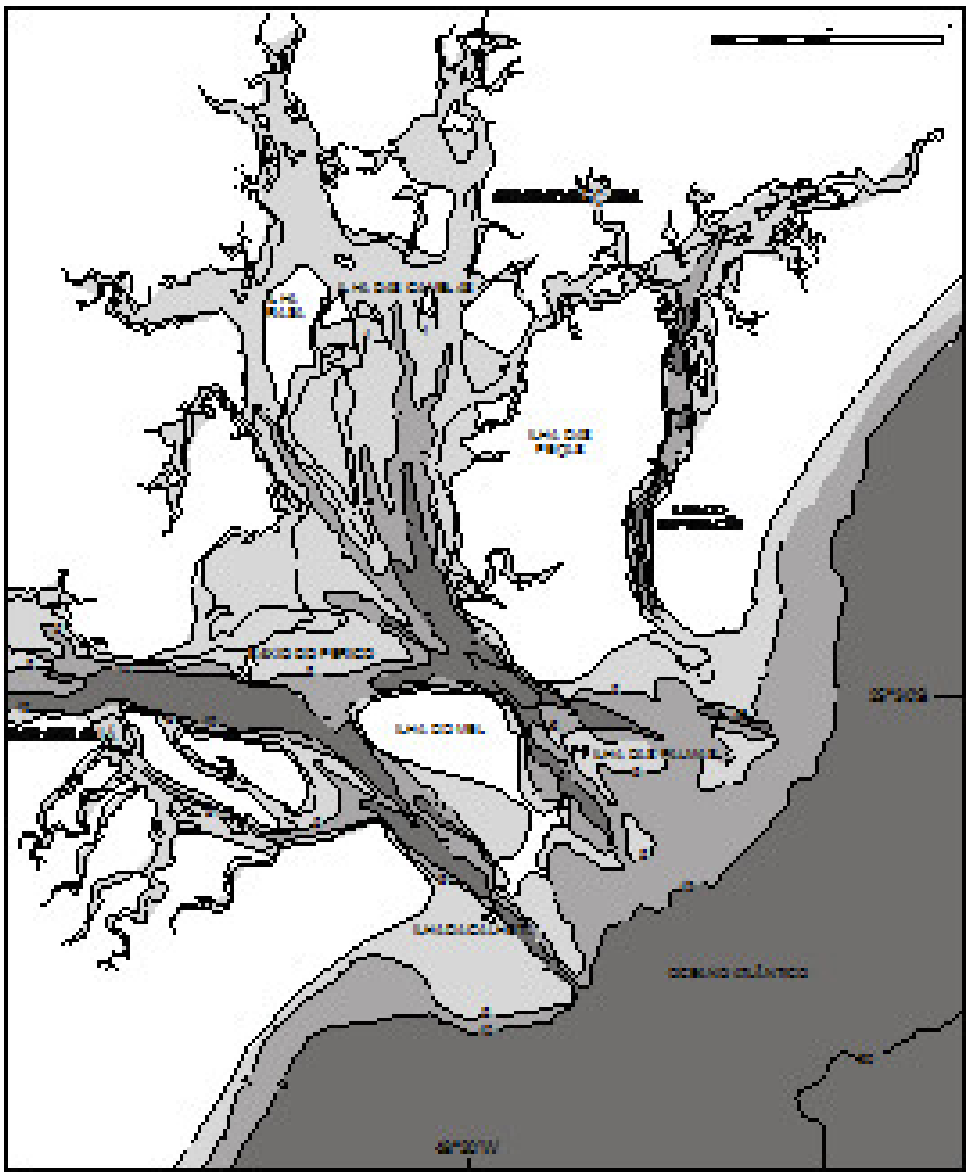
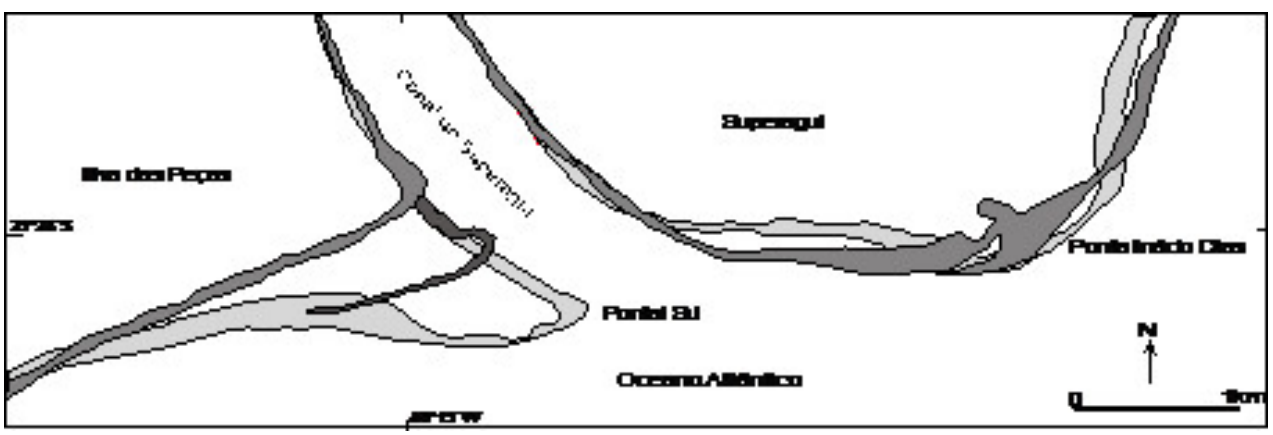


Figura 28 (abaixo)
Variação na configuração da costa no Pontal Sul, da Ilha das Peças, e na costa sul do Superagüi, entre 1952 e 1980 (modificado de Angulo 1993c). Praia em 1952 (cinza claro), praia em 1955 (cinza escuro) e praia em 1980 (cinza médio).



Na Ilha do Mel, localizada entre as duas desembocaduras, ocorreram intensos processos erosivos e deposicionais na região do istmo (Figuras 4 e 13d), que em 1950 tinha largura de 150m e já ocorria erosão (Figueiredo 1954). Posteriormente, houve períodos de progradação e erosão com variação da linha de costa de dezenas de metros e no final da década de 1980, ocorreu fase erosiva que se intensificou a partir de 1992, quando a largura do istmo foi reduzida a apenas 5m (Paranhos Filho *et al.* 1994). Este processo causou à destruição de diversas construções e infraestruturas próximas à linha de costa (Figura 30). Em 1995, durante as preamares, ocorria à comunicação entre as águas do estuário e as do mar, o que originou especulações sobre a possiblidade de divisão da ilha. A intensificação do processo erosivo ocorreu simultaneamente à formação de um esporão arenoso, ancorado na Ponta do Farol das Conchas, (Figuras 13d e 31), que cresceu transversalmente e longitudinalmente a taxa de 100 m/ano (Giannini *et al.* 2004). O crescimento do esporão originou um pequeno estuário, com planície-de-maré onde cresceram espécies de mangue, que em 2016 estava parcialmente assoreado. Na parte sul da ilha na praia Encantadas de Fora ocorreu intensa progradação com avanço da linha de costa de 350 m entre 2000 e 2010 (Angulo *et al.* 2016, Figuras 13d e 32). As causas do processo de acresção ainda não foram claramente estabelecidas. Embora, as costas da ilha possuam alta variabilidade, a intensificação do aporte de sedimentos nestas duas áreas pode estar relacionada ao descarte de sedimentos dragados no Canal da Galheta, que dá acesso aos portos de Paranaguá e Antonina (Figura 4), em áreas rasas da plataforma continental interna, o que possibilitaria o seu transporte pelas correntes geradas por ondas e marés (Angulo *et al.* 2016).

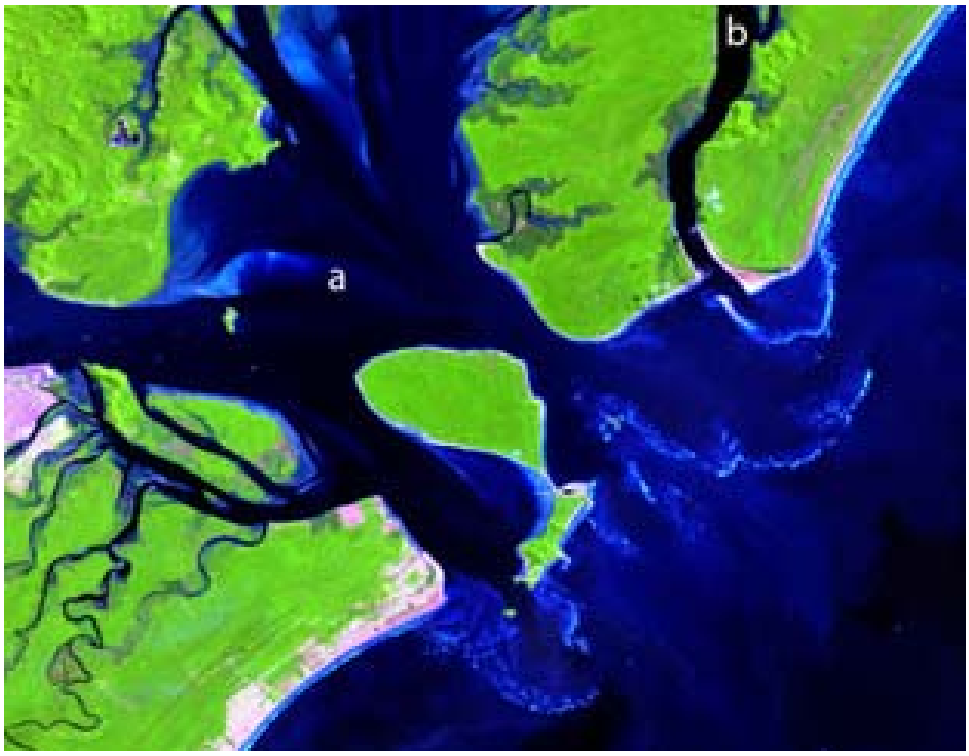


Figura 29
Imagem de satélite Landsat 5 de 1999, onde se observam bancos e zonas de arrebentação correspondentes aos deltas-de-maré vazante, associados às duas desembocaduras da Baía de Paranaguá (a) e a do Canal do Superagüi (b).



Figura 30
Erosão da costa e destruição de construções no istmo da Ilha do Mel, em 1994. Notar os pneus espalhados sobre a praia, resultado da destruição de muros construídos com estes materiais, na tentativa de conter a erosão. Foto: Lecost-UFPR



Figura 31
Vista aérea do esporão (e), da Ilha do Mel, em 1994. Foto: Lecost-UFPR

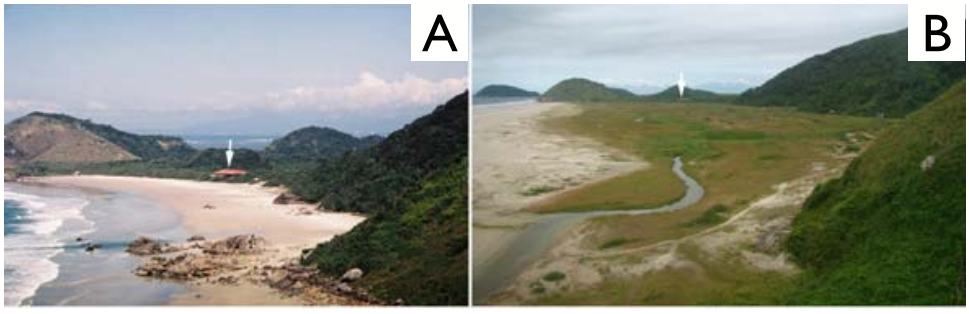


Figura 32
Praia de Fora de Encantadas, (A) em 2004 (Foto: Lecost-UFPR) e (B) em 2016 (Foto: Carlos Roberto Soares, CEM-UFPR). Notar a construção, indicada pela seta, como referência da acresção.

Na margem sul da desembocadura Sul da Baía de Paranaguá, entre Pontal do Sul e a Ponta do Poço (Figuras 4 e 13d), ocorreu intenso processo erosivo originado pela construção de um canal de drenagem (Angulo 1993c), entre 1954 e 1959. Neste setor da costa, em 1954, existiam esporões arenosos que avançam para o interior da baía, indicando o sentido predominante da deriva litorânea (Figura 33a). Após a construção do canal, o efeito de molhe hidráulico das correntes de maré que fluem pelo canal interceptou a deriva litorânea, provocando acresção a montante da deriva e erosão a jusante, o que provocou recuo da linha de costa de até 150m, entre 1954 e 1980 (Angulo 1993c), destruição de área emersa de 37.000m², entre 1954 e 1996 (Krueger *et al.* 1996). Ademais, a morfologia da costa mudou de esporões com praia para falésia e planície arenosa (*sand flat*) (Figura 33b).

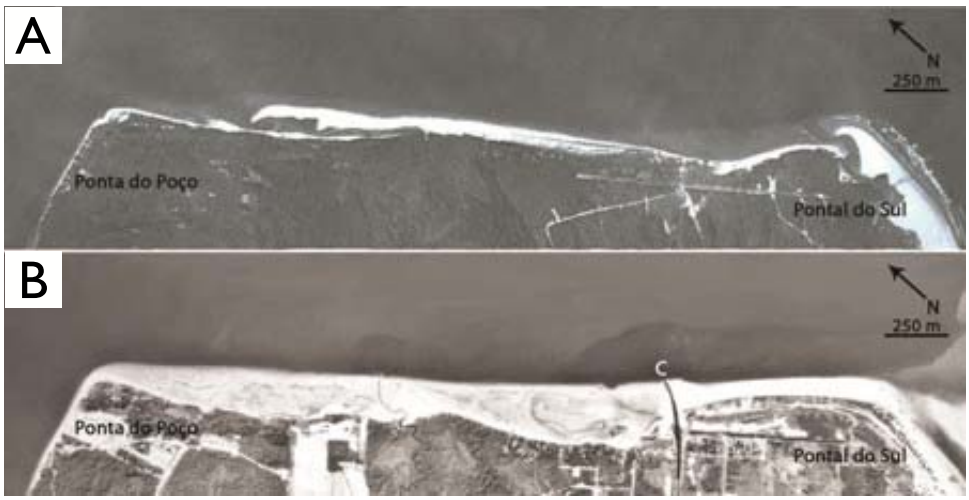


Figura 33
Fotos aéreas verticais da costa entre Pontal do Sul e Ponta do Poço, (a) em 1954 e (B) em 1980. Note-se que, em 1954, a costa presenta praias e esporões arenosos, orientados para o interior do estuário, o que indica o sentido predominante da deriva litorânea, e que, em 1980, a área a jusante do canal (c) mudou sua morfologia de praia para planície arenosa (*sand flat*).

4.2.4.4 Baía de Guaratuba

A Baía de Guaratuba é um corpo de água raso, de orientação leste-oeste, com comprimento em torno de 16km e largura máxima de 3km, quando se considera a linha de maré baixa, e 10km, quando se inclui a planície-de-maré, e cuja bacia hidrográfica tem 1.886km² (Figura 1). A foz da baía é estreita, com 500m de largura e está limitada entre dois pontais rochosos, um ao norte, formado pelo extremo meridional da Serra da Prata, e outro ao sul, formado pelo Morro de Guaratuba (Figura 20). Associado à desembocadura do complexo estuarino ocorre um delta-de-maré vazante, cuja dinâmica têm provocado intensa erosão e acresção nas praias próximas (Angulo & Andrade 1981, Angulo 1993c, 1999). O delta tem um canal principal, dois bancos marginais e um lobo frontal (Figura 20). Na década de 1950, os bancos que formam o lobo frontal alcançavam a Ponta de Caiobá e não afetavam a configuração da Praia Brava de Caiobá (Figura 20) e na década de 1960 alcançavam o extremo sul desta praia, configurando um banco transversal à praia, que causava a refração e convergência das ondas e, consequentemente, acresção da praia (Angulo 1999, Figura 20). Em 1980, o banco transversal tinha avançado 300m para norte, deslocando o setor de acresção (Figura 20) e em 2014, tinha se deslocado mais 130m e propiciado intensa sedimentação e, consequente, deslocamento da linha de costa em direção ao mar e a formação de cordões de dunas frontais (Figura 34). Por outro lado, a refração das ondas sobre o banco gerou uma zona de divergência da deriva mais ao norte, na parte central da praia, o que favoreceu a erosão.

Próximo à desembocadura da Baía de Guaratuba ocorrem as Praia Mansa de Caiobá, Prainha e Praia das Caieiras, que são influenciadas pela dinâmica do delta-de-maré vazante (Figura 20). A Praia Mansa de Caiobá é um arco praial voltado para sul-sudeste com comprimento de 1,6km, que em condições naturais estava limitada por dois pontais rochosos (Figura 20). Entre 1953 e 1980, nesta praia ocorreu intenso processo erosivo, no qual a larga praia emersa foi erodida e a linha de costa recuou 50m. Dois fatores parecem ter contribuído para a erosão da praia. Um deles foi o afastamento de quase 300 m dos bancos frontais do delta-de-maré (Angulo & Andrade 1982, Angulo 1999), que possibilitariam ação mais efetiva das ondas sobre a praia; o outro, a ocupação da faixa dinâmica da praia (Motta 1976). Posteriormente, a construção de um muro vertical teria acelerado o processo (LNEC 1977). Na década de 1970 houve várias tentativas de controlar a erosão com a construção de enrocamentos, um esporão e alimentação artificial e, no início dos anos 80, com a construção de soleiras e pequenos esporões em gabião. Após a estabilização houve acresção (Angulo & Soares 1994), que pode ser atribuída ao efeito do esporão construído na parte oeste do arco praial, que interceptou parte da deriva litorânea, que tem sentido preferencial para oeste (Figuras 20 e 35). Porém, não pode ser descartada a hipótese de que a acresção também foi favorecida por mudanças na configuração dos bancos do lobo frontal do delta-de-maré vazante.



Figura 34
Setor sul do arco praial Matinhos-Caiobá, onde ocorreu intensa acresção devido à convergência dos trens de ondas, induzida pelo banco transversal à praia, em 2016. (a) A arrebentação das ondas no banco transversal e (b) a localização da antiga linha de costa. Foto: Lecost-UFPR



Figura 35
Praia Mansa de Caiobá, em 1992. Foto: Lecost-UFPR



Figura 36
Vista aérea da desembocadura do Rio Saí-Guaçu. Note-se que a refração das ondas na Ilha do Sai induz o alargamento do esporão, formando um hemitômbolo. Foto: Lecost-UFPR

4.2.4.5 Rio Saí-Guaçu

O curso inferior do Rio Saí-Guaçu se constitui num pequeno estuário (Figura 13g), cuja configuração pode mudar sazonal ou anualmente. Entre 1954 e 1980 ocorreram mudanças na morfologia da barra, na sinuosidade do estuário e na largura do esporão que separa o estuário do mar aberto (Angulo 1993c). A Ilha do Saí, localizada a apenas 400m da desembocadura, provoca refração e convergência das ondas, o que favorece o alargamento do esporão e a formação de um hemitômbolo (Figuras 13g e 36). No Balneário da Barra do Saí, localizado na margem norte do estuário (Figura 13g), a ocupação muito próxima da linha de costa tem causado problemas de erosão, devido à ocupação da faixa dinâmica da praia.

5. CONCLUSÃO

O arcabouço geológico e as características fisiográficas têm favorecido a deposição de sedimentos da costa paranaense e a formação de extensas planícies costeiras durante o último período interglacial, em torno de 120.000 anos antes do presente, e o pós-glacial, nos últimos 6000 anos. O balanço positivo de sedimentos parece continuar até o presente ou, pelo menos, não foi verificado déficit de sedimentos, mesmo em áreas com problemas de erosão (Quadros *et al.* 2016). Entre 2000 e 2015, as taxas de erosão e acresção evidenciam predomínio de acresção (Tabela 1 e Figura 13). Nas costas com praias e dunas frontais, mais sensíveis a

mudanças decorrente do clima de ondas, 78% apresentaram acresção, no período, e apenas 9%, erosão. Contudo, não foi possível determinar se as tendências verificadas correspondem a mudanças interanuais ou de mais longo prazo. De qualquer modo, o balanço positivo de sedimentos na costa paranaense deverá atenuar os impactos da possível elevação do nível do mar e aumento da intensidade e frequências das tempestades, decorrentes de mudança do clima. As mudanças verificadas ao longo da costa nas últimas seis décadas, não permitiram identificar tendências gerais que possam ser atribuídas a mudanças globais. Eles podem ser explicados, em cada caso, pela dinâmica natural local ou pela interferência antrópica. Pode se supor que, eventuais efeitos na morfologia costeira decorrentes de mudanças globais, não seriam detectados, com as informações disponíveis, pois estes seriam sobrepujados pelos efeitos associados à dinâmica local e às intervenções antrópicas diretas, tais como a ocupação da faixa dinâmica da praia, obras de controle de erosão e dragagens de canais portuários.

A costa paranaense possui ocupação, uso do solo e dinâmica natural diversificados, desde áreas sem ocupação até locais intensamente urbanizados, com setores estáveis até altamente instáveis, que resultam em variados tipos de interações e conflitos. Para analisar estas relações o litoral paranaense foi dividido em três setores: litoral norte, Ilha do Mel e litoral centro-sul.

Tabela 1 - Acresção e erosão na costa paranaense, entre 2000 e 2015.

Tipo de costa	Estável (km)	Erosão (km)	Acresção (km)	Total (km)
Rochosa	13,3	-	-	13,3
Terraço-praia	20,1	12,6	9,4	42,1
Duna frontal-praia	10,1	6,9	60,0	77,0
Muro de contenção--praia1	6,4	1,2	2,1	9,7
Total	49,9	20,6	71,6	142,0

Tabela 1
Costa artificializada, na qual o muro se constitui na linha de costa ou está na faixa dinâmica da praia; se o muro estiver fora da faixa dinâmica da praia atual, a costa foi considerada não artificializada.

5.1 Litoral Norte

O litoral norte se estende desde a Barra do Ararapira até desembocadura norte da Baía de Paranaguá e inclui as costas do Superagüi e da Ilha das Peças (Figura 13a, b, c). Ele se caracteriza pela baixa ocupação, grandes áreas de proteção ambiental e pequenas vilas de pescadores, algumas das quais estão voltando suas atividades para o turismo (Pierri *et al.* 2006). A maior parte da costa norte é abrangida pelo Parque Nacional do Superagüi e pela Área de Proteção Ambiental de Guaraqueçaba. Devido à baixa ocupação e apesar da alta mobilidade de alguns setores da costa, os problemas de erosão são poucos. Na Ilha das Peças, um antigo cemitério foi afetado pela erosão costeira. Na Barra do Superagüi, a rápida mudança da forma e localização dos bancos que compõem o delta-de-maré vazante, altera a localização dos canais, a velocidade das correntes e a ação das ondas, o que aumenta os riscos da navegação, inclusive com a ocorrência de acidentes graves. Na vila da Barra do Ararapira ocorreram problemas relacionados à erosão costeira originada por mudanças nos canais próximos à desembocadura do estuário. Apesar da erosão não ter sido muito intensa e ter cessado, o conflito foi agravado devido à impossibilidade dos moradores deslocarem suas propriedades por estarem localizadas no limite do Parque Nacional. Porém, a interação mais significativa entre a dinâmica costeira e esta vila deverá ocorrer após a abertura da nova barra do estuário e fechamento da atual, o que deve alterar significativamente as características deste setor do estuário e, consequentemente, as atividades dos moradores da vila, notadamente o acesso ao mar aberto e as atividades de pesca, aquicultura e a cata de caranguejos e mariscos (Angulo *et al.* 2009b). A abertura da nova barra também deve causar erosão acelerada da costa oceânica e afetar significativamente as vilas localizadas na outra margem do estuário, no extremo sul paulista (Mihály & Angulo 2002, Angulo *et al.* 2009b, Figura 37).

Deste modo, sugere-se (a) o monitoramento da parte mais estreita do esporão para precisar a data da abertura: (b) a caracterização sedimentológica, oceanográfica e ambiental do estuário, que permitam elaborar modelos e prever os efeitos da abertura; (c) o monitoramento da linha de costa oceânica para avaliar as taxas de erosão e acresção previstas após a abertura; e (d) elaborar planos de gestão para as comunidades afetadas. Estas e outras ações poderiam estar integradas aos planos de manejo das unidades de conservação do litoral norte paranaense.

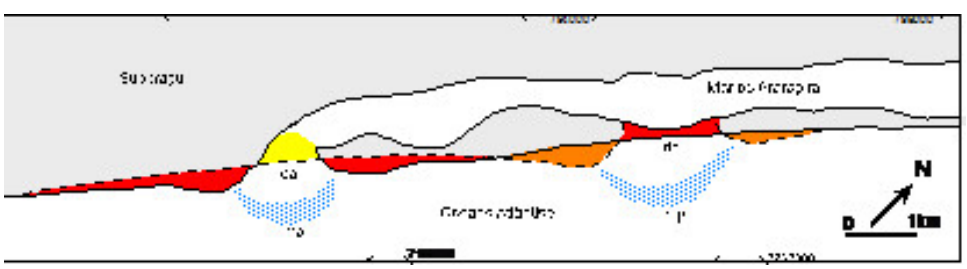


Figura 37
Previsão das áreas a serem erodidas (vermelho), acrescidas (laranja) e (3) assoreadas (amarelo), após a abertura da nova desembocadura do Mar do Ararapira (Angulo et al. 2009). (d) desembocadura, (m) delta-de-maré, (a) atual, (p) previsto.

5.2 Ilha do Mel

A Ilha do Mel, que se localiza entre as desembocaduras sul e norte do complexo estuarino de Paranaguá, se caracteriza pela variabilidade de suas costas e pelo particular e intenso uso turístico. A Ilha é o segundo maior destino turístico do Estado do Paraná e figura em guias internacionais. Nela a ocupação e o uso é fortemente regulamentada, a maior parte corresponde a áreas de proteção e preservação ambiental e não é permitida a utilização de veículos motorizados (Britez & Marques 2005, Athayde & Britez 2005). Os problemas de erosão ocorreram, principalmente na década de 1990, quando residências e infraestrutura foram destruídas ou danificadas, e se temeu pela divisão da ilha (Paranhos Filho *et al.* 1994, Giannini *et al.*. 2004). As tentativas de controle de erosão foram feitas por particulares e com materiais diversos (Figura 30). Elas tiveram sucesso apenas nas áreas mais abrigadas onde as obras conseguiram conter a erosão (Figura 38). Por outro lado, a acresção acelerada na Praia das Conchas e a na praia Encantadas de Fora originou novas áreas emersas que alteraram a configuração da praia e cujo uso não está claramente definido (Figura 13d). Ademais, na Ilha existem problemas de contaminação das praias por esgoto, sobretudo, durante a alta temporada (IAP 2016), problemas de erosão de encostas e dunas frontais, gerados por trilhas (Figura 39), e problemas de manejo das dunas frontais (Figura 40). Deste modo, sugere-se implantar programas de: (a) monitoramento de praias que inclua determinação dos volumes de areia do sistema praia-duna e variações da linha de costa; (b) manejo das dunas frontais; e (c) manejo das trilhas, notadamente as que causam erosão de encostas e de dunas frontais. Estes e outros programas poderiam estar integrados ao plano de manejo da Ilha do Mel.



Figura 38 (à direita)
Contenção da erosão com muro longitudinal de madeira em costa abrigada, no Saco do Limoeiro, na Ilha do Mel. Foto: Lecost-UFPR



Figura 39 (abaixo)
causada por trilhas, em Encantadas, na Ilha do Mel. Foto: Lecost-UFPR



Figura 40
Problema de manejo da duna frontal, constituído por muro vertical em madeira, que dificulta a troca de sedimentos do sistema praia-duna e acelera o processo de erosão praial. Foto: Lecost-UFPR

5.3 Litoral Centro-Sul

O litoral Centro-Sul paranaense se estende desde Pontal do Sul até a Barra do Saí onde ocorre a denominada ocupação-linear-contínua da orla (Deschamps & Kleinke 2000). As cidades de Matinhos e Guaratuba e uma série de balneários se estendem ao longo desta costa, onde diversos problemas de erosão costeira têm ocorrido desde o início de sua ocupação, e numerosas obras de contenção realizadas nas últimas décadas, mas onde alguns problemas permanecem. Estes estão relacionados à variabilidade das costas de desembocadura, tais como Praia Mansa de Caiobá, setor sul da Praia Brava de Caiobá, Prainha e Caieiras (Figuras 13g e 20). Outros são decorrentes da ocupação da faixa dinâmica de praia de costas estáveis, associada à remoção das dunas frontais, notadamente nos balneários Flamingo e Riviera, na praia central de Matinhos, nos setores centrais e norte da Praia Brava de Caiobá e na praia de Guaratuba (Figura 13f, g). Nestes casos, a remoção do estoque de areia das dunas frontais gerou déficit no balanço de sedimentos no sistema praia-duna, o que impede a recomposição do perfil de equilíbrio da praia em períodos de alta energia de ondas. Ademais, a invasão da faixa dinâmica ou da própria praia, impede ou dificulta o restabelecimento do perfil de equilíbrio da praia, o que favorece a erosão.

Deste modo, sugere-se que na costa centro-sul paranaense sempre seja considerada a possiblidade de resolver os problemas de erosão promovendo o restabelecimento da dinâmica natural do sistema praia-duna. Isto pode ser feito, por exemplo, recuando a ocupação para liberar a faixa dinâmica de praia, e permitir a reconstrução natural ou auxiliada das dunas frontais. Um exemplo claro deste tipo de solução ocorreu na costa entre a foz do Rio Matinhos e o início da Avenida Beira Mar no Balneário Flamingo (Figura 13f). Até o ano de 2001 existia ocupação irregular sobre a faixa dinâmica da praia (Figura 14), que foi danificada pelo evento de alta energia de ondas, ocorrido em maio de 2001 (Figura 17). A remoção da ocupação resultou no restabelecimento do perfil de equilíbrio da praia e a recomposição natural das dunas frontais (Figura 18). Por outro lado, as obras rígidas devem ser evitadas, sobretudo os esporões, pois alteram a dinâmica natural, e frequentemente não resolvem os problemas, causando outros e, geralmente, demandando novas obras. Isto é particularmente preocupante quando se trata da intervenção em arcos praiais extensos como, por exemplo, o de Pontal do Sul-Matinhos, pois as obras podem desencadear processos de retroalimentação, que desestabilizam todo o arco (Figura 13d, e, f). Ademais, sugerem-se as seguintes ações para setores específicos do litoral centro-sul: (a) remoção da ocupação no extremo sul do arco praial Pontal do Sul-Matinhos, para restabelecer o perfil natural do arco e resolver o crônico problema de erosão (Figura 19); (b) realizar estudo de viabilidade socioeconômica da remoção da ocupação nos balneários Flamingo e Riviera para restabelecer o equilíbrio natural, alterado pela construção da Avenida Beira Mar (Figuras 13f e 14); e (c) realizar estudo sobre a solução mais adequada para resolver o problema de erosão no setor norte do arco praial Matinhos-Caiobá (Figuras 13f, 22 e 23), considerando que se trata de importante local de surfe, incluído no circuito de competição nacional e que obras podem alterar a forma de arrebentação das ondas. Outras sugestões são as seguintes: (a) estabelecer programa de manejo das dunas frontais, visando sua proteção e definindo normas para as passagens de acesso à praia, como, por exemplo, sendas de madeira (Figura 41); (b) realizar estudo para eliminar ou diminuir a descarga das drenagens pluviais na praia, e evitar a erosão decorrente das obras (Figuras 24 e 42). Na praia de Guaratuba, sugere-se, além, do estudo sobre as drenagens pluviais, um estudo sobre a rotação da praia – deslocamento da areia para um extremo ou outro da praia decorrente do clima de ondas – e da possiblidade de manejo artificial do estoque de areia de praia. Na foz do Rio Matinhos (Figura 13), onde há previsão de reconstruir e alargar os guias-corrente, estudar a possiblidade de melhorar a navegação elevando a ponte sobre a estrada e estabelecer um sistema de transposição de areia (bypassing), para restabelecer a deriva litorânea interrompida ou diminuída pelos guias-corrente. Na costa entre Pontal do Sul e Ponta do Poço (Figuras 13d e 33) há necessidade de se definir o tipo de ocupação, para posteriormente definir que tipo de obra é necessário, como, por exemplo, restabelecer a praia existente anteriormente à escavação do canal de drenagem, ou aterrar a área erodida para outras finalidades, como uso portuário.



Figura 41
Acesso à praia sobre dunas frontais em trilha suspensa de madeira na Praia do Atalaia, Aracaju, Sergipe. Foto: Lecost-UFPR



Figura 42
Erosão da duna frontal por drenagem pluvial na praia de Brejatuba, em 2016. Foto: Lecost-UFPR

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem ao CNPq pelo suporte financeiro através dos projetos 472897/2010-1, 477945/2012-0 e 471039/2013-6. Ademais, Rodolfo José Angulo e Maria Cristina de Souza agradecem ao CNPq pelas bolsas de produtividade em pesquisa e R.J.A. também agradece à Fundação Araucária pela bolsa sênior.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos basin. Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 48(supl.), p. 15-26. 1976.

ANGULO, R. J. O manguezal como unidade dos mapas geológicos. In: SIMPÓSIO ECOSSISTEMAS COSTA SUL SUDESTE BRASILEIRA 2., 1990, Águas de Lindóia. [**Trabalhos apresentados**]. Águas de Lindóia: Publicação ACIESP, v. 2, 1990. p. 54-62.

ANGULO, R. J. Ambientes de sedimentação da planície costeira com cordões litorâneos no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 40, p. 69-114. 1992a.

ANGULO, R. J. **Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná.** [S.l.]: Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992b. 334 p. Tese de Doutorado.

ANGULO, R. J. A ocupação urbana do litoral paranaense e as variações da linha de costa. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 41, p. 73-81. 1993a.

ANGULO, R.J. Morfologia e gênese das dunas frontais do litoral do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 23(1), p. 68-80. 1993b.

ANGULO R. J. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 41, p. 52-72. 1993c.

ANGULO, R. J. Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes no litoral do Estado do Paraná, Brasil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 67(4), p. 443-463. 1995.

ANGULO, R. J. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 71(4-II), p. 935-959. 1999.

ANGULO, R. J. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 55, p. 25-42, 2004. mapas em CD.

ANGULO, R. J.; ABSHER, T. M. Sedimentos paleoestuarinos da planície costeira do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 40, p. 115-135. 1992.

ANGULO, R. J.; ANDRADE, J. J. **Viabilidade de controle de erosão nas praias de Caiobá e Guaratuba**. Curitiba: Ipardes, 1981. 65 p.

ANGULO, R.J.; ANDRADE, J.J. Viabilidade de controle de erosão nas praias de Caiobá e Guaratuba. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., 1982. Brasília. **Anais**, Brasilia:[s.n.], 1982. p. 681-693.

ANGULO, R. J.; ARAÚJO, A. D. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica, como subsídio à ocupação da orla litorânea. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 44, p. 7-17. 1996.

ANGULO, R. J.; MÜLLER, A.C. DE P. Preliminary characterization of some tidal flat ecosystems on the State of Paraná Coast. Brasil. In: SIMPÓSIO DE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, 2., 1990. Águas de Lindóia. [**Trabalhos apresentados**]. Águas de Lindóia: Publicação ACIESP, v. 2, 1990. p. 158-168.

ANGULO, R. J.; SOARES, C.R. Beach profile variations between 1981 and 1993 in southern coast of Parana State. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 42, p. 203-215. 1994.

ANGULO, R. J. et al. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões litorâneos holocênicos na ilha do Mel, Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 44, p. 77-86. 1996.

ANGULO, R. J.; PESSENDA, L. C. R.; SOUZA, M. C. O significado das datações 14C do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleis-

toceno Superior e Holoceno. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 32, p. 95-1. 06. 2002b.

ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C. DE; ARAÚJO, A.D. Morfodinâmica costeira: subsídios à ocupação. In: Negrelle, R.B. & Lima, R.E. (orgs.). **Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná: subsídios à ocupação**. [S.l.]: Nimad-UFPR, 2002a. p. 179-212.

ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; MULLER, M.E. Previsão e consequências da abertura de uma nova barra no Mar do Ararapira, Paraná-São Paulo, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, [S.l.], v. 01(2), 67-75. 2009b.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. The Holocene barrier systems of Paranaguá and northern Santa Catarina coasts, Southern Brazil. In: Dillenburg S.R. & Hesp P.A. (orgs.) Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. **Lecture Notes in Earth Sciences**, [S.l.], v. 107, Berlin: Springer-Verlag, p. 135–176. 2009a.

ANGULO, R.J. et al. The State of Paraná beaches, 2016. In: Short A.D & Klein A.H.F. (eds.) Brazilian Beach Systems. **Coastal Research Library**, [S.l.], v. 17, Springer, Dordrecht. No prelo.

ATHAYDE, S.F. DE & BRITEZ, R.M. de. As unidades de conservação. In: Marques M.C.M. & Britez R.M. de (orgs.). **História natural e conservação da Ilha do Mel**. [S.l.]: Editora UFPR, 2005. p. 229-248.

BESSA, JUNIOR O. & ANGULO, R.J. Volumetric variations on the beaches of the south seashore of Parana State in Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], Special Issue, v. 35,209-215. 2003.

BIGARELLA, J.J. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, [S.l.], v. 1, p. 75-11. 1946.

BIGARELLA, J.J. Contribuição do estudo dos sambaquis no Estado do Paraná, I Regiões adjacentes às baías de Paranaguá e Antonina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, [S.l.], v. 5-6(17), p. 231-292. 1950/51.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. **Paleoclimas**, [S.l.], v. 1, p. 1-22. 1971.

BIGARELLA, J.J. et al. Textural characteristics of the coastal dune, sand ridge and beach sediments. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 27, p. 15-80. 1969a.

BIGARELLA, J.J. & BECKER, R.D. (eds.) International symposium on the Quaternary: Topics for discussion. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 33, p. 169-276. 1975.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; DUARTE, G.M. Coastal dune structures from Paraná (Brazil). **Marine Geology**, [S.l.], v. 7, p. 5-55. 1969b.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; MATOS, D.J.; WERNER, A. (EDS.) **A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná...** Um problema de segurança ambiental e nacional. Curitiba: Governo do Paraná/SEPL/ADEA. 1978. 249 p.

BIGARELLA J.J.; DUARTE, M.G.; BECKER, R.D. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, beach-dune ridge and sand ridge deposits. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 28-29, p. 9-72. 1970/71.

BIGARELLA, J.J. et al. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes, II Praias de Matinhos e Caiobá. **Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geografia Física**, [S.l.], v. 6, p. 1-109. 1966.

BIGARELLA, J.J.; MARQUES FILHO, P.L.; AB'SABER, A.N. Ocorrência de pedimentos nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC). **Boletim Paranaense de Geografia**, [S.l.], v. 4-5, p. 82-93. 1961a.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES, FILHO P.L. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Notas Preliminares e Estudos, Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, [S.l.], v. 1, p. 1-7. 1959b.

BRITEZ, R.M. DE & MARQUES, M.C.M. Caracterização geral. In: Marques M.C.M. & Britez R.M. de (orgs.). **História natural e conservação da Ilha do Mel**, [S.l.]: Editora UFPR, p. 13-17.

CAMARGO, R. **Estudo Numérico das Circulações Atmosféricas e Oceânicas na Região da Baía de Paranaguá**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, 1998. 181 p. Tese de doutorado. Instituto Astronômico e Geofísico.

CANO N.F., et al. TL dating of sediments from Ilha do Mel, Brazil, **Quaternary International**, [S.l.], v. 306, p. 137-145. 2013.

CAZAL, H.G.S.V. et al. Caracterização Sazonal da Precipitação e do Vento no Litoral Paranaense. In: 14o CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 14., 2011. Balneário Camboriú. [**Trabalhos apresentados**] Balneário Camboriú, Brazil: [s.n.]. 2011. CD-ROM.

DINIZ, F.A. & KOUSKY, E.V. Ciclone no Atlântico Sul – análise sinóptica e observação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004. Fortaleza. **Anais**. Fortaleza, Brazil: [s.n.], 2004. CD-ROM.

DESCHAMPS, M.V. & KLEINKE, M.L.U. Os fluxos migratórios e as mudanças socioespaciais na ocupação contínua litorânea do Paraná. **Revista Paranaense de Desenvolvimento**, [S.l.], v. 99, p. 45-49. 2000.

FIGUEIREDO, J.C. **Contribuição à geografia da Ilha do Mel (Litoral do Estado do Paraná).** Curitiba: Faculdade de Filosofia da Universidade do Paraná, 1954. 61p. Tese de Cátedra em Geografia do Brasil.

DOURADO, M.S. & FOMIN, I.M. Estado médio e variabilidade da atmosfera do litoral paranaense. **Revista Brasileira de Climatologia**. 2015. Submetido.

GIANNINI, P.C.F. et al. Erosão na costa leste da Ilha do Mel, Baía de Paranaguá, Estado do Paraná: modelo baseado na distribuição espacial de formas deposicionais e propriedades sedimentológicas. 2004. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 34(2), p. 231-242. 2004.

INSTITUTO AMBIENTAL DO PARANÁ (IAP). **Boletins de balneabilidade**. Disponível em: <www.iap.pr.gov.br>. Acesso em: 5 abr. 2016.

INSTITUTO AGRONÔMICO DO PARANÁ (IAPAR).**Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná**. Londrina: [s.n.], v. 38 p. 1978.

INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL (IPARDES). **Macrozoneamento da APA de Guaraqueçaba**, Curitiba: [s.n.], v. 2, 257p. 1990.

INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL (IPARDES).**Diagnóstico físico-ambiental da Serra do Mar - área sul.** Curitiba: [s.n.], v. 2, 107 p. 1991.

KLEIN, R.M. Southern Brazilian phytogeographic features and the probable influence of upper Quaternary climatic changes in the floristic distribution. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 33, p. 67-88. 1975.

KRUEGER, C.P. et al. Levantamento com GPS da linha de costa na área erosiva da Ponta do Poço (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CADASTRO TÉCNICO MULTIFINALITÁRIO, 2., 1996. Florianópolis [**Trabalhos apresentados**]. Florianópolis: [s.n.], v. 3, 1996. p.184-192.

LABRAGA, J.C., FRUMENTO, O., LÓPEZ, M. The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. **Journal of Climate**, [S.l.], v. 13, p. 1899-1915. 2000.

LAMOUR, R. **Morfodinâmica sedimentar da desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá.** Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2007. 162 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

LAMOUR, R., ODRESKI, L.L.R., SOARES, C.R. Considerations regarding shoreline morphology variation at an inlet at Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI39, p. 565-567. 2006.

LANA, P.C. & GUISS, C. Influence of Spartina alterniflora on structure and temporal variability of macrobentic associations in a tidal flat of Paranaguá bay (southeastern Brazil). **Marine Ecology**, [S.l.], v. 73, p. 231-244. 1991. Progress Series.

LANA, P.C. et al. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay, Brazil. In: Seeliger U., Lacerda L.D., Kjerfve B.J. (orgs.) **Coastal Marine Ecosystems of Latin America**, Berlin: Springer Verlag, 2000. p. 131-145.

LESSA, G.C. et al. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology**, [S.l.], v. 165(1-4), p. 87-108. DOI: 10.1016/S0025-3227(99)00130-9. 2000.

LIMA, M.R. DE & ANGULO, R.J. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 62(4), p. 357-371. 1990.

LABORATÓRIO NACIONAL DE ENGENHARIA CIVIL (LNEC). Combate à erosão na praia de Caiobá, Paraná. **Relatório Técnico**, Lisboa, 18 p. (inédito). 1977.

LOUREIRO FERNANDES, J. Contribuição à geografia da praia de leste. **Arquivos do Museu Paranaense**, Curitiba, v. 6, p. 3-44. 1947.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Curitiba: Banco Badep/UFPR/IBPT. 1968. 350p.

MANTOVANELLI, A. **Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem.** Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1999. 152 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

MARONE, E. & CAMARGO, R. Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 ago. 1993. **Nerítica**, [S.l.], v. 8, p. 73-85. 1994.

MARONE, E. & JAMIYANAA, D. Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the estuarine complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. **Nerítica**, [S.l.], v. 11(1-2), p. 95-107. 1997.

MARTINS, G.J. **Dinâmica da zona de arrebentação e suas potenciais conseqüências no transporte de sedimento na costa adjacente à desembocadura Sul do Complexo Estuarino de Paranaguá.** [S.l.]: Universidade Federal do Paraná, 2002. 62 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia,

MARTIN, L., et. al. **Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Brasília: Série Geologia DNPM, v. 28, p. 1-40, 2 mapas. 1988.

MIHÁLY, P. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista. Universidade Federal do Paraná, 104 p. 1997.

MIHÁLY, P. & ANGULO, R. J. Dinâmica da desembocadura do Mar do Ararapira. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 32 (2), 2002. p. 217-222. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geologia.

MINERAIS DO PARANÁ S.A. (MINEROPAR) **Mapa geológico do Estado do Paraná**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM. Escala 1:650.000. 1989.

MOTTA, V. F. Parecer sobre erosão na praia Mansa de Caiobá, Paraná. **Relatório Técnico,** Curitiba, 4 p. (inédito). 1976.

NEMES, D.D. **Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do estado do Paraná.** Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2011. 134 p. Dissertação de Mestrado. Centro de Estudos do Mar.

NEMES, D.D. & MARONE, E. Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do Estado do Paraná, Brasil. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 68-69, p. 12-25. 2013.

NOERNBERG, M.A. **Processos morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá – Paraná – Brasil:** Um estudo a partir de dados in situ e Landsat – TM. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2001. 180 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

NOERNBERG, M. & ALBERTI, A.L. Variabilidade oceanográfica na plataforma continental interna do Paraná: condição de primavera. **Revista Brasileira de Geofísica**, [S.l.], v. 32, p. 197-206. 2014.

NOERNBERG, M.A. & MARONE, E. Spatial-temporal monitoring of the Paranaguá Bay inlet margins using multispectral Landsat -TM images. **Journal of Coastal Research**, Special Issue, [S.l.], v. 35, p. 221-231. 2003.

NOERNBERG, M.A., MARONE, E., ANGULO, R.J. Correntes costeiras e transporte de sedimentos nos canais de navegação do estuário da Baía de Paranaguá. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 60-61, p. 45-54. DOI:10.5380/geo.v60i0.9616. 2007.

OERTEL, G. F. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: Cronin L.E. (ed.). Estuarine Research Geology and Engineering, New York, **Academic Press**, v. 2, p. 267-276. 1975.

ORTON, P.M. & VISBECK, M. Variability of internally generated turbulence in an estuary, from 100 days of continuous observations. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 29, p. 61-77. DOI: 10.1016/j.csr.2007.07.008. 2009.

PARANHOS FILHO, A.C. **O processo erosivo e as variações morfodinâmicas das praias na Ilha do Mel (Baía de Paranaguá-PR).** Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 1996. 239 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

PARANHOS FILHO, A.C.; SOARES C.R.; ANGULO, R.J. Nota sobre a erosão na Ilha do Mel-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 42, p. 53-159. 1994.

PIERRI, N. et al. A ocupação e o uso do solo no litoral paranaense: condicionantes, conflitos e tendências. **Desenvolvimento e Meio Ambiente**, [S.l.], v. 13, p. 137-167. 2006.

QUADROS, C.J.L. DE. **Variações morfológicas e volumétricas associadas à incidência de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense.** [S.l.]: Universidade Federal do Paraná, 57p. 2002. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geologia.

QUADROS, C.J.L. et al. Dinâmica morfosedimentar associada à incidência de sistemas frontais em duas praias do litoral paranaense. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 60-61, p. 65-74. 2009. DOI:10.5380/geo.v60i0.11086.

QUADROS, C.J.L. et al. **Subaerial beach volume variation and morphodynamic of two oceanic wave-dominated beach-arcs at the Paraná coast, southern Brazil**. 2015. No prelo.

SANTOS, A.V. Memória histórica da cidade de Paranaguá e seu município. **Publicação da Secção de História do Museu Paranaense**, [S.l.], v. 1, 347 p. 1851.

SOARES, C.R. et al. Variações da linha de costa no Balneário Pontal do Sul (PR) no período de 1953-1993: Um balanço sedimentar. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 42, p. 161-171. 1994.

SOARES, C.R., BORZONE, C.A., SOUZA, J.R.B. Variação morfológica e sedimentológicas ao longo de um ciclo anual numa praia arenosa no sul do Brasil. **Oecologia Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 3, p. 245-258. 1996.

SOUZA, M.C. **Estratigrafia e evolução das barreiras holocênicas paranaenses, sul do Brasil.** Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2005. 110 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia.

SOUZA, M.C., & ANGULO, R.J. Decadal and inter-annual variations of shoreline and beach volumes in Itapoá (Santa Catarina, Brazil). **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 35, p. 202-208. 2003. Special Issue

TESSLER, M.G. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista.** São Paulo: Universidade de São Paulo, 1988. 276 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar.

TESSLER, M.G. & MAHIQUES, M.M. 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**, [S.l.], v. 9(3), p. 823-830. 1993.

TESSLER, M.G. & SUGUIO, K. **Características sedimentológicas da Formação Cananéia (Pleistoceno superior) na área Paranaguá-Antonina (Estado do Paraná, Brasil).** São Paulo: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, v. 2, p. 43-54. 1987. Publicação Avulsa.

VANHONI, F. & MENDONÇA, F. O clima do litoral do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.l.], v. 3-4, p. 49-63. 2008.

VEIGA, F.A. et al. Medidas de velocidades de correntes na plataforma continental interna paranaense utilizando perfilador de corrente acústico – Doppler – ADCP. In: SEMANA NACIONAL DA OCEANOGRAFIA, 15., 2002. Rio de Janeiro. [**Trabalhos apresentados**]. Rio de Janeiro: [s.n.], 2002. CD-ROM.

ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. Origin and structural evolution of the Cenozoic rift system of southeastern Brazil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, [S.l.], v. 13(2), p. 269-300. 2005.



Norberto Olmiro Horn Filho
BOLSISTA DE PRODUTIVIDADE EM PESQUISA CNPQ
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS, DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS, LABORATÓRIO DE GEOLOGIA COSTEIRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

Andreoara Deschamps Schmidt
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

José Gustavo Natorf de Abreu
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR (CTTMAR)
CURSO DE OCEANOGRAFIA
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ

Cristian Nunes Estevam
CURSO DE GEOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

Rafael Sangoi Araujo
CENTRO DE CIÊNCIAS TECNOLÓGICAS DA TERRA E DO MAR (CTTMAR)
CURSO DE OCEANOGRAFIA
UNIVERSIDADE DO VALE DO ITAJAÍ

SANTA CATARINA

RESUMO

O presente trabalho apresenta uma atualização dos dados sobre os processos erosivos observados ao longo do litoral do estado de Santa Catarina. O litoral é composto por 27 municípios com frente oceânica dispostos em cinco setores denominados de setor Norte, setor Centro-norte, setor Central, setor Centro-sul e setor Sul. Todos os setores apresentam modificações na orla marítima em maior ou menor escala, seja por algum tipo de evidência erosiva na paisagem costeira ou somente pela modificação do ambiente e dos ecossistemas adjacentes. Evidências erosivas como retração da linha de costa, muros de contenção (sea wall), projetos de engenharia costeira e sistema de dunas escarpadas foram observadas em diversas praias associadas a processos naturais e/ou ação antrópica que atuam diretamente sobre o perfil praial. Observam-se ainda processos de transposição (*overwash*) quando há passagem de sistemas frontais em trechos costeiros no litoral Centro-norte. Foram detectados focos de erosão costeira de diferentes magnitudes nas praias arenosas de 14 municípios catarinenses (51,8%) presentes de norte para sul em Itapoá, São Francisco do Sul, Balneário Barra do Sul, Barra Velha, Balneário Piçarras, Penha, Navegantes, Balneário Camboriú, Bombinhas, Florianópolis, Garopaba, Imbituba, Laguna e Jaguaruna.Ações de mitigação para os problemas ocasionados pelos processos erosivos têm sidoverificadas sendo o método mais utilizado a alocação de muros de contenção seguido por projetos de alimentação artificial das praias. A ocupação antrópica propicia diferentes níveis de risco costeiro devido à posição geográfica da praia, proximidade da urbanização e linha de costa e evidências erosivas costeiras, sendo definidos três distintos tipos de risco (alto grau, médio grau e baixo grau) todos presentes no litoral, com destaque para o setor Centro-norte, Norte e setor Central. Os setores Centro-sul e Sul resguardam os menores índices de processos erosivos, devido à manutenção das características naturais da linha de costa. Observa-se que o uso e urbanização do litoral catarinense mantém o modelo de fixação da linha de costa para assentamento de núcleos urbanos e balneários consolidados em detrimento da conservação da característica natural e dinâmica das praias arenosas.

ABSTRACT

The present study presents a database up to date of erosive processes observed in the coast of Santa Catarina state. The coast is composed by 27 municipalities with ocean front arranged in five sectors: North, Central-north, Central, Central-south and South. All sectors present coastline modifications in both large and small scales, such as a landscape coastal erosive evidence, or just by the modification of the environment and the adjacent ecosystems. Erosive evidences, as shoreline regression, sea walls, engineering coastal projects and eroded dunes systems, were observed in diverse beaches associated with natural processes and/or with anthropic actions that directly affect the beach profile. Moreover, overwash processes were observed when it has transition in frontal systems to coast paths in the Central-north coast. Sources of coastal erosion are detected in several magnitudes on sand beaches of 14 municipalities of Santa Catarina (51.8%), that arefrom north to south, the municipalities of Itapoá, São Francisco do Sul, Balneário Barra do Sul, Barra Velha, Balneário Piçarras, Penha, Navegantes, Balneário Camboriú, Bombinhas, Florianópolis, Garopaba, Imbituba, Laguna and Jaguaruna. Mitigation actions for the occasioned problems by erosive processes have been verified along the Santa Catarina coast, with sea walls allocations and beach nourishment as the most applied methods. Urban occupation provides different levels of coastal risk due to beach geographical position, urbanization and coastline proximity, and coastal erosive evidences; three distinct risk types were defined (high degree, medium degree and low degree) all of them are present in the coast with highlight for the sectors Central-north, North and Central. The sectors Central-south and South to protect the lower erosive processes index, due to the maintaining of coastline natural characteristics. It is observed that the use and urbanization of Santa Catarina coast maintain a coastline fixation model of the consolidated urban nucleus in detriment of the sandy beaches natural characteristic and dynamics conservation.

1. INTRODUÇÃO

A importância dos agentes oceanográficos costeiros na manutenção da linha de costa ao longo do tempo geológico é de fundamental importância, possibilitando estabelecer um entendimento para os processos de retrogradação e progradação ao qual a linha de costa atual está sujeita.

Da mesma forma que os agentes oceanográficos atuam 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 presentes, outras mascaradas pelo tempo através de distintos processos costeiros (HORN FILHO, 2006).

Processos erosivos e deposicionais têm sido observados em diversas praias arenosas ao longo da linha de costa terrestre. 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 urbanas que se instalam junto ao ambiente praial em distintas costas do Brasil e particularmente no estado de Santa Catarina.

No que tange ao estado de Santa Catarina, 68% da população reside no litoral (POLLETE *et al.*,1995) e o crescente processo de urbanização, além de causar impactos negativos nos diversos ambientes costeiros, coloca em risco a população residente devido à dinâmica costeira que atua na modificação e na constante evolução das feições de relevo. Conforme previsões do IPCC (2014) pressões humanas sobre os ecossistemas costeiros aumentarão consideravelmente nas próximas décadas, devido ao crescimento populacional e dese nvolvimento econômico.

O litoral do estado de Santa Catarina possui atributos importantes para a economia e conservação dos ambientes costeiros por meio das atividades turísticas, pesqueiras, portuárias e como áreas de proteção/conservação aos recursos naturais e culturais. Observam-se ao longo do litoral, processos críticos de erosão costeira, principalmente, em municípios que apresentam a linha de costa modificada do estado natural para antrópico (MMA, 2006; OLIVEIRA, 2009; ARAÚJO *et al.*, 2010; MACHADO, 2010; SCHMIDT *et al.*, 2013). O litoral do estado é composto por 27 municípios com frente oceânica que em muitos casos, apresentam graves problemas associados à erosão costeira, induzida por deficiências do abastecimento sedimentar cujas consequências são intensificadas ao longo dos anos.

A deficiência de abastecimento sedimentar está relacionada às causas naturais como as variações médias do nível do mar que podem ser persistentes, periódicas

ou esporádicas e/ou relacionadas à múltiplas atividades antrópicas desenvolvidas na zona costeira e bacias hidrográficas próximas (DIAS *et al.*, 1994). A erosão costeira, conforme Horn Filho (2006) e Klein *et al.* (2006) está relacionada a processos naturais da dinâmica praial intensificada diretamente pelo uso indiscriminado da zona costeira e do sistema praial.

As praias arenosas são ambientes dinâmicos que apresentam constantes alterações morfológicas resultantes de variações no regime energético incidente (clima de ondas), na variação do nível d'água (eventos de tempestade) e desequilíbrios no suprimento sedimentar (SHORT, 1999; KLEIN, 2004). Ocasionalmente, eventos de alta energia podem surgir maximizando os efeitos causados na orla, chegando a muitos casos, a situações catastróficas nos núcleos urbanos implantados próximos ao ambiente praial, tendo como exemplos as praias da Armação, Gravatá e Itapoá, conforme Figura 1.

O presente trabalho tem por objetivo apresentar uma atualização dos dados sobreos processos erosivos observados ao longo do litoral do estado de Santa Catarina, bem como as soluções adotadas até o presente momento quanto à conservação e proteção das praias arenosas.



Figura 1
(A) Vista para sul da praia da Armação, ilha de Santa Catarina, no evento extremo no ano de 2010 (Foto de Emerson Moraes, 2010); (B) Vista para norte da mesma praia apresentando danos na estrutura de proteção alocada na orla (Foto de Andreoara Deschamps Schmidt, 2012); (C) Vista para sul da praia de Gravatá, município de Navegantes, observando nítida erosão costeira, colapsando as estruturas físicas da praia (Foto de Andreoara Deschamps Schmidt, 2011); (D) Vista para orla de um trecho da praia de Itapoá, município homônimo, com evidências de retrogradação da linha de costa (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, 2010).

2. MÉTODOS

A compilação e análise das informações relacionadas aos processos de erosão costeira ao longo do litoral catarinense foram realizadas por meio de levantamento de referencial teórico pertinente ao assunto e informações disponíveis através de pesquisas científicas das universidades e nos órgãos oficiais como Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal (MMA); Sistema de Informação sobre Desastres da Defesa Civil; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE); Secretaria do Patrimônio da União (SPU); Secretaria de Desenvolvimento Social e Urbano de Santa Catarina (SDS) e prefeituras municipais. A base de dados inclui os trabalhos desenvolvidos pela Laboratório de Oceanografia Geológica da Universidade do Vale do Itajaí.

Os trabalhos de campo partiram do esforço amostral aplicado durante a realização do projeto "Atlas Sedimentológico e Ambiental das Praias Arenosas da Faixa Oceânica de Santa Catarina, Brasil" (ASAPASC), desenvolvido no Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina. O projeto percorreu toda a extensão do litoral catarinense entre dezembro de 2007 a junho de 2011 com o objetivo da coleta de dados pontuais sobre a granulometria dos pontos amostrais, dados geográficos, fisiográficos e oceanográficos. O trabalho de campo foi realizado em 26 incursões, percorrendo 27 municípios costeiros com frente para o oceano Atlântico, tendo sido visitadas 256 praias arenosas totalizando 370 pontos amostrais (Tabela 1).

A partir da identificação das praias arenosas que apresentam problemas decorrentes dos processos erosivos pautados nos indicadores de erosão costeira adaptadas de Souza (2001) e Souza & Suguio (2003) foi realizada a espacialização dos pontos amostrais. Os dados foram processados no software ArcGIS (ESRI) 10.3 na escala 1:2.000, restituídos seguindo a baseline de referência como a base da duna frontal ou alteração da linha de costa por estrutura física. Os dados foram organizados na forma de banco de dados contendo informações sobre os pontos amostrais que apresentam processos de erosão e suas respectivas interferências.

Tabela 1 - Praias visitadas e pontos coletados entre 2007 e 2011 ao longo do litoral catarinense.

Setor	Litoral	Municípios	Praias visitadas	Pontos amostrais
1	Sul	5	22	41
2	Centro-sul	5	41	72
3	Central	4	69	85
4	Centro-norte	8	103	124
5	Norte	5	21	48
		27	265	370

A carta-base do litoral de Santa Catarina foi elaborada com base na localização geográfica dos pontos amostrais e coleta de informaçõesin situ, corroboradas por dados pretéritostais como tipo de litoral (costão rochoso, praia arenosa, praia lamosa e manguezal), grau de erosão (forte, médio e fraco), grau de exposição (litoral exposto, semi-exposto e abrigado) e unidades morfológicas e morfodinâmicas. Amacro unidade morfológica érepresentada por elementos como costão rochoso, planície de crista de praia/terraço marinho, cabo consolidado, planície de maré lamosa, planície de maré arenosa e planície flúvio-marinha. Por sua vez, a meso-unidade morfológica é segmentada em cordão litorâneo, pontal, sistema de dunas, manguezal e tômbolo.

A unidade morfodinâmica é representada por praia reflectiva, praia intermediaria e praia dissipativa, duna frontal, plataforma de abrasão rochosa, desembocadura fluvial e obra de engenharia costeira.

A fim de averiguar os danos causados na orla a partir dos eventos naturais incidentes sobre a mesma e sobre os problemas advindos dos processos erosivos, foi realizado o levantamento na base de dados online e registros oficiais de desastres disponíveis no Sistema Integrado de Informações sobre Desastre (BRASIL, 2015). Os dados disponíveis da Defesa Civil compreendem o intervalo de tempo entre os anos de 1940 e 2012 registrados em protocolos de Avaliação de Danos (AVADAN), decretos de emergência ou de calamidade pública dos municípios costeiros. As palavras-chaves para busca foi realizada por meio do código 13309 referente à erosão marinha e do código 12304 referente às inundações litorâneas provocadas pela brusca invasão do mar.

Os mapas foram elaborados com o software ArcGIS 10.3 em projeção Transversa de Mercator - Fuso 22S, Datum SIRGAS 2000 e tiveram como fonte dados disponíveis na base de dados da ESRI (ArcGIS online), EPAGRI/IBGE (2004) e das cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil."

3. CARACTERIZAÇÃO FISIOGRÁFICA E GEOAMBIENTAL

3.1 Localização geográfica

O estado de Santa Catarina, localizado na região Sul do Brasil entre as latitudes sul 25°57'41" e 29°23'55" possui cerca de 538km de litoral adjacente ao oceano Atlântico, compreendendo diversas feições como praias arenosas, costas rochosas, obras costeiras e desembocaduras fluviais. Apresenta como limites no extremo sul a praia de Passo de Torres (divisa dos estados do RS e SC) e no extremo norte a praia da Barra do Saí, município de Itapoá (divisa dos estados do PR e SC). A população

litorânea é de aproximadamente 1.600.000 habitantes, com elevada densidade demográfica (cerca de 170 hab/km²) distribuídos ao longo da planície costeira.

A zona costeira de Santa Catarina é constituída por um complexo mosaico formado por distintos ambientes costeiros como: praias, dunas, lagunas, lagoas, manguezais, ilhas e estuários bem como pelo uso e ocupação antrópica diversificada, onde se destaca os setores de turismo, desenvolvimento urbano, portos, aquicultura e pesca.

A presente pesquisa contempla os cinco setores definidos pelo Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina (SANTA CATARINA, 2006) compostos por 38 municípios costeiros, considerando-se nesse estudo somente os 27 municípios que fazem frente com o oceano Atlântico (Figura 2 e Quadro 1)

Considerando todas as reentrâncias do sistema praial catarinense, o mesmo alcança comprimento total de 696.577m; sendo distribuído em 460.950m de costa arenosa (66,17%); 210.321m de costa rochosa (30,19%); 23.487m de obras costeiras (3,37%) e 1.819m (0,27%) de desembocaduras fluviais (HORN FILHO *et al.*, 2012).

3.2 Aspectos geológicos-geomorfológicos da província costeira

A província costeira de Santa Catarina possui uma área de 66.212km², compreendendo no setor emerso, a planície costeira e o sistema praial, com uma área de 4.212km² (ROSA & HERRMANN, 1986) e que representa 4,35% da área do estado e no setor submerso, a plataforma continental, com 62.000km², caracterizada pela sedimentação das bacias marginais marinhas de Santos e Pelotas, ao sul do Brasil. Os limites geográficos da província são a norte e sul, os estados do Paraná e Rio Grande do Sul; a oeste, Argentina e a leste, o talude e elevação continentais e o assoalho oceânico (HORN FILHO, 2003).

A província costeira é constituída por duas unidades geológicas fundamentais: o embasamento rochoso cristalino/sedimentar e as bacias sedimentares marginais marinhas de Santos e Pelotas.

O embasamento pode ser compartimentado em três setores de acordo com a constituição geológica principal: Norte, Central e Sul (HORN FILHO, 2003). O embasamento Norte consiste de granitos e rochas metamórficas associadas, como gnaisses, migmatitos, granulitos e xistos; o setor Central é dominantemente granítico e o setor Sul compreende rochas sedimentares e basálticas.

Nas bacias sedimentares marginais marinhas de Santos, à norte do estado e de Pelotas, à sul do estado, ocorrem os depósitos sedimentares da planície costeira (Figura 3) e as litofáceis da plataforma continental, as quais serão descritas sucintamente a seguir.

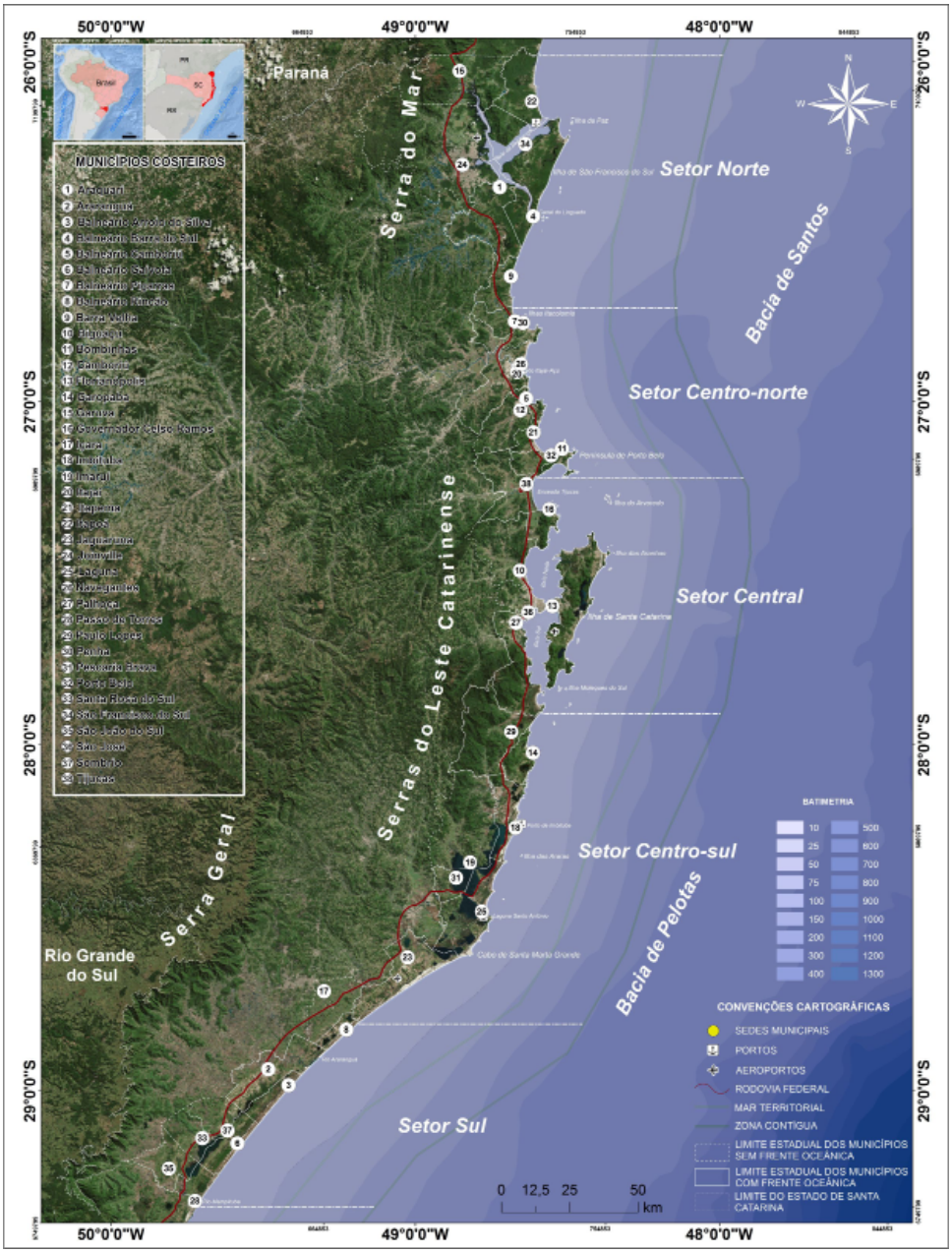


Figura 2
Localização geográfica dos municípios costeiros com frente oceânica no estado de Santa Catarina. Fonte: elaborado por Cristian Nunes Estevam (2015).

Quadro 1 - Os 27 municípios costeiros do litoral de SC visitados ao longo deste trabalho.

Setor	Município
Norte	Itapoá, São Francisco do Sul, Balneário Barra do Sul, Araquari e Barra Velha
Centro-norte	Balneário Piçarras, Penha, Navegantes, Itajaí, Balneário Camboriú, Itapema, Bombinhas e Porto Belo
Central	Tijucas, Governador Celso Ramos, Florianópolis e Palhoça
Centro-sul	Paulo Lopes, Garopaba, Imbituba, Laguna e Jaguaruna
Sul	Balneário Rincão, Araranguá, Balneário Arroio do Silva, Balneário Gaivota e Passo de Torres

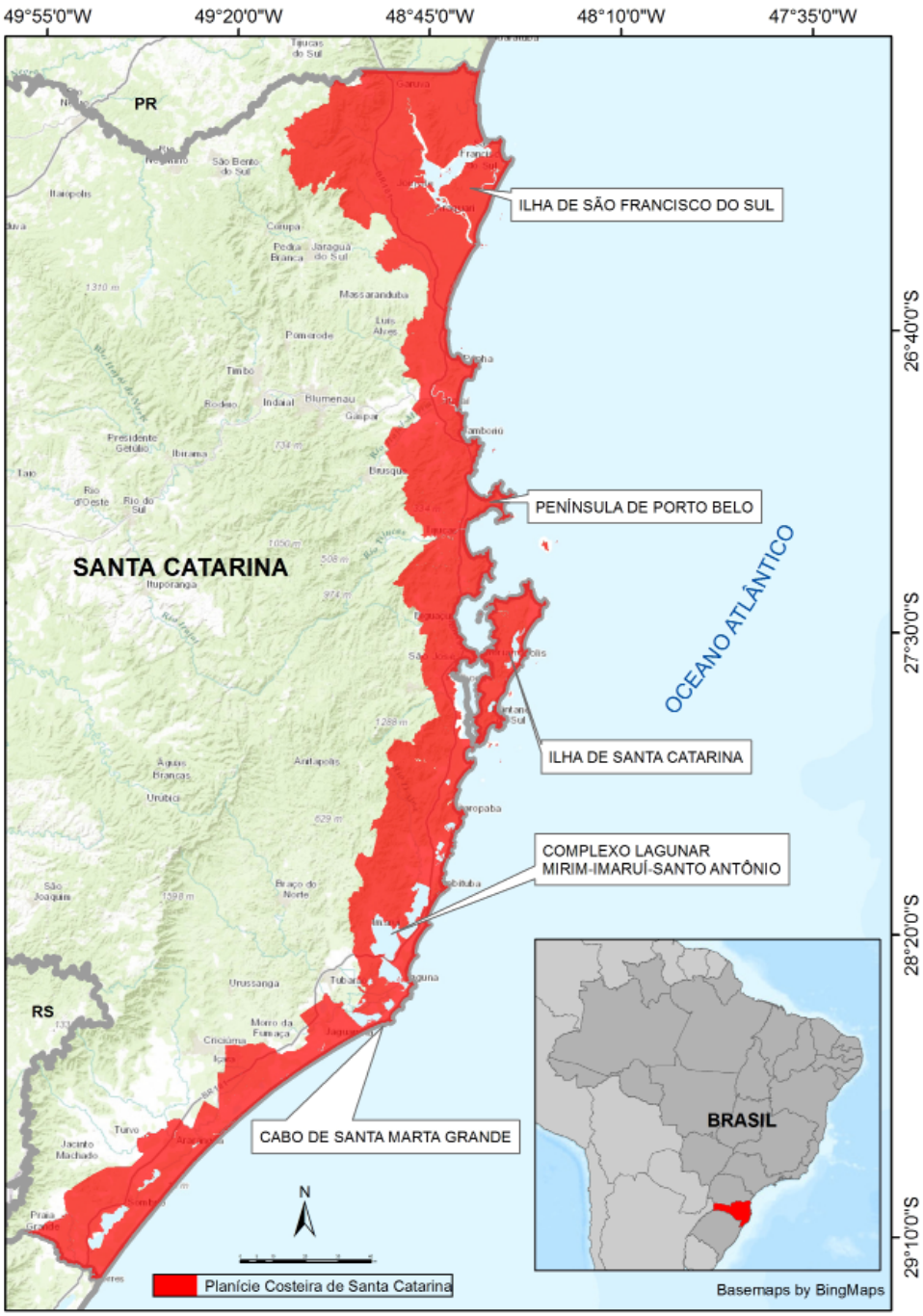


Figura 3
Localização geográfica da planície costeira do estado de Santa Catarina na região Sul do Brasil e os principais acidentes geográficos ao longo do litoral catarinense.

3.2.1 Planície costeira

A planície costeira catarinense é constituída de depósitos e fácies dos sistemas deposicionais continental, transicional e antropogênico. Entre o sistema deposicional transicional e oceânico, são encontrados os sedimentos do sistema praial.

O sistema deposicional continental está associado às encostas das terras altas, englobando osdepósitoscoluvial, de leque aluvial e fluvial, geralmente inferidos com idades do Quaternário indiferenciado (de ±2Ma AP até o presente).

O sistema deposicional litorâneo ou transicional, na maioria das regiões do tipo laguna-barreiraestá associado às variações relativas do nível do mar ocorridas durante o Quaternário, compreendendo depósitos pleistocênicos (entre 120 e 18Ka AP) e holocênicos (entre 5,1Ka AP e o presente) dos ambientes marinho raso, eólico, lagunar e paludial, cujas principais formas de relevo são terraços, dunas, cordões regressivos e planícies.

Segundo alguns autores, têm-se sugerido a inserção na planície costeira dos depósitos do sistema deposicional antropogênico e que incluem o depósito tecnogênico, à base de sedimentos de origem artificial construídos pela ação antropogênica, como aterros e rejeitos minerais (LIVI & HORN FILHO, 2011; SILVA & HORN FILHO, 2011), bem como os sambaquis, que constituem acumulações de origem antropogênica acrescida de materiais de origem sedimentar, artefatos líticos e restos carbonáticos observados na maioria dos sistemas litorâneos de Santa Catarina.

No mapeamento geológico desenvolvido pelo Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina (SANTA CATARINA, 2010a, b, c, d, e) foram definidas 24 unidades litoestratigráficas do embasamento, além de 19 depósitos da planície costeira, observados nos mapas geológicos do setor Norte (1, Quadro 2) (Figura 4), setor Centro-norte (2, Quadro 2) (Figura 5), setor Central (3, Quadro 2) (Figura 6), setor Centro-sul (4, Quadro 2) (Figura 7) e setor Sul (5, Quadro 2) (Figura 8).

Do ponto de vista cronológico, desses depósitos, três são considerados do Quaternário indiferenciado, um do Pleistoceno médio, dois do Pleistoceno superior e 13 do Holoceno. Do ponto de vista do sistema deposicional, 16 pertencem ao sistema deposicional transicional, três pertencem ao sistema deposicional continental e dois pertencem ao sistema deposicional antropogênico (Quadro 2).

3.2.2 Plataforma continental

A porção submersa da província costeira catarinense é representada pela plataforma continental, caracterizada pela sedimentação das bacias marginais marinhas de Santos e Pelotas, localizadas no sudeste e sul do Brasil. As bacias são limitadas geograficamente na Plataforma de Florianópolis, estendendo-se em direção sul a bacia de Pelotas e a norte, a bacia de Santos.

A plataforma continental catarinense inserida na margem continental Sudeste-sul brasileira, apresenta larguras médias de 130km (CORRÊA *et al.*, 1996); declividades de 1:500 a 1:700 nas regiões mais estreitas e 1:1.000 e 1:350 nas regiões mais largas; inclinações entre 0,5 e 0,7° (GRÉ, 1983) e profundidades de quebra da plataforma continental entre 120 e 180m. O traçado das isóbatas da plataforma continental é homogêneo, paralelo à linha de costa subdividida em plataforma continental interna (até 30m); plataforma continental interna média (entre 30 e 100m) e plataforma continental interna externa (entre 100 e 200m).

Quadro 2 - Depósitos da planície costeira de Santa Catarina mapeados pelo GERCO/SC nos setores 1 a 5.

SISTEMA	DEPÓSITO	1	2	3	4	5	Idade
	Depósito tecnogênico						
	Depósito do tipo sambaqui						
Transicional	Depósito de *chenier*						
	Depósito de baía						
	Depósito estuarino praial						
	Depósito estuarino						
	Depósito deltaico intralagunar						Holoceno
	Depósito lagunar praial						
	Depósito eólico						
	Depósito flúvio-lagunar						
	Depósito paludial						
	Depósito marinho praial						
	Depósito lagunar						
	Depósito eólico						Pleistoceno
	Depósito lagunar						superior
	Depósito eólico						Pleistoceno médio
Continental	Depósito aluvial						Quaternário
	Depósito de leque aluvial						
	Depósito coluvial						indiferenciado

Corrêa *et al.* (1996) caracterizaram sete fácies para a plataforma continental catarinense: arenosa; areno-síltica; areno-argilosa; síltico-arenosa; síltico-argilosa; argilo-síltica e areno-síltico-argilosa. Na plataforma continental interna predominam as fácies arenosas; na plataforma continental média, dominam os sedimentos finos associados às areias e na plataforma continental externa ocorre uma combinação de sedimentos grossos e finos. A plataforma continental da província costeira de Santa Catarina tem sido descrita do ponto de vista sedimentológico por diversos autores, destacando-se os trabalhos de Corrêa (1979), Corrêa (1980), Gré (1983), Abreu (1998; 2010), Horn Filho *et al.* (2014).

Mais recentemente (MENEZES & SANTOS, 2016), no capítulo que envolve o substrato da plataforma continental de Santa Catarina (ABREU & HORN FILHO, 2016), definem, através do diagrama de Shepard (1954), oito classes texturais: areia, areia siltosa, areia-silte-argila, areia argilosa, silte arenoso, silte, silte argiloso e argila siltosa, representadas na Figura 9.

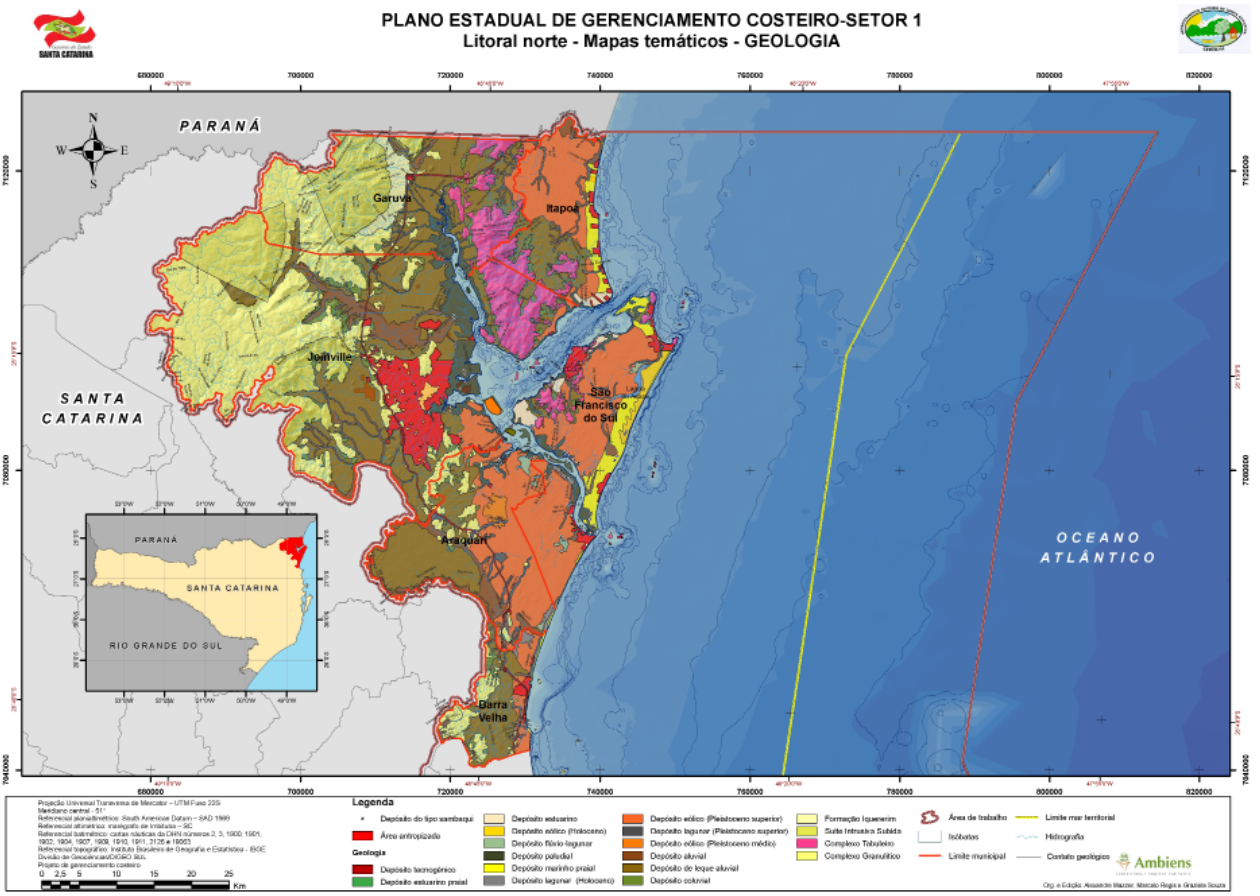


Figura 4
Mapa geológico do litoral Norte ou setor 1 (GERCO/SC) (HORN FILHO, 2010a).

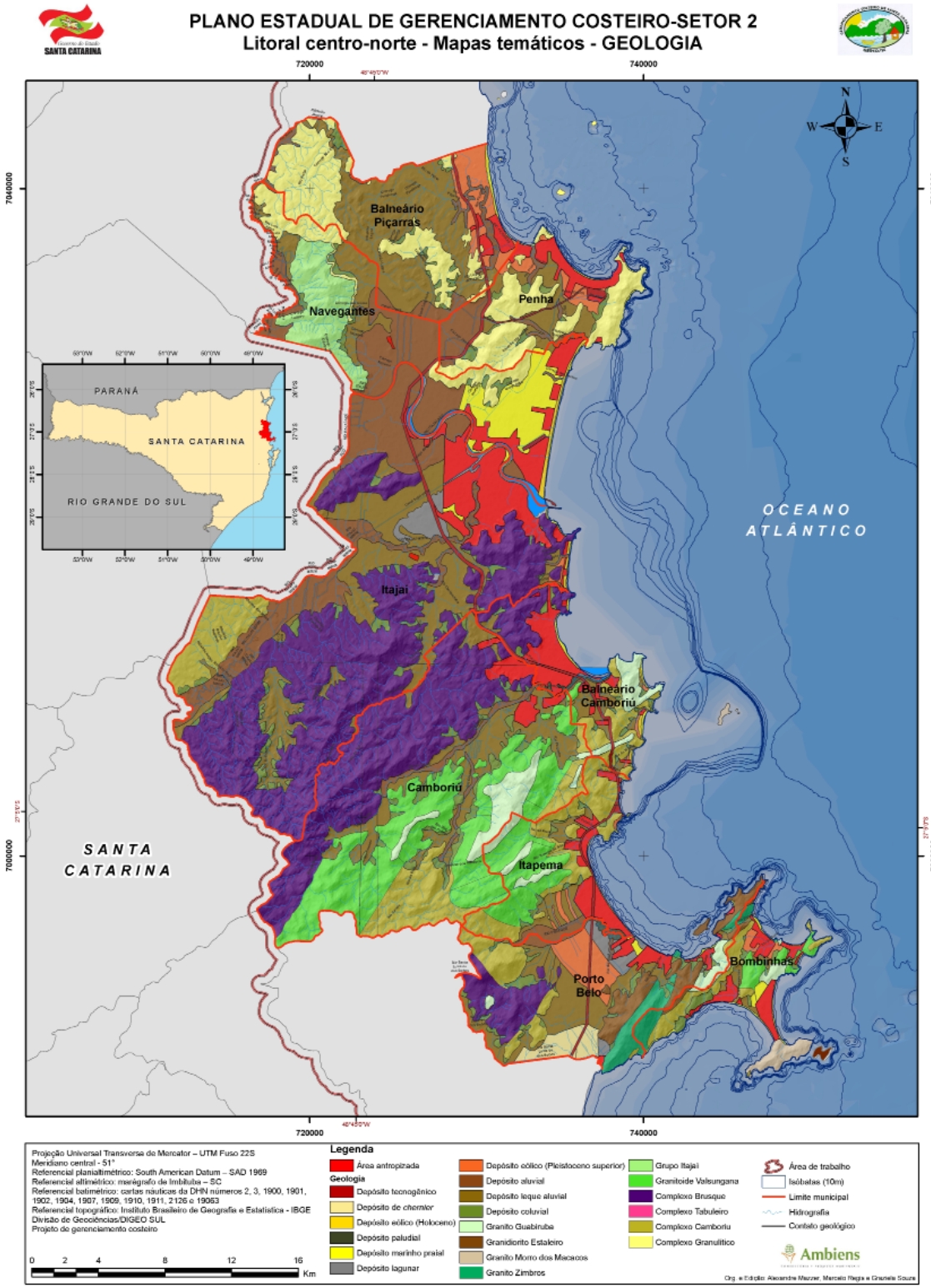


Figura 5
Mapa geológico do litoral Centro-norte ou setor 2 (GERCO/SC) (HORN FILHO, 2010b).

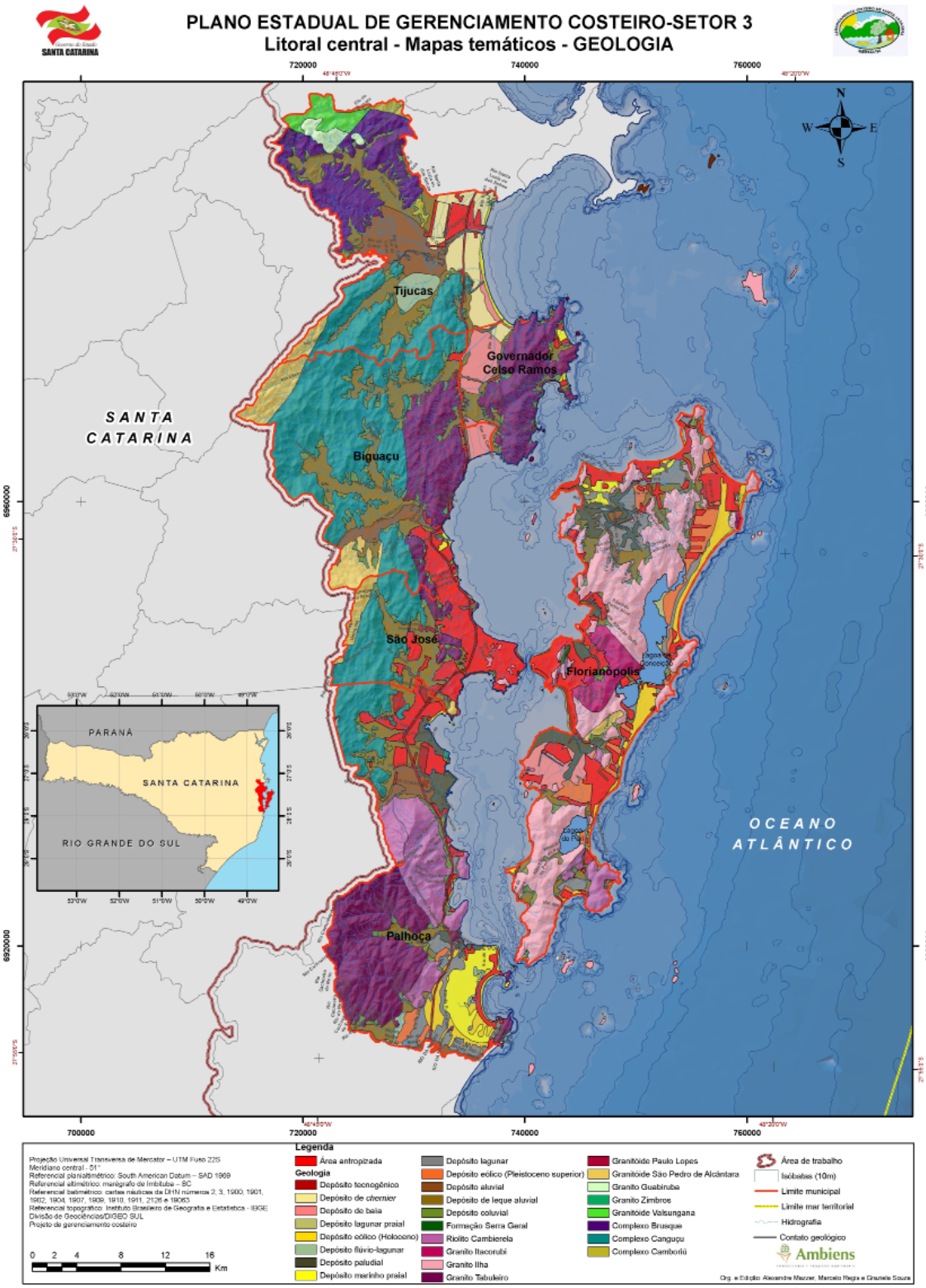


Figura 6
Mapa geológico do litoral Central ou setor 3 (GERCO/SC) (HORN FILHO & FERRETI, 2010).

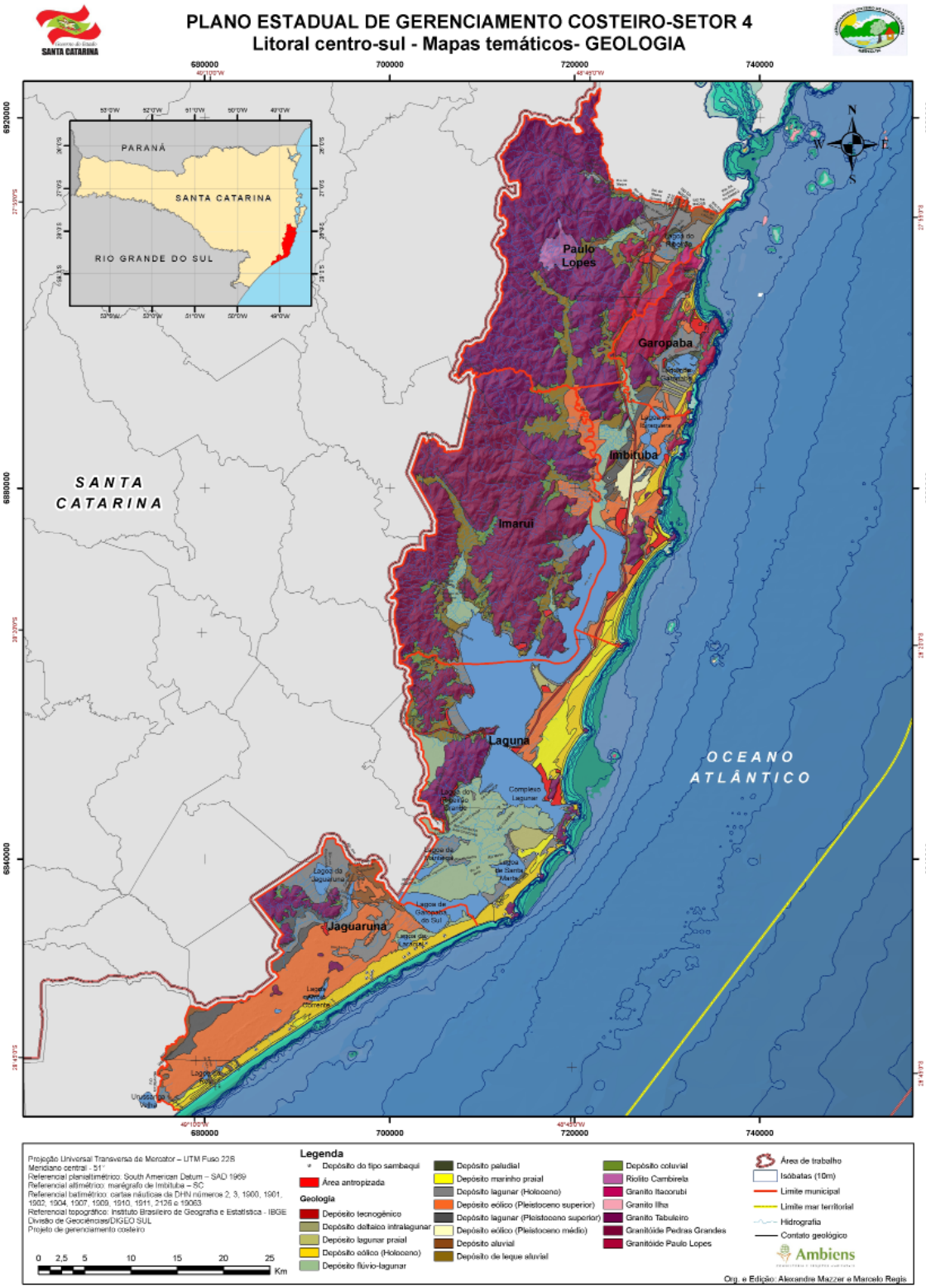


Figura 7
Mapa geológico do litoral Centro-sul ou setor 4 (GERCO/SC) (HORN FILHO, 2010c).

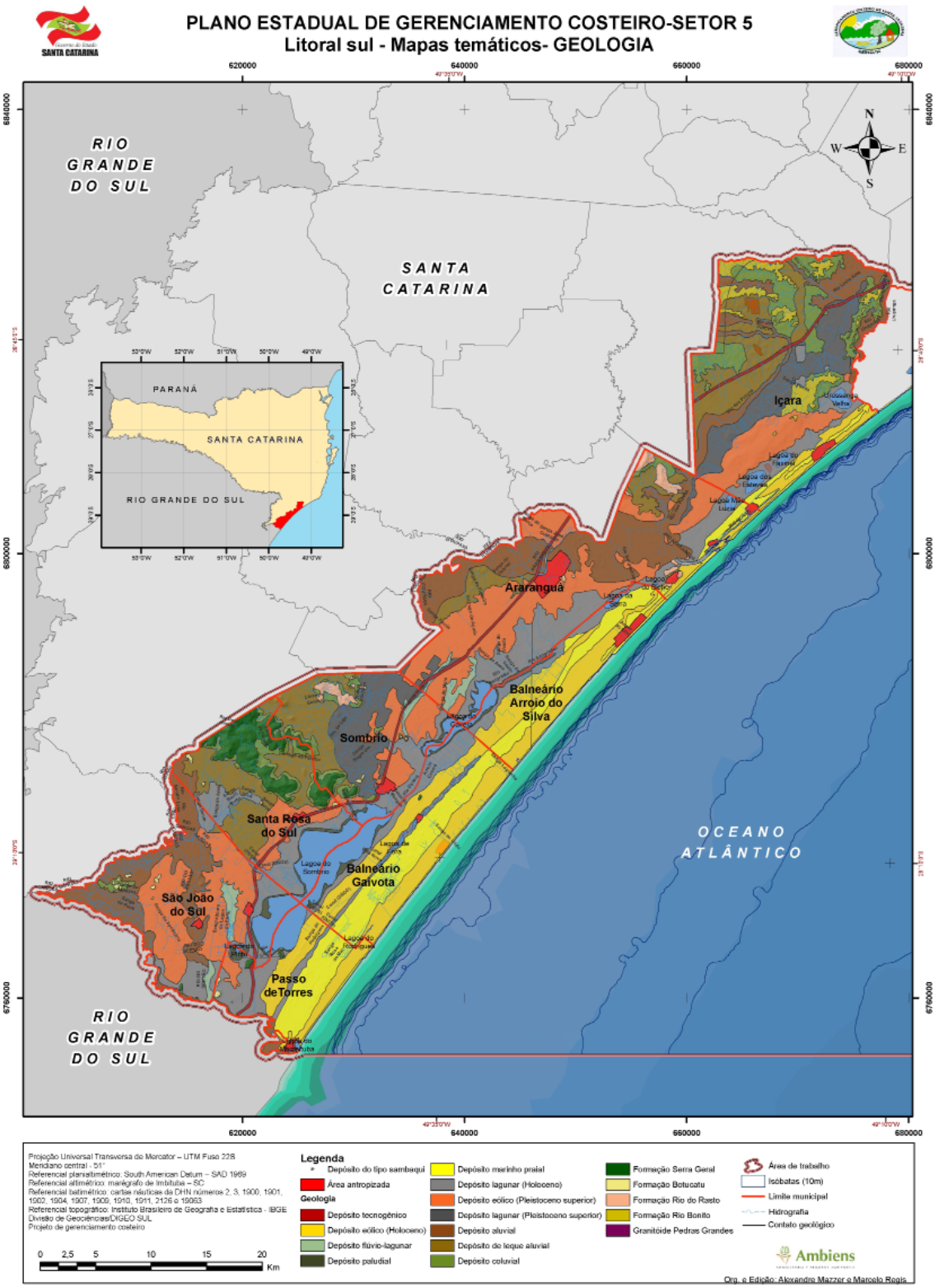


Figura 8
Mapa geológico do litoral Sul ou setor 5 (GERCO/SC) (HORN FILHO, 2010d).

A fácies de areia se distribui na plataforma continental interna, acompanhando a linha de costa até a isóbata de 25m na porção sul, dando lugar à fácies cada vez mais finas até a de silte argiloso na área de influência dos rios Tijucas e Itajaí-Açu, entre Florianópolis e Penha. A partir deste ponto, a fácies de areia volta a predominar da costa até a isóbata de 50m em direção ao norte, voltando a ocorrer na plataforma continental externa ao sul, na altura de Criciúma e na porção central ao largo de Florianópolis.

Em todos os casos acima, a fácies areia siltosa acompanha de forma regular os limites da fácies de areia e é sucedida pela fácies areia-silte-argila. Esta última se alonga de sul ao norte na plataforma continental média e externa no sentido sudoeste nordeste, mas de forma não contínua, se posicionando entre as fácies de areia siltosa e de areia argilosa.

Fácies areia siltosa envolvem as fácies mais finas, até a de silte argiloso, em faixas relativamente regulares no sentido norte-sul em três áreas distintas: ao sul para fora da isóbata de 75m, frente a Imbituba, numa área pequena e isolada; cruzando as isobatimétricas de 50 a 150m num longo trecho desde a altura de Imbituba até Balneário Barra do Sul e; no extremo nordeste da área entre as isóbatas de 75 até 150m. Esta última é a região de maior continuidade da fácies de silte-argiloso que se limita entre as isóbatas de 100 e 150m. Isoladamente, no extremo sul, ocorre a fácies de argila siltosa, na linha de 100m.

De forma geral, as fácies arenosas acompanham a orientação da linha de costa, consequentemente das linhas batimétricas, as mais grosseiras (areia e areia siltosa) encontradas na plataforma continental interna e externa e, as mais finas (areia-silte-argila e areia argilosa) estão representadas na plataforma continental média e externa. Por outro lado, as fácies de silte encontram-se na plataforma continental média e externa, não obedecendo a mesma orientação das areias, posicionando-se alinhadas no sentido norte-sul cruzando as isóbatas de 50 a 150m. Basicamente ocorrem em três setores, ao sul em duas áreas isoladas, numa grande área central e, no extremo nordeste.

3.3 Agentes e processos costeiros: clima, ondas, marés, correntes litorâneas

O clima do litoral catarinense é do tipo subtropical com invernos relativamente frios e verões quentes. Tais características são resultantes da presença de duas massas de ar: a Massa Tropical Atlântica (mTA) caracterizada por ar tropical quente e úmido com tendência a estabilidade e a Massa Polar Atlântica (mPA) caracterizada por massas de ar frias que se deslocam de altas atitudes rumo a nor-

deste, com elevada velocidade e trajetória variável ao longo da costa (MARTIN *et al.*, 1988).

O clima do estado de Santa Catarina é influenciado por quatro centros atmosféricos: Anticiclone Móvel Polar, Anticiclone do Atlântico, Anticiclone do Pacífico Sul e o Centro de Baixa Pressão do Chaco (NIMER, 1989). A atuação dos sistemas frontais do Anticiclone Móvel Polar é uma das principais características climáticas do litoral catarinense (RODRIGUES *et al.*, 2004). As estações do ano são bem

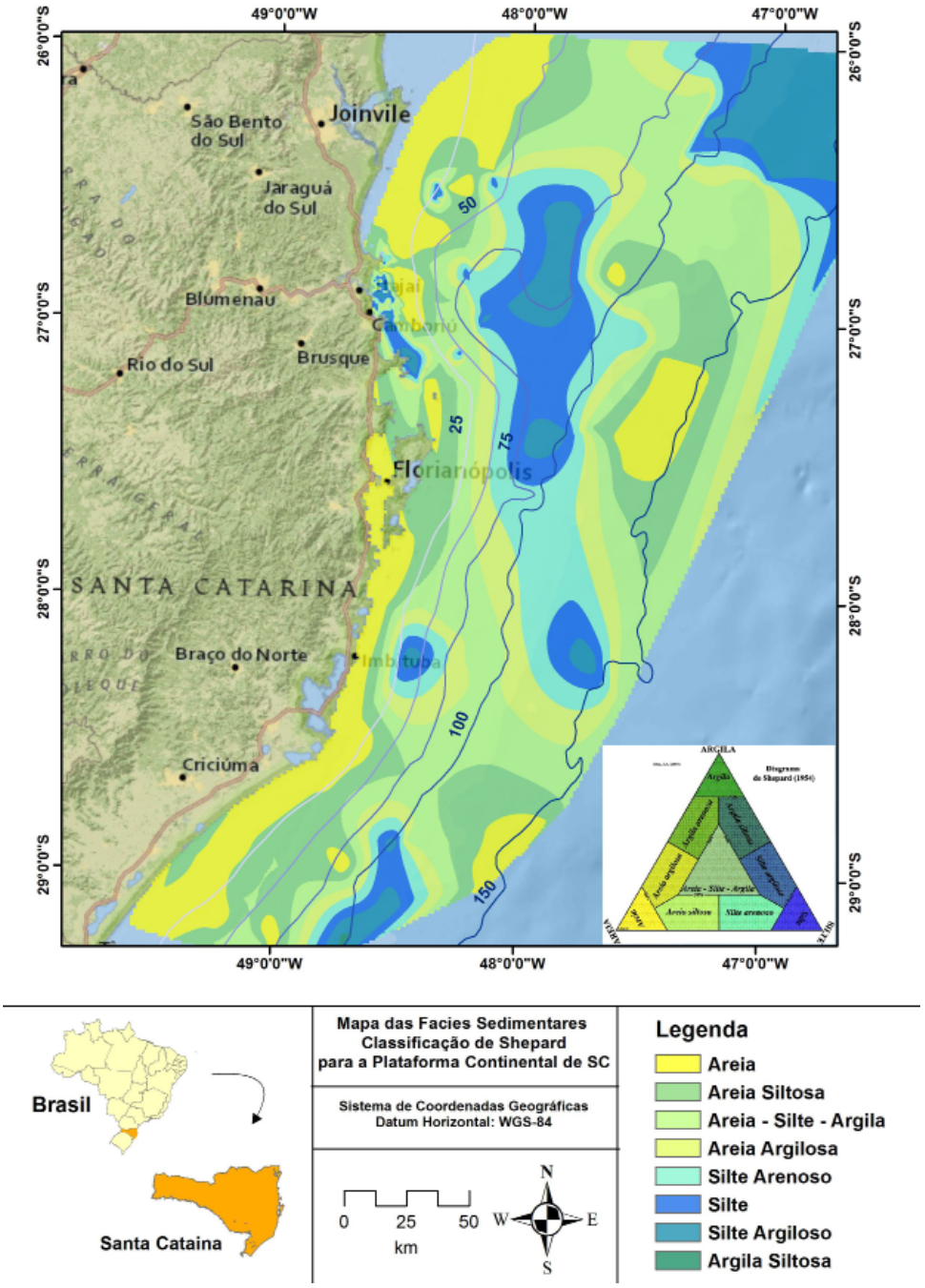


Figura 9
Mapa das fácies sedimentares segundo a classificação de Shepard (1954) da plataforma continental de Santa Catarina (Fonte: ABREU & HORN FILHO, 2016).

caracterizadas, no verão a média da temperatura varia entre 24 e 26°C e no inverno oscila entre 15 e 18°C. A precipitação é significativa e bem distribuída durante o ano, sendo a média da umidade relativa do ar 80%, em função da pluviosidade e proximidade com o oceano Atlântico (TRUCOLLO, 1998).

Segundo Rodrigues *et al.* (2004), de maneira geral, a climatologia de frentes frias para o litoral Sul e Sudeste do Brasil mostra a trajetória típica de deslocamento de sudoeste para nordeste com duração média de três dias. Ao longo do litoral de Santa Catarina verifica-se uma frequência média mensal de três a quatro frentes frias atingindo o estado durante todos os meses do ano, com um número ligeiramente maior de entradas de frente frias durante a primavera. Ainda, segundo os autores, o intervalo médio entre duas passagens frontais consecutivas é de oito dias, porém mais de 50% das frentes frias atingem o litoral catarinense em um intervalo entre três e oito dias. Ressalta-se que mesmo com baixa frequência também são observados intervalos maiores entre 25 a 32 dias para entradas de frentes frias, geralmente nos meses de verão e inverno podendo estar associados a bloqueios atmosféricos.

O litoral catarinense estende-se na Plataforma Continental Sudeste (PCS), localizada entre a região de cabo Frio/RJ ao cabo de Santa Marta Grande/SC. A PCS encontra-se sobre a influência alternada da Corrente do Brasil e Corrente das Malvinas. No verão há predominância das águas que provém da Corrente do Brasil com temperaturas médias de 24°C e salinidade inferior a 35 (PEREIRA e*t al.*, 2009).

A direção das correntes predominantes provém do norte e sul com velocidades variáveis de 0,6 a 0,9 nós. Segundo Araújo *et al.* (2003) o clima de ondas é predominantemente orientado de nordeste, as ondulações de maior incidência apresentam curto período e altura variando entre 1 e 2m. As ondas provindas do quadrante sudeste-sul ocorrem em menor frequência, contudo apresentam maior período e altura de onda (MAZZER, 2001).

A direção das ondas predominantes é de nordeste e a direção das ondas prevalecente é de sul-sudeste. Outra forte influência no litoral catarinense são as chamadas "lestadas" que acontecem quando sistemas de baixa pressão permanecem estacionados por algum período entre horas e dias, a leste do litoral sobre o oceano. Este período é marcado por altos índices de pluviosidade (MONTEIRO & FURTADO, 1995; MONTEIRO, 2001).

4. UNIDADES MORFOLÓGICAS E MORFODINÂMICAS

Muehe (2006) sintetizou as seguintes unidades morfológicas e morfodinâmicas para o litoral brasileiro:

I. Macro unidade morfológica

a) Costão rochoso cristalino

b) Falésia em rocha sedimentar (Grupo Barreiras e outros)

c) Cabo inconsolidado

d) Delta

e) Planície de cristas de praia/terraço marinho

f) Planície de maré lamosa

g) Planície de maré arenosa

h) Planície flúvio-marinha

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

h) Tômbolo

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 de 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

n) Muro

Dessas unidades morfológicas e morfodinâmicas do litoral brasileiro, devido as especificidades geológicas, geomorfológicas e oceanográficas do litoral de Santa Catarina, sãoapresentadas as seguintes unidades:

I. Macro unidade morfológica

a) Costão rochoso cristalino

b) Cabo inconsolidado

c) Planície de cristas de praia/terraço marinho

d) Planície de maré lamosa

e) Planície de maré arenosa

f) Planície flúvio-marinha

II. Meso-unidade morfológica

a) Cordão litorâneo

b) Pontal

c) Sistema de dunas

d) Manguezal

e) Tômbolo

III. Unidade morfodinâmica

a) Praia refletiva

b) Praia intermediária

c) Praia dissipativa

d) Dunas frontais

e) Plataforma de abrasão rochosa

f) Desembocadura fluvial

g) Obras de engenharia costeira

5. COMPARTIMENTAÇÃO DO LITORAL DE SANTA CATARINA

Considerando a morfologia do litoral e as áreas de influência costeira das principais bacias hidrográficas pode-se dividir o litoral de Santa Catarina em cinco compartimentos, correspondendoaos limites costeiros adotados pelo Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina (GERCO/SC) (Figura 10). De norte para sul, os setores são denominados de setor Norte, setor Centro-norte, setor Central, setor Centro-sul e setor Sul.

5.1 Setor Norte

O setor Norte é caracterizado pela presença de gnaisses e granitoides das elevações da serra do Mar o que lhe confere forma bastante diversa ao litoral apresentando baías, estuários, praias arenosas e extensas áreas de manguezais. O setor faz divisa com o estado do Paraná através do rio Saí-Guaçu e possui cinco municípios costeiros que perfazem 1.388,3km² de área total. Os municípios costeiros são denominados de norte para sul: (1) Itapoá, (2) São Francisco do Sul, (3) Balneário Barra do Sul, (4) Araquari e (5) Barra Velha (Figura 11). O setor possui aproximadamente 102km de linha de costa entre praias arenosas (98km), costa rochosa (8km), obras costeiras (1,5km) e desembocaduras fluviais (299m).

No setor Norte a forma das praias é heterogênea, bastante diversa, apresentando formas retilínea, de bolso, parabólica, de esporão e de baía. A morfodinâmica do setor apresenta praias de estágio intermediário a dissipativo ou reflectivo com praias expostas, semi-expostas e abrigadas. Apresentam textura sedimentar composta basicamente por areias quartzosas fina a média, restrita deposição de materiais de origem carbonática e matéria orgânica. Praias que exibem orla natural e/ou com acentuada alteração na paisagem costeira são evidenciadas nos municípios de Barra Velha, Barra do Sul, São Francisco do Sul e Itapoá. As maiores interferências antrópicas referem-se à proximidade do maior polo industrial do estado, a cidade de Joinville e presença dos portos de São Francisco do Sul e Itapoá.

Faz-se presente no ambiente costeiro a presença de estuários, desembocaduras, áreas de manguezais, praias arenosas de diferentes formas. As praias arenosas estão dispostas em 103 praias longínquas, de bolso, enseadas, de baía, de tômbolo e parabólicas entre expostas, semi-expostas e abrigadas. Apresenta características morfodinâmicas que variam de reflectiva, dissipativa à intermediária, granulometria arenosa fina à média, balneários densamente ocupados até praias com orla natural, comumente pouco antropizadas ou urbanizadas.

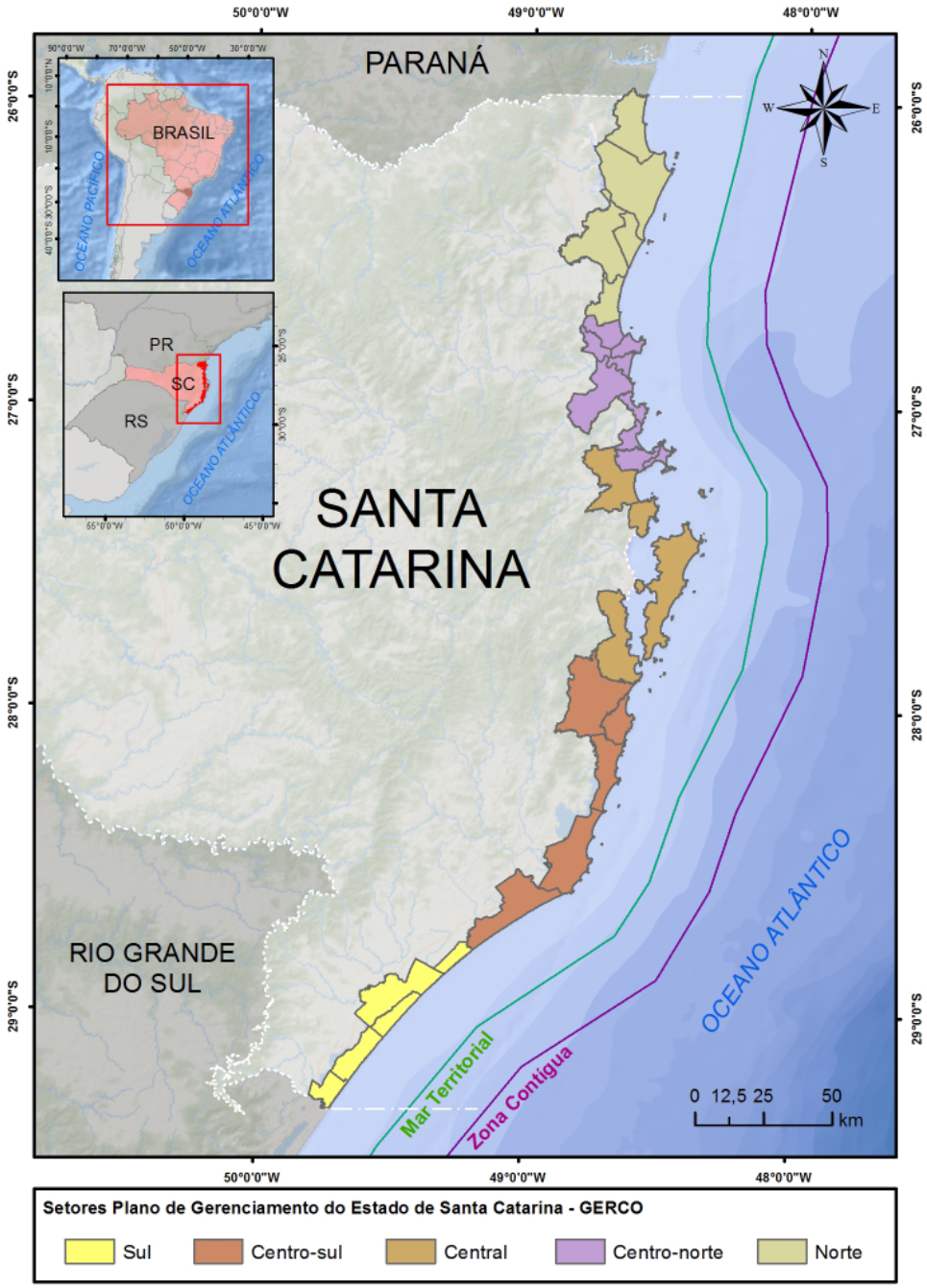


Figura 10
Localização geográfica do estado de Santa Catarina na região Sul do Brasil, os limites territoriais dos cinco setores costeiros e os 38 municípios costeiros, conforme proposição do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina (GERCO/SC) (SANTA CATARINA, 2010a, 2010b, 2010c, 2010d, 2010e) (Figura elaborada por Cristian Nunes Estevam, extraída de HORN FILHO *et al.*, 2016).

5.2 Setor Centro-norte

No setor Centro-norte é verificada uma descontínua linha de costa caracterizada por uma planície costeira fragmentada pelo embasamento cristalino dado a proximidade das Serras do Leste Catarinense cuja fisiografia é bastante recortada. Composta por oito municípios costeiros que perfazem 790,9km² de área total, este setor possui aproximadamente 161km de extensão dispostos em praias arenosas (78km), costa rochosa (73km), obras costeiras (8km) e desembocaduras fluviais (530m).Os municípios costeiros são denominados de norte para sul: (1) Balneário Piçarras, (2) Penha, (3) Navegantes, (4) Itajaí, (5) Balneário Camboriú, (6) Itapema, (7) Bombinhas e (8) Porto Belo (Figura 12). Comporta a bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, obras de engenharia costeira como os portos de Itajaí e Navegantes, atividades pesqueiras, navais, turísticas e imponentes balneários como Balneário Camboriú e ainda pontos de erosão acentuada como observados nos municípios de Navegantes e Balneário Piçarras.Nesse setor estão inseridas 94 praias arenosas com características sedimentológicas e oceanográficas heterogêneas, sendo marcante as consequências da ocupação antrópica da linha de costa em larga escala.

5.3 Setor Central

O setor Central é caracterizado pela morfologia irregular da costa. Compreende quatro municípios com frente para o oceano Atlântico que perfazem 1.198,93km² de área total. Os municípios costeiros são denominados de norte para sul: (1) Tijucas, (2) Governador Celso Ramos, (3) Florianópolis e (4) Palhoça (Figura 13). Nesse setor é frequente a ocorrência de promontórios, pontas, ilhas costeiras, enseadas e baías além de praias parabólicas, de bolso, esporão e de baía. É o setor de maior extensão do litoral catarinense com aproximadamente 184km, distribuído em 98km de praias arenosas, 83km de costa rochosa, 6km de obras costeiras e 342m de desembocaduras fluviais. No setor Central do litoral do estado, as 68 praias oceânicas são heterogêneas ao longo de sua extensão, com aspectos morfodinâmicos que apresentam praias dissipativas até reflectivas,nas formas parabólica, de bolso, esporão, de baía e estuarinas. Apresenta sedimentos com características texturais diversificadas, com predominância de praias arenosas fina à grossa e selecionamento moderado. É o único setor que dispõe de uma praia essencialmente lamosa (praia de Tijucas).



Figura 11
Unidades morfológicas e morfodinâmicas presentes no setor Norte do litoral de Santa Catarina (escala 1:125.000).

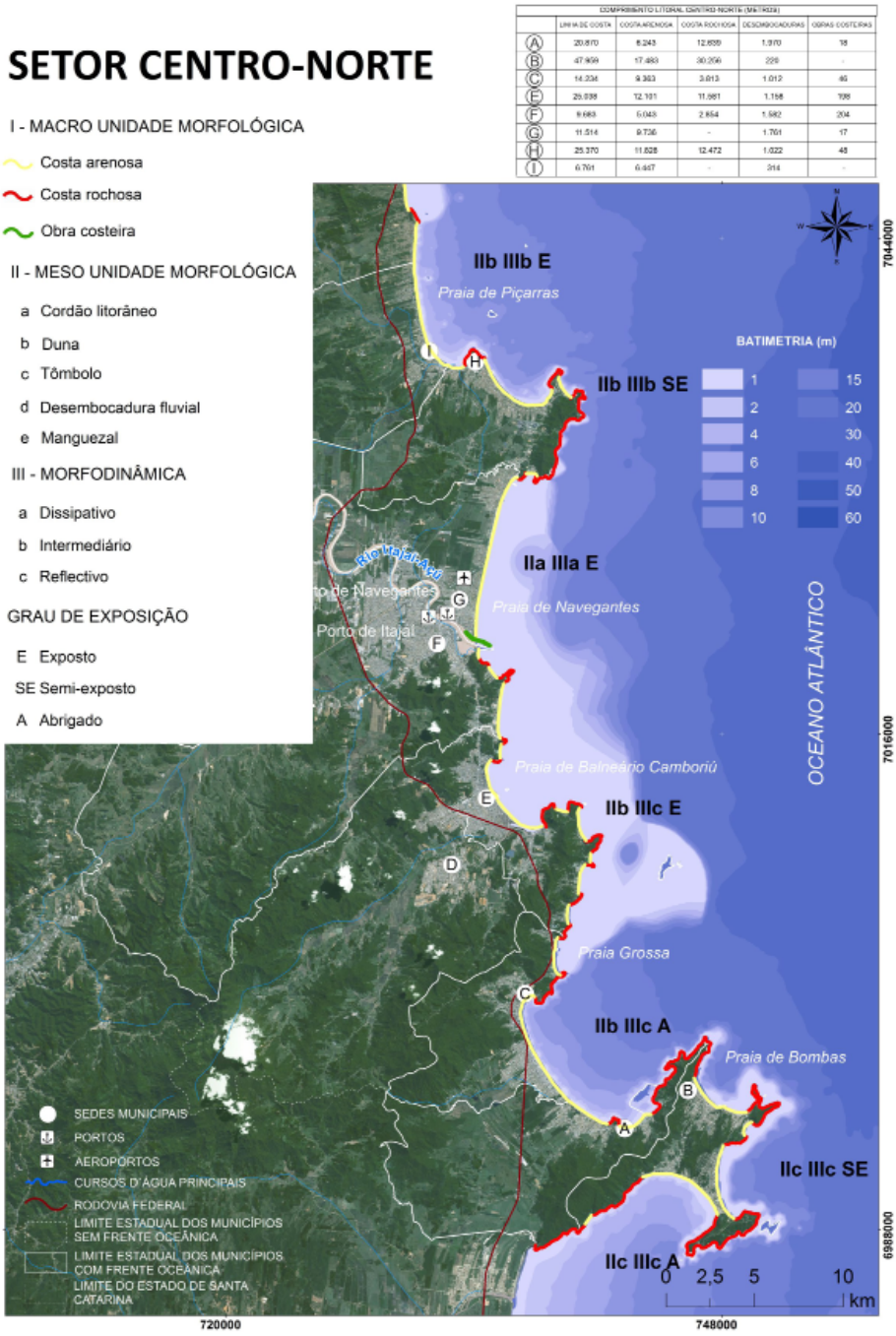


Figura 12
Unidades morfológicas e morfodinâmicas presentes no setor Centro-norte do litoral de Santa Catarina (escala 1:90.000).

5.4 Setor Centro-sul

O litoral Centro-sul é caracterizado pela mudança da fisiografia e apresenta reflexos na paisagem costeira com a presença de promontórios rochosos, praias arenosas diferenciadas e lagoas costeiras. Compreende cinco municípios com frente oceânica que perfazem 1.517,89km² de área total. Os municípios costeiros são denominados de norte para sul: (1) Paulo Lopes, (2) Garopaba,(3) Imbituba, (4) Laguna e (5) Jaguaruna (Figura 14). Possui aproximadamente 167km de extensão entre 33 praias arenosas (113km), costa rochosa (45km), obras costeiras (8km) e desembocaduras fluviais (200m). Faz-se presente no ambiente costeiro deste litoral o maior complexo lagunar do estado (Mirim-Imaruí-Santo Antônio), a perceptível mudança na paisagem costeira a partir do cabo de Santa Marta Grande (município de Laguna) onde são observados os primeiros afloramentos rochosos graníticos ao longo da linha de costa do litoral sul brasileiro. Atividades antrópicas estruturantes como o terminal portuário de Imbituba movimenta a economia do setor.

O litoral Centro-sul é marcado pela transição das bacias sedimentares de Pelotas e Santos, cujos sedimentos tendem a heterogeneidade granulométrica variando entre areia fina à média, moderadamente selecionadas e estágios morfodinâmicos entre intermediários e dissipativos. As praias apresentam fisiografia distintas com praias expostas e semi-expostas, nas formas retilínea, parabólica e de bolso, encaixadas entre afloramentos rochosos das Serras do Leste Catarinense, comportando ainda o complexo lagunar Mirim-Imaruí-Santo Antônio, o maior do estado em extensão.

5.5 Setor Sul

No litoral Sul ocorre uma contínua linha de costa, retilínea e homogênea, compreendendo cinco municípios que fazem frente com o oceano Atlântico e divisa com o Rio Grande do Sul que perfazem 949km² de área total. Os municípios costeiros são denominados de norte para sul: (1) Balneário Rincão, (2) Araranguá,(3),Balneário Arroio do Silva (4) Balneário Gaivota e (5) Passo de Torres (Figura 15).

Observa-se no setor sul, as planícies de crista de praia/terraço marinho e planícies de maré arenosa ao longo do litoral. É o menor setor do litoral catarinense com aproximadamente 80km de extensão de praias arenosas, obras costeiras e desembocaduras fluviais. Nesse setor é marcante a presença de lagoas costeiras paralelas à linha de costa, canais sangradouros e extensos campos de dunas ativas, com a

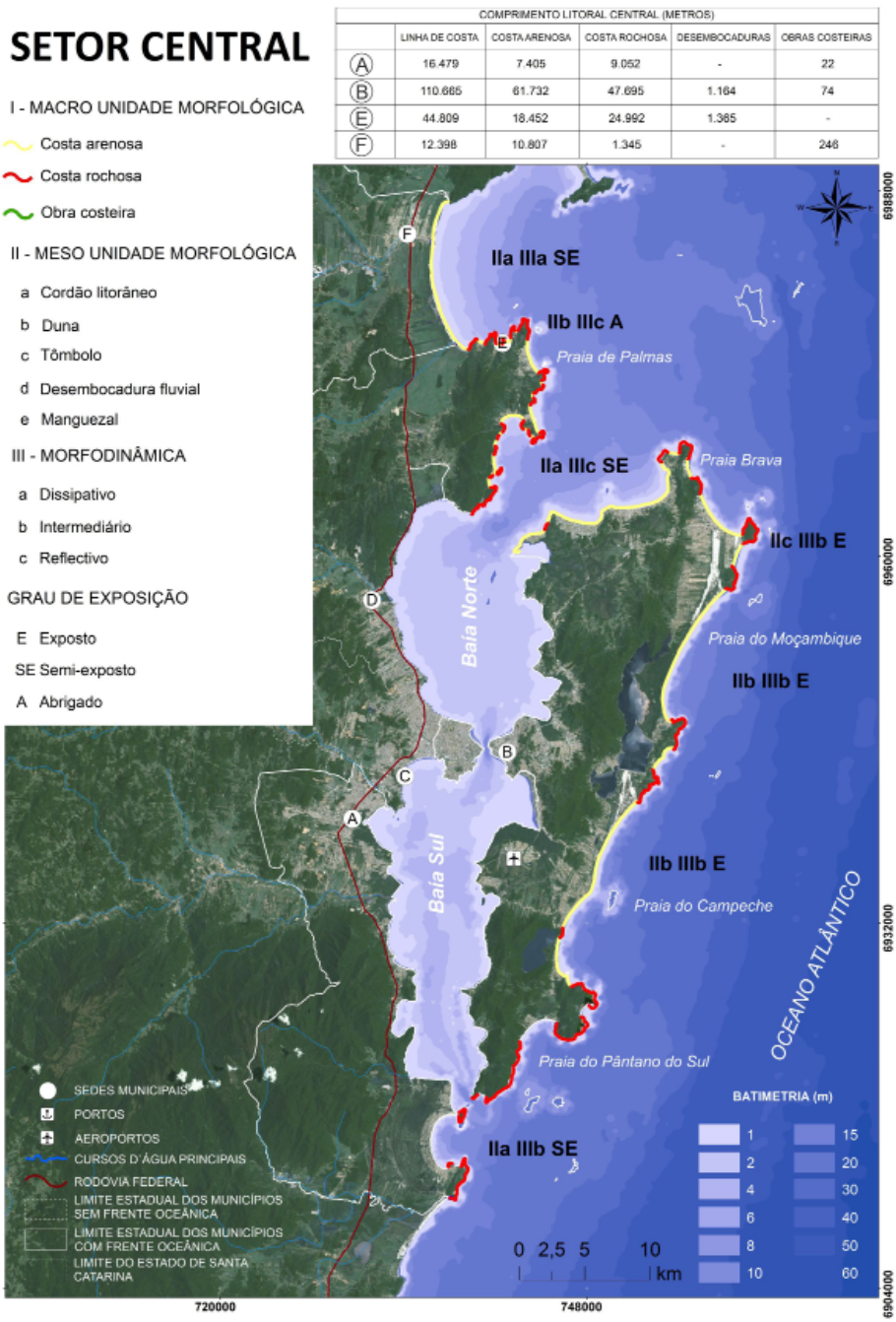


Figura 13
Unidades morfológicas e morfodinâmicas presentes no setor Central do litoral de Santa Catarina (escala 1:120.000).

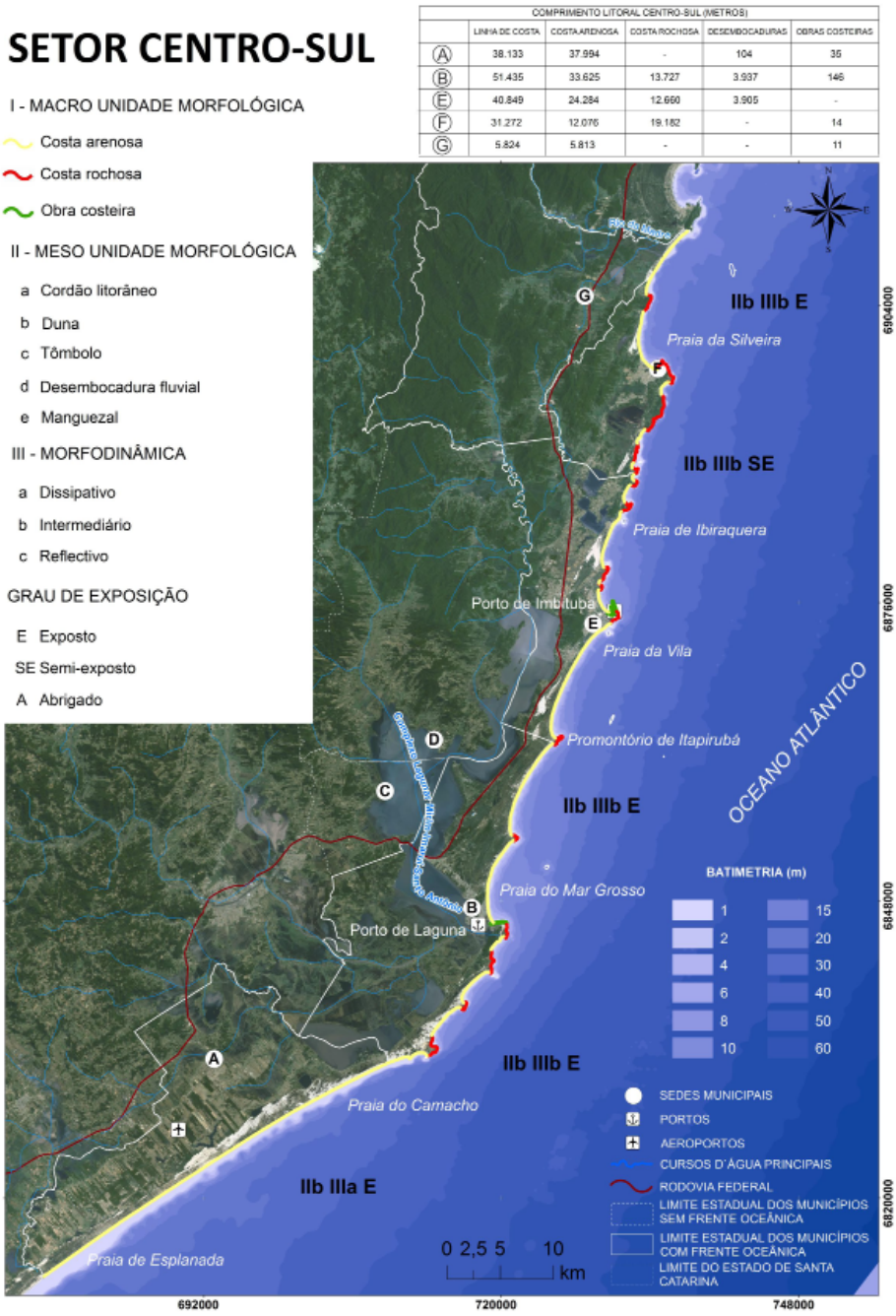


Figura 14
Unidades morfológicas e morfodinâmicas presentes no setor Centro-sul do litoral de Santa Catarina (escala 1:50.000).

predominância de depósitos quaternários dos ambientes marinho praial e lagunar, típicos do sistema deposicional laguna-barreira.

O setor Sul apresenta 22 praias arenosas essencialmente expostas, apresentando estágio morfodinâmico dissipativo, expostas, extensa plataforma continental, lagoas costeiras paralelas à linha de costa, canais sangradouros e campos de dunas ativas com a predominância de depósitos quaternários dos ambientes marinho praial, lagunar e eólico. Não ocorrem estruturas rochosas nesse litoral. Caracteriza-se por extensas praias arenosas e ecossistemas de restingas relativamente pouco impactados pela ação antrópica ou quando alterados, ainda resguardam características naturais. Os sedimentos praiais são constituídos predominantemente de areia fina, cuja composição mineralógica é quartzosa e baixo conteúdo de carbonato biodetrítico e matéria orgânica.

6. CLASSIFICAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA LINHA DE COSTA

Santa Catarina é formado por quatro unidades de domínio morfoestrutural:

I) Embasamento em estilos complexos;

II) Rochas metavulcanossedimentares;

III) Granitoides;

IV) Depósitossedimentares do Quaternário.

Os três primeiros domínios representam as terras altas do litoral de Santa Catarina. O embasamento em estilos complexos (I) é composto pelas unidades geomorfológicas dasserraslitorâneas e colinas costeiras. As rochas metavulcanossedimentares (II)são caracterizadas pelas morrarias costeiras. Os granitoides (III) são representados pela serra do Mar e Serras do Leste Catarinense.

Os depósitos sedimentares do Quaternário (IV)exibem do ponto de vista geomorfológico planícies e rampas colúvio-aluvionares e planícies marinhas que compõem as terras baixas.A linha de costa é formada principalmente por modelados de acumulação marinha, flúvio-marinha e eólica.

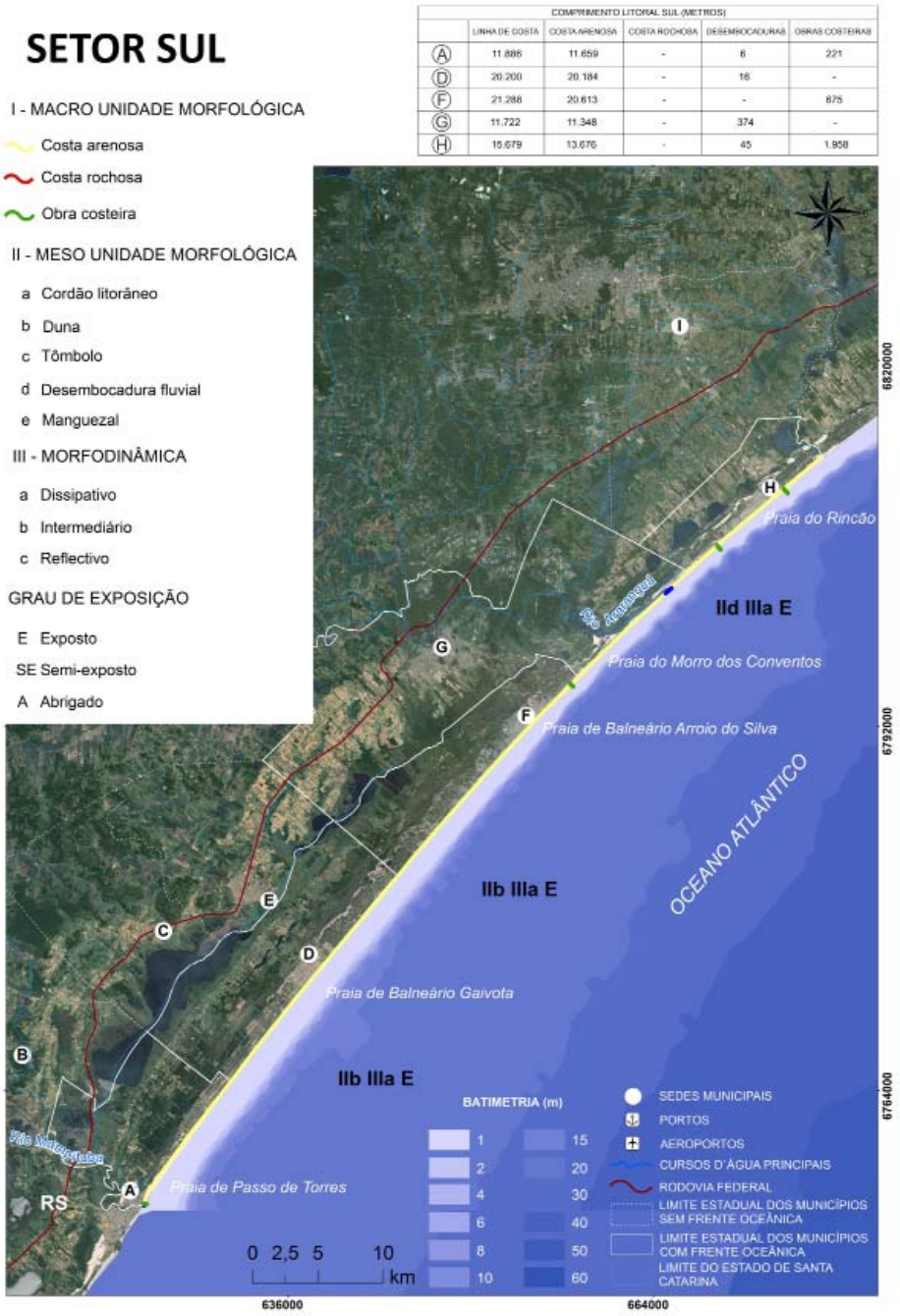


Figura 15
Unidades morfológicas e morfodinâmicas presentes no setor Sul do litoral de Santa Catarina (escala 1.120.000).

6.1 Litoral Norte

O setor Norte possui uma planície costeira alargada, presença de afloramentos rochosos na linha de costa, elevados embaiamentos e estuários. Nesse setor éobservado o embasamento em estiloscomplexos (I) representado pelas unidades geomorfológicas colinas costeiras; rochas granitoides (III), pela serra do Mar e depósitos sedimentaresdo Quaternário (IV), representados pelas planícies marinhas e rampas colúvio-aluvionares.

6.2 Litoral Centro-norte

Composto por litologias diversas, o litoral Centro-norte é o que apresenta menor nível de exposição à ação marinha. Observa-se neste setor o embasamento em estiloscomplexos (I) representado pelas unidades geomorfológicas serras cristalinas litorâneas e colinas costeiras; rochas metavulcanossedimentares (II) pelas morrarias costeiras; granitoides (III) pelas Serras do Leste Catarinense e depósitos sedimentares do Quaternário representados pelas rampas colúvio-aluvionares e planícies marinhas.Suas praias, geralmente, são de pequena expressão espacial e condicionadas pelas morrarias presentes.

6.3 Litoral Central

O litoral Central é fragmentado pela presença constante de rochas cristalinas compondo a linha de costa. A constante presença dessas rochas condiciona a morfologia da costa. São observados granitoides (III) representados pelas Serras do Leste Catarinense e depósitos sedimentares do Quaternário (IV) caracterizados pelas planícies marinhas e rampas colúvio-aluvionares.

6.4 Litoral Centro-sul

O setor Centro-sul marca a transição entre os litorais Meridional e das Escarpas Cristalinas definidos por Silveira (1964), tendo no município de Laguna o primeiro afloramento rochoso na linha de costa. São observadosgranitoides (III) representados pelas Serras do Leste Catarinensee depósitos sedimentares do Quaternário (IV), representados pelas planícies marinhas e rampas colúvio-aluvionares. Devido à mudança dos componentes geológicos, este litoral pode ser caracterizado como o mais heterogêneo exibindo características distintas.

6.5 Litoral Sul

Situado entre a Serra Geral e o oceano Atlântico, o litoral Sul é caracterizado por extensa planície costeira na qual exibe homogeneidade morfológica apresentando somente depósitos sedimentares do Quaternário (IV). Os mesmos são representados pelas planícies marinhas e localmente por rampas colúvio-aluvionares. A orientação do litoral é SW-NE e possui elevada homogeneidade sedimentar e fisiográfica. Destaca-se a constante presença de sangradouros e extensa faixa de praia (HORN FILHO, 2003).

7. FOCOS EROSIVOS NO LITORAL DE SANTA CATARINA

Os focos erosivos registrados no litoral de Santa Catarina têm origem natural, entretanto podem ser intensificados pela influência antrópica que leva a urbanização. Nesse sentido, quanto à ocupação antrópica (urbana) diversos centros populacionais destacam-se no contexto da planície costeira, ressaltando-se os municípios de São Francisco do Sul (setor Norte), Balneário Camboriú, Itajaí e Balneário Piçarras (setor Centro-norte), Florianópolis, capital do estado (setor Central), Laguna (setor Centro-sul) e Araranguá (setor Sul).

Segundo a classificação do MMA (2006), predomina no litoral catarinense a orla da classe C do tipo urbana consolidada (36,5%); seguido da classe A do tipo orla natural (33,2%) e da classe B do tipo orla urbana em consolidação (30,3%).

Por sua vez, quando analisados os dados por setor costeiro é possível verificar o aumento nas orlas urbanizadas do sul para norte do litoral catarinense, devido principalmente pela forma de ocupação e proximidade com centros urbanos. Destaque para os setores Centro-norte e Norte que apresentam orlas costeiras do tipo urbanas (classe C) em maior número do que as outras classes.

Registros dos processos erosivos sobre a zona costeira de Santa Catarina em distintas escalas temporais têm sido retratados por Klein *et al.* (1999); Abreu *et al.*(2000); Amin *et al.* (2000); Simó & Horn Filho (2004); Horn Filho (2006); Klein *et al.* (2006); Schweitzer (2007); Güttler *et al.* (2007); Mazzer *et al.* (2008); Oliveira (2009); Araújo *et al.* (2010); Peixoto (2010); Rudorff &Bonetti (2010); Horn Filho *et al.* (2014) e Silva *et al.* (2014). Esses registros foram verificados ao longo do litoral de Santa Catarina a partir da observação visual da orla e suas alterações na linha de costa que podem ser aferidas a partir dos dados coletados em campo, imagens fotográficas e referências bibliográficas pretéritas acerca do assunto.

Considerando os 27 municípios costeiros, os pontos que expõem evidências erosivas estão distribuídos em 14 deles, o que representa 51,8% dos municípios do litoral de Santa Catarina que em algum momento já foram atingidos por problemas advindos da erosão costeira por meio da necessidade de intervenção na linha de costa (Figura 16).

De norte para sul há trechos costeiros erodidos nos municípios de Itapoá, Balneário Barra do Sul, Barra Velha, Balneário Piçarras, Penha, Navegantes, Balneário Camboriú, Itapema,Bombinhas,Florianópolis,Garopaba,Imbituba (Figura 17b), Laguna e Jaguaruna (Figura 17a).

Com exceção do setor Sul, onde evidências erosivas não foram observadas em campo, foi possível verificar pontos erosivos em quatro setores do litoral catarinense, Norte, Centro-norte, Central e Centro-sul. No setor Sul não foi observado modificações severas a partir dos fenômenos erosivos, mas sim em muitos casos, o processo inverso, devido à dinâmica marinha e sedimentar na extensa planície costeira desses setores, observa-se a incursão de sedimentos a retaguarda da faixa de praia.

No setor Norte;27,6% do total de 48 pontos analisados expõem fortes evidências erosivas com destaque para obras de intervenção físicas do tipo adaptação verificadas por obras de aterros hidráulicos e do tipo proteção como espigões, enrocamentos, sacos de areia e muros de arrimo. A finalidade da implantação das obras costeiras consiste na proteção das edificações presentes na orla, calçadão e vias de acesso à beira-mar. A estabilização de canais fluviais também é observada ao longo do setor Norte bem como a presença de edificações de baixa, média e alta densidade. Não foram verificadas praias de acesso particular (Figura 18).

No setor Centro-norte;6,5% do total de 124 pontos analisados apresentam fortes evidências erosivas, maximizadas principalmente pela ocupação urbana na faixa de dunas.

O destaque se dá pela urbanização da orla por balneários consolidados (Figura 19a,b) e por obras de engenharia costeira dispostas na forma de aterros hidráulicos (Figura 19c,d) e mecânicos, espigões, enrocamentos, estabilização de canais fluviais, muros de arrimo, sacos de areia e uso de cercas móveis para auxiliar a retenção de sedimentos no sistema de dunas.

A finalidade das intervenções se dá pela necessidade de proteção da orla urbanizada composta geralmente por edificações, estrada e calçadão a beira-mar contra os efeitos de alta energia. Foram também verificadas praias de acesso particular, pressão antrópica à retaguarda da praia e incentivo à colocação de passarelas suspensas para acesso à praia.

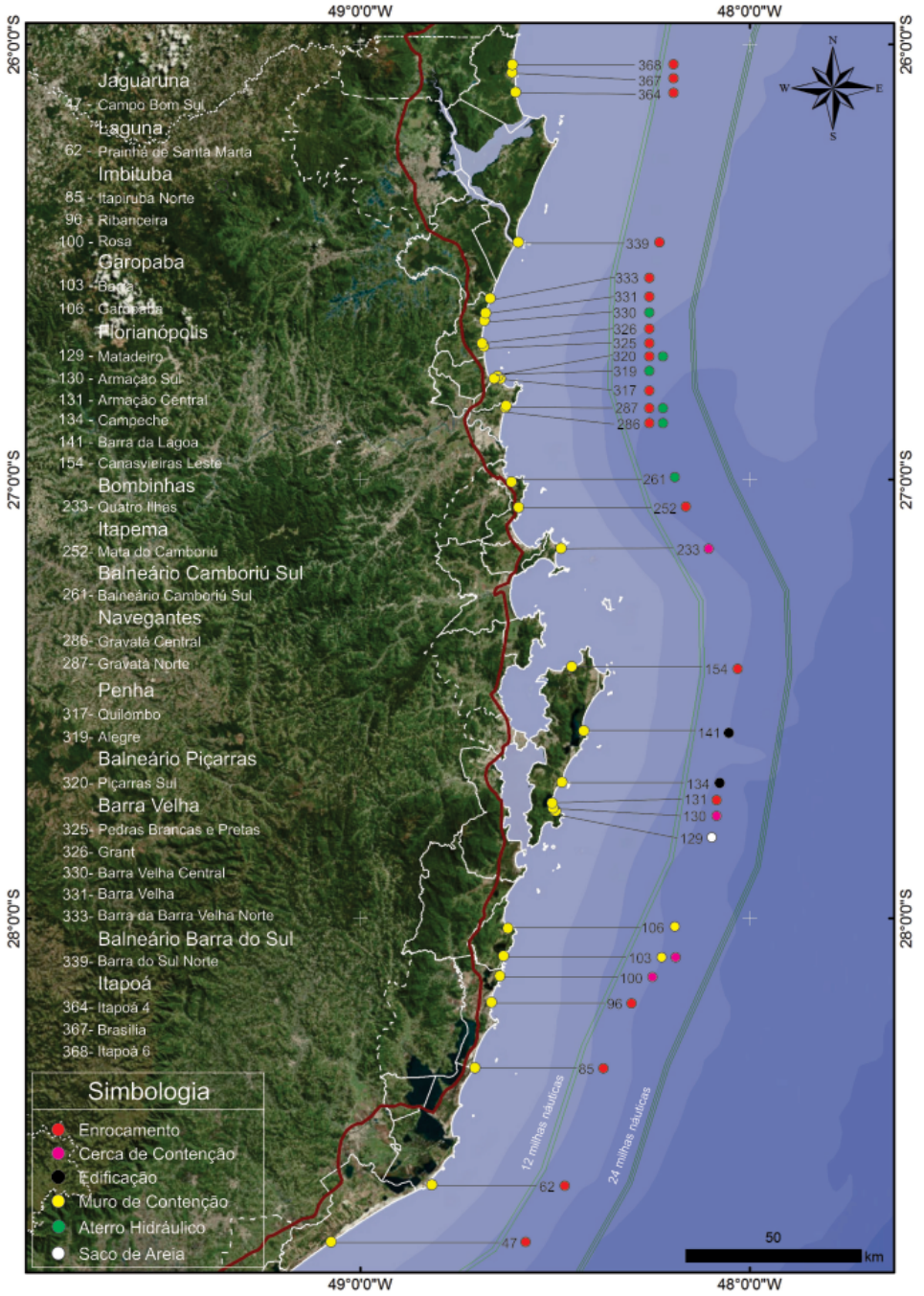


Figura 16
Evidências erosivas a partir das modificações na paisagem costeira disposta ao longo do litoral de Santa Catarina. Figura elaborada por Cristian Nunes Estevam (2015).

Ações pautadas na estratégica de retirada como a demolição de edificações na orla do litoral Centro-norte foram observadas no município de Navegantes, bem como planos de recuperação ambiental implantados no município de Itapema e planos básicos ambientais na orla do município de Itajaí.

O setor Central tem destaque pela presença da ilha de Santa Catarina, município de Florianópolis que contempla a capital do estado de Santa Catarina. Neste setor

observa-se que 7,1% do total de 85 pontos analisados apresentam fortes evidências erosivas, todos localizados na costa leste da ilha de Santa Catarina. As evidências partem da presença de obras para conter a retração da linha de costa, destaque para obras de enrocamento tendo como finalidade a proteção muro de arrimo, sacos de areia e uso de cercas móveis para auxiliar a retenção de sedimentos no sistema de dunas.

Projetos básicos ambientais foram verificados como nos pontos inseridos na praia de Jurerê Internacional. Apresenta uma diversidade de ambientes praiais, manguezais e dunas associados aos sistemas costeiros o que gera forte apelo e elevada demanda turística devido à sua beleza cênica, potencializando a pressão e ocupação da faixa costeira. Observa-se que há praias em estado natural (Figura 20a) e em muitos casos, em processo de urbanização ou urbanas consolidadas (Figura 20b).

O setor Centro-sul possui características peculiares sendo possível observar que 9,7% do total de 72 pontos analisados apresentam evidências erosivas, tendo como parâmetro as obras para conter a retração da linha de costa. O destaque é para obras de enrocamentopara proteção do traçado da via de acesso à beira-mar, sacos de areia e uso de cercas móveis para auxiliar a retenção de sedimentos no sistema de dunas. Mudanças na linha de costa de flexível para fixa são observadas por meio da construção de calçadão, estrada a beira-mar pavimentada ou não, edificações de baixo e médio gabarito, canais fluviais e sangradouros fixados, obras costeiras de estruturas rígidas como as observadas pelas atividades do porto de Imbituba (Figura 21). Nesse setor, praias de acesso particular, soterramento de casas pelo transporte sedimentar e pressão antrópica à retaguarda da faixa de praia são frequentes ao longo das praias arenosas.

No setor Sul, devido às características ambientais do litoral formado por extensos campos de dunas ativas, ampla planície costeira e praias dissipativas, as estruturas rígidas na orla são afetadas pelo avanço do sedimento para a retaguarda da praia e em muitos casos soterrando as edificações presentes sob a linha de costa (Figura 22).

As mudanças na linha de costa foram observadas como calçadão, estrada a beira-mar pavimentada ou não, edificações de baixo e médio gabarito, muros e cercas de proteção contra o soterramento. Ressalta-se que devido à intensa dinâmica costeira desse setor, possíveis alterações no transporte sedimentar transversal ou longitudinal na costa possa intensificar processos erosivos a partir da fixação da orla.



Figura 17
(A) Vista do campo de dunas móveis da praia de Jaguaruna com uso de cerca móvel (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, 2007); (B) Vista do setor de pós-praia e planície costeira da praia de Itapirubá, município de Imbituba, utilizando sacos de areia para conter a retrogradação da linha de costa (Foto de Norberto Olmiro Horn Filho, 2010).



Figura 18
(A) Vista para norte da praia de Barra do Sul, município de Balneário de Barra do Sul; (B) Vista da praia de Capri, São Francisco do Sul. Foto de Norberto Olmiro Horn Filho (2009).



Figura 19
(A) Vista para norte da praia Central de Balneário Piçarras na intervenção por aterro hidráulico no ano de 2008; (B) Disposição do sedimento na porção sul da praia de Piçarras durante as obras do aterro hidráulico nos anos de 2012/2013(C) Vista para norte dapraia Brava, divisa dos municípios da Balneário Camboriú e Itajaí; (D) Vista para norte da orla da praia de Gravatá no ano de 2014. Foto de-Rafael Sangoi Araujo (2008a e 2012b) e Foto (c,d): Andreoara Deschamps Schmidt (2014).

7.1 Praias arenosas e as evidências erosivas

As alterações registradas são as mais variadas e decorrentes tanto de ações individuais como ações do poder público dependendo da vulnerabilidade de ponto amostral. Foram verificadas obras pesadas(hard) de engenharia costeira com o intuito da proteção da linha de costa tanto embasadas tecnicamente, bem como obras realizadas após eventos extremos sem critérios mínimos de planejamento versus magnitude.

Nesta categoria citam-se aterros hidráulicos ou mecânicos, espigões, enrocamentos (consideradas rochas de fonte diversa disposta sobre a orla) e muros de contenção (*seawall*). Interferências moderadas como sacos de areia dispostos na linha de costa e cercas móveis a fim de reconstituir e conservar as dunas frontais foram verificadas com menor frequência.

Entre os trechos identificados 13 pontos apresentaram processos severos de erosão costeira como o colapso de estruturas na orla ou mesmo implantação das obras propriamente ditas. Esses pontos estão dispostos no setor Centro-sul nos municípios de Jaguaruna, Laguna, Imbituba e Garopaba; setor Central (praia da Armação e do Campeche, ambos na ilha de Santa Catarina); setor Centro-



Figura 20
(A) Vista para sul da praia de Tijucas, município de Tijucas; (B) Vista da orla da praia dos Açores, ilha de Santa Catarina. Foto de (A) Norberto Olmiro Horn Filho (2008); Foto de (b) Andreoara Deschamps Schmidt (2014).



Figura 21
(A) Vista para norte da praia da Guarda do Embaú Sul, município de Paulo Lopes; (B) Vista para sul da Prainha de Santa Marta, município de Laguna. Foto de Norberto Olmiro Horn Filho (2008).

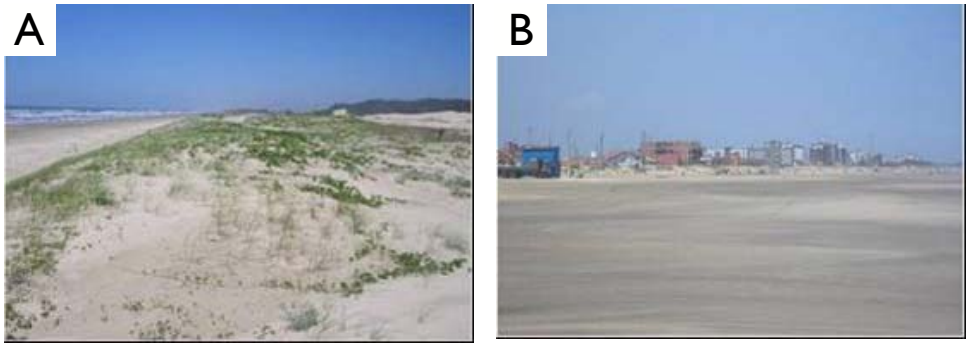


Figura 22
(A) Vista para sul da praia do Morro dos Conventos, município de Araranguá; (B) Vista para norte da praia do Balneário Rincão, município de Balneário Rincão, com modificação antrópica. Foto de Norberto Olmiro Horn Filho (2008).

norte nos municípios de Itapema (praia Mata de Camboriú), Itajaí (praia Brava), Navegantes (praia de Gravatá) e Balneário Piçarras (trecho central) e no setor Norte nos municípios de Barra Velha, Balneário Barra do Sul e Itapoá. Destes, na grande maioria houve a necessidade de intervenção para conter os efeitos imediatos na erosão sobre a orla ou para salvaguardar os bens edificados e alguns casos obras de reurbanização da orla por meio da construção de passarelas a fim de limitar acesso à faixa de dunas e sua conservação.

7.2 Registros da avaliação de danos na orla

A partir de dados oficiais disponibilizados pelo Sistema Integrado de Informação da Defesa Civil entre os anos de 1940 a 2014 foram registrados 27 eventos erosivos que atingiram diretamente a orla e a infraestrutura disposta sobre a mesma. Os eventos atingiram 10 municípios catarinenses que corroboram com os pontos críticos de erosão costeira observados nas praias urbanizadas que não apresentam recuo ou o recuo aplicado é <50m, tal como observados principalmente nos setores Central, Centro-norte e Norte.

O setor Centro-norte foi o mais atingido representando 55,6% do total dos registros de danos nas praias arenosas dispostas de norte para sul nos municípios de Balneário Piçarras, Penha, Navegantes, Balneário Camboriú e Bombinhas. O setor Norte apresenta 37% de registros nos município de Itapoá, São Francisco do Sul, Balneário Barra do Sul e Barra Velha. O setor Central representou apenas 7,4% dos danos registrados na porção insular do município de Florianópolis (ilha de Santa Catarina)com dados na costa Leste. Ressalta-se que o recorte desta análise

foi pautado nas palavras chaves relacionado aos fenômenos de erosão costeira e inundações litorâneas provocadas pela brusca invasão do mar (Quadro 3).

O registro temporal dos dados disponíveis sobre problemas erosivos para o litoral catarinense compreendeseveros processos nos anos de 1978, 1988, 1996, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2010 e 2011 com avarias de proporções variadas que justificaram a presença da Defesa Civil.

O ano que apresentou o maior número de municípios atingidos foi em 2001 (seis municípios); 2010 (cinco municípios) e 2011 com quatro municípios atingidos. As praias arenosas do município de Barra Velha apresentam o maior número de registros de danos na orla em seis episódios diferentes (1978, 1996, 1999,2001, 2010 e 2011); seguido por Navegantes em cinco momentos (1978, 1999, 2001, 2010 e 2011), Balneário Piçarras em quatro momentos (1988, 1998, 2010 e 2011) e Balneário Camboriú (1999, 2001 e 2002). O primeiro registro foi realizado nas praias de Gravatá e Barra Velha, município de Navegantes e Barra Velha, respectivamente no ano de 1978. O último registro de evento erosivo foi no ano de 2011.

Ressalta-se que desde o ano de 2011 não há registros de danos na orla do litoral de Santa Catarina delegadas a causas de erosão costeira ou inundação brusca pelo avanço do mar, sugerindo um período de acresção do pacote sedimentar nas praias arenosas do mesmo.

QUADRO 3 - Registros disponíveis sobre os danos causados por eventos erosivos na orla catarinense.

Município/Ano	1978	1988	1996	1998	1999	2000	2001	2002	2010	2011
Florianópolis			X						X	
Bombinhas							X			
Balneário Camboriú					X		X	X		
Navegantes	X				X		X		X	X
Penha									X	X
Balneário Piçarras		X		X					X	X
Barra Velha	X		X		X		X		X	X
Balneário Barra do Sul							X			
São Francisco do Sul				X						
Itapoá						X	X			

8. CONCLUSÃO

Nas últimas quatro décadas o litoral de Santa Catarina vem acompanhando um intenso e acelerado processo de crescimento urbano. A maior parte dos municípios costeiros encontra-se em estágio avançado de urbanização, estando envolvidos em problemas ambientais decorrentes da inexistência de políticas públicas aplicadas para a zona costeira.

A forma de relevo predominante no litoral catarinense é de origem quaternária, ocorrendo uma diversidade de ambientes marinhos, eólicos, lagunares e paludiais com destaque aos ecossistemas praia, duna, lagoa, manguezal, estuário e baía. O estreitamento da planície costeira é evidente no setor Central do litoral devido à proximidade dos maciços costeiros rochosos quese salientam na forma de pontas e promontórios, enquanto que nos extremos dos setores Norte e Sul,a planície costeira encontra-se mais extensa em largura e comprimento. Tanto os setores Centro-norte e Centro-sul apresentam características geológicas de transição quando comparado aos setores Norte e Sul, onde predominam areias finas, enquanto que nos setores centrais ocorre uma maior diversidade textural arenosa.

Os sedimentos mais recentes do litoral são encontrados nos ambientes praiais, sistemas dinâmicos, apresentando mudanças morfológicas constantes relacionadas à variação no regime de ondas, correntes litorâneas longitudinais e de retorno, nível do mar e aporte sedimentar. Alterações no posicionamento da linha de costa são geradas devido à dinâmica costeira, obras de engenharia e ocupação antrópica da orla.

Ao longo da costa catarinense percebem-se pontos com acelerado processo de erosão costeira, principalmente onde há urbanização consolidada, destaque para as praias do setor Centro-norte e Central. Os setores Centro-sul e Sul, devido as características paisagísticos e morfodinâmicas apresentam áreas moderadas de intervenção na linha de costa tanto para obras estruturais, de recuperação, contenção ou obras de cunho turístico. No setor Central, pela presença da ilha de Santa Catarina, o impacto ambiental no sistema costeiro é marcante.

A modificação das características morfológicas e sedimentológicas originais dos depósitos da planície costeira à retaguarda da praia 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 parcela das praias arenosas do estado de Santa Catarina. A opção assumida em geral para o litoral catarinense nas áreas que apresentam erosão costeira tem sido a intervenção física do tipo proteção a partir do emprego de estruturas rígidas que normalmente necessitam de manutenção constante e que esboçam a fixação da

linha de costa. Geralmente, são implantadas sem planejamento prévio sobre o perfil ativo da praia após eventos de alta energia em que o fim torna-se a proteção dos bens edificados sob a orla costeira em detrimento das características naturais do ambiente.

A partir dos parâmetros analisados percebem-se distintas evidências sobre a ocorrência de trechos costeiros voltados a processos erosivos que apresentaram consequências leves a severas. Observou-se que os trechos com acelerado processo de erosão costeira estão associados a causas antrópicas após a supressão e ocupação da faixa de dunas. Destacam-se as praias situadas nos setores Centro-sul (município de Jaguaruna, Laguna e Imbituba), setor Central (município de Florianópolis), setor Centro-norte (municípios de Bombinhas, Itapema, Navegantes e Balneário Piçarras) e setor Norte (municípios de Barra Velha, Balneário Barra do Sul e Itapoá).

As modificações nas características naturais das praias são visíveis em todos os setores analisados essencialmente atribuídos por causas antrópicas. Dentre as evidências há danos causados nas estruturas edificadas, presença de estrutura para conter a erosão como sacos de areia, enrocamentos, muros de contenção, reconstrução de dunas, aterros hidráulicos e espigões transversais. As tentativas de minimizar a erosão são advindas tanto de ações públicas bem como privadas e individuais a partir da necessidade de proteger os bens edificados presentes na orla.

A aplicação sistemática de certos tipos de intervenção se não planejado conduz a curto-médio prazo à artificialização do litoral com perda de valores naturais, sociais, funcionais e acréscimos de aportes econômicos na faixa costeira. Recomendam-se estratégias de mitigação e adaptação quanto ao uso do ambiente costeiro a fim de minimizar as implicações negativas dos eventos erosivos fortalecendo e respeitando a capacidade de resiliência do meio frente os impactos no uso e ocupação costeira somatizados pelas possíveis alterações climáticas.

Conclui-se que o estado de Santa Catarina é constituído por 540km de costa oceânica, entre costões rochosos e praias arenosas formadas por depósitos quaternários inconsolidados da plataforma continental e de suprimentos de sedimentos arenosos provindos do continente. Os resultados estimam que a linha de costa disposta em aproximadamente 460km é caracterizada por estados erosivos (12,9%), deposicionais (17,7%) e estáveis (69,4%) predominando a progradação quando comparada à retração, além de trechos compostos de praias sem variações significativas. A presença destes estados alternados ao longo da costa retrata a complexidade das interações físicas e antrópicas aplicada às praias arenosas do litoral de Santa Catarina.

REFERÊNCIAS

ABREU J. G. **Contribuição à sedimentologia da plataforma continental interna de Santa Catarina entre a foz dos rios Tijucas e Itapocú.** Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense, 1998. 62p. MS Dissertation.

ABREU J. G. S**edimentologia, sismoestratigrafia e evolução da plataforma continental interna na área sob influência dos rios Itajaí-Açu e Camboriú, litoral Centro-norte de Santa Catarina.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2010. 140p. PhD Thesis.

ABREU J. G. & HORN FILHO N. O. Plataforma continental de Santa Catarina. In:Dominguez J. M. L. & Vital H. (eds.). **Plataforma continental do Brasil.** Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM (no prelo). 2016.

ABREU J. G. et al. Alimentação artificial das praias no litoral Centro-norte do estado de Santa Catarina: os casos de estudo das praias de Piçarras, Praia Alegre e Gravatá. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS, 2000. [S.l.]. **Resumos**, [S.l.]: [s.n.], 2000. p. 426-427.

AMIN JR. A. H.; HORN FILHO N. O; DIEHL F. L. Geologia costeira e recursos minerais das praias Brava e dos Amores, Santa Catarina, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS. 2000. [S.l.]. **Resumos**, [S.l.]: [s.n.], 2000. p. 405-406.

ARAÚJO C. E. S. et al. Wave regime characteristics of the southern Brazilian coast. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL AND PORT ENGINEERING IN DEVELOPING COUNTRIES, 6., 2003. Sri Lanka, [**Trabalhos apresentados**]. Sri Lanka: [s.n.], 2003. p.15.

ARAÚJO R. S. et al. Variação da morfologia praial e identificação de zonas de erosão acentuada (ZEA) na enseada do Itapocorói - SC. **Brazilian Journal Aquatic Science Technology**, [S.l.], v. 14(1), p. 29-38. 2010.

BRASIL. Sistema Integrado de Informação sobre Desastres - SDI2. In: **Plataforma Digital**. 2015. Disponível em: <http://s2id.mi.gov.br>. Acesso em: dez. 2014.

CORRÊA. I. C. S. Paleolinhas da costa na plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2.,1979. [S.l.]. **Atas**, [S.l.]: [s.n.], 1979. p. 269-278.

CORRÊA I. C. S. Distribuição de sedimentos modernos da plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. **Pesquisas**, [S.l.], v. 13, p. 109-141. 1980.

CORRÊA I. C. S. et al. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental Sul e Sudeste do Brasil. **Notas Técnicas**, [S.l.], v. 9, p. 51-61. 1996.

DIAS J. M. A.; FERREIRA O.; PEREIRA A. Riscos naturais associados a variações do nível do mar. 1994. In: **Estudo sintético de diagnóstico da geomorfologia e da dinâmica sedimentar dos troços costeiros entre Espinho e Nazaré.** [S.l.]: Edição electrónica, 2005. 10p. Disponível em: <w3. ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks>. Acesso em: nov. 2014.

EPAGRI/IBGE. **Mapoteca do Estado de Santa Catarina**. 2004.

GRÉ J. C. R. **Aspectos sedimentares da plataforma continental de Santa Catarina.** Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1983. 90p. MS Dissertation.

GÜTTLER F. N.; PLÁCIDO A.; P. AYALA L. Comportamento morfológico da praia do rio das Pacas, Florianópolis - SC - Brasil. **PerCursos**, [S.l.], v. 8(2), p. 72-89. 2007.

HORN FILHO N. O. Setorização da província costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. **Geosul**, [S.l.], v. 18(35), p. 71-98. 2003.

HORN FILHO N. O. Ilha de Santa Catarina. In:Muehe D. (ed.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente/Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos, 2006. p. 413-436.

HORN FILHO N. O. **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Norte ou setor 1 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina - GERCO/SC**. [S.l.]: Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais. 2010a.

HORN FILHO N. O. **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Centro-Norte ou setor 2 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina - GERCO/SC.** [S.l.]: Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais. 2010b.

HORN FILHO N. O. **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Centro-Sul ou setor 4 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina – GERCO/SC.** [S.l.]: Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais. 2010.

HORN FILHO, N. O. **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Sul ou setor 5 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina – GERCO/SC.** [S.l.]: Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais. 2010.

HORN FILHO N. O. & FERRETI O. **Diagnóstico geológico-geomorfológico do litoral Central ou setor 3 do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro de Santa Catarina – GERCO/SC.** [S.l.]: Governo do Estado de Santa Catarina e AMBIENS Consultoria e Projetos Ambientais. 2010.

HORN FILHO N. O., LEAL, P.C., OLIVEIRA, J. S. **Geologia das 117 praias arenosas da ilha de Santa Catarina, Brasil.** 1ª. [S.l.]: Ed. Novas Edições Acadêmicas. 2014. 220p. ISBN 97836398971111.

HORN FILHO, N. O. et al. The impact of human activities on the evolution of the Santa Catarina beach environment, southern Brazil. In: IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, 29., **Abstracts**, [S.l.]: [s.n.], 2012. p. 246-246.

HORN FILHO, N. O. et al. **Atlas Sedimentológico e Ambiental das Praias Arenosas de Santa Catarina - ASAPASC.** Universidade Federal de Santa Catarina. 2016. Departamento de Geociências. Programa de Pós-graduação em Geografia. No prelo.

IPCC. Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas. In: **Relatório do Grupo de Trabalho II**. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. 2014. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/pdf/ assessment-report/ar5/wg2/ar5_wgII_spm _en.pdf>. Acesso em: fev. de 2015.

KLEIN A. H. F. **Morphodynamics of headland bay beaches**. Algarve: Universidade do Algarve, 2004. 450p. PhD Thesis.

KLEIN A. H. F. et al. Erosão costeira no litoral Centro-norte de Santa Catarina: possíveis causas e medidas mitigadoras. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 7., 1999. [S.l.]. **Resumos**, [S.l.]: [s.n.], 1999.

KLEIN A. H. F. et al. Litoral Centro-norte de Santa Catarina. In: Dieter Muehe. (ed.). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente/Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos, 2006. p. 402-412.

LIVI N. S. &HORN FILHO N. O.. Geologia e geomorfologia da planície costeira da ilha de Santa Catarina, litoral Central do estado de Santa Catarina, Brasil, em base ao estudo dos depósitos quaternários. **Cadernos Geográficos**, [S.l.], v. 27, p. 9-35. 2011.

MACHADO B.V. **Mapeamento e análise de obras de engenharia costeira no litoral do estado de Santa Catarina.** Itajaí: Universidade do Vale do Itajaí, 2010. 251p. Monography. Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar.

MARTIN L. et al. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília: DNPM, 1988. 2 mapas. **Série Geóloga**, n. 28. 1988. 40p.

MAZZER A. M. **Aspectos de ecologia da paisagem da ilha do Campeche (Florianópolis - SC): uma contribuição ao manejo insular.** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2001. 145p. MS Dissertation.

MAZZER A. M.; DILLENBURG S. R.; SOUZA C. R. Proposta de método para análise de vulnerabilidade à erosão costeira no sudeste da ilha de Santa Catarina, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 38(2), p. 278-294. 2008.

MENEZES J. T. DE & SANTOS M. I. F. DOS. Substratos. In: Abreu J. G. & Horn Filho N. O. Plataforma continental de Santa Catarina. In: Dominguez J. M. L. & Vital H. (eds.). **Plataforma continental do Brasil. Programa de Geologia e Geofísica Marinha - PGGM**. 2016. No prelo.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA. **Projeto Orla**: fundamentos para gestão integrada. Brasília: MMA/SQA; Brasília: MP/SPU, 2006. 74p. ISBN 85-7738-029-7. 2006.

MONTEIRO M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**, [S.l.], v. 16(31), p. 69-78. 2001.

MUEHE D. (ED.) **Erosão e progradação do litoral brasileiro.** Brasília: Ministério do Meio Ambiente/Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos, 2006. 476 p.

MONTEIRO M.A. & FURTADO S. M. DE A. O clima no trecho Florianópolis - Porto Alegre: uma abordagem dinâmica. **Geosul**, [S.l.], v. 20, p.116-133. 1995.

NIMER E. Climatologia da região Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, [S.l.], v. 34(1), p. 142-154. 1989.

OLIVEIRA U. R. **Relações entre a morfodinâmica e a utilização em trechos da costa oceânica da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil.** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2009. 222 p. PhD Thesis.

PEIXOTO J. R.V. **Interação praia-duna e sua influência sobre a vegetação de duna frontal na costa leste da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil.** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2010. 175 p. PhD Thesis. Departamento de Geociência.

PEREIRA M. D.; SCHETTINI C. A. F.; YUKIOMA C. Caracterizaçãode feições oceanográficas na plataforma de Santa Catarina através de imagens orbitais. **Brazilian Journal of Geophysics**, [S.l.], v. 27(1), p. 81-93. 2009.

POLETTE M.; SOUZA J. G.; MAZZER A. M. Geoecologia da paisagem costeira do estado de Santa Catarina.In: REGIONAL CONFERENCE OF LATIN AMERICAN AND CARIBEAN COUNTRIES - INTERNATIONAL GEOGRAPHICAL UNION. T**he world: environment society and development**. Havana, Cuba: [s.n.], 1995.

RODRIGUES M. L. G.; FRANCO D.; SUGAHARA S. Climatologia de frentes frias do litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira Geofísica**, [S.l.], v. 22(2), p. 34p. 2004.

ROSA R. O. & HERRMANN M. L. P. Geomorfologia. In: **Atlas de Santa Catarina**: Aspectos Físicos. Rio de Janeiro: GAPLAN, 1986. p. 31-32.

RUDORFF F. M. & BONETTI J. Avaliação da suscetibilidade à erosão costeira de praias da ilha de Santa Catarina. **Brazilian Journal Aquatic Science Technology**, [S.l.], v. 14(1), p. 9-20. 2010.

SANTA CATARINA. Decreto no 5.100, que regulamenta o Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro. 2006.

SANTA CATARINA. **Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - Fase I**: Diagnóstico Socioambiental - Setor Litoral Norte. Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/AMBIENS Consultoria Ambiental, 2010a. 470 p. il.

SANTA CATARINA. **Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro – Fase I**: Diagnóstico Socioambiental - Setor Litoral Centro-norte. Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/AMBIENS Consultoria Ambiental, 2010b. 458 p. il.

SANTA CATARINA. **Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro – Fase I**: Diagnóstico Socioambiental - Setor Litoral Central. Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/AMBIENS Consultoria Ambiental, 2010c. 470 p. il.

SANTA CATARINA. **Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - Fase I**: Diagnóstico Socioambiental - Setor Litoral Centro-sul. Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/AMBIENS Consultoria Ambiental, 2010d. 493p. il.

SANTA CATARINA. **Implantação do Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro - Fase I**: Diagnóstico Socioambiental - Setor Litoral Sul. Florianópolis: Secretaria de Estado do Planejamento - Diretoria de Desenvolvimento das Cidades/AMBIENS Consultoria Ambiental, 2010e. 393 p. il.

SCHMIDT A. D.; HORN FILHO N. O.; ESTEVAM C. N. Estratégias adotadas para conter a erosão costeira no litoral de Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO SOBRE PLANEJAMENTO E GESTÃO DAS ZONAS COSTEIRAS DOS PAÍSES DE EXPRESSÃO PORTUGUESA, 7., Maputo, **Short Papers**, 2013. p. 1-12.

SCHWEITZER A. **Comportamento morfossedimentar do arco praial e evolução do uso do solo na praia Brava, ilha de Santa Catarina, SC, Brasil.** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 2007. 79 p. Monography. Departamento de Geociências.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay rations. **Journal of Sedimentary Petrology**, [S.l.], v. 24(3), p. 151-138. 1954.

SHORT A. D. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**: England: Wiley, 1999. 379 p.

SILVA M. &HORN FILHO N. O. Consequências ambientais advindas da ocupação antrópica nos últimos 70 anos na planície costeira da ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. **Cadernos Geográficos**, [S.l.], v. 27, p. 139-159. 2011.

SILVA R. et al. Present and Future Challenges of Coastal Erosion in Latin America. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 71, p. 1-16. 2014.

SILVEIRA J. D. Morfologia do litoral. In: Azevedo A. (ed.) **Brasil**: a terra e o homem. São Paulo: Editora Nacional, p. 253-305. 1964.

SIMÓ D. H., HORN FILHO N. O. Caracterização e distribuição espacial das "ressacas" e áreas de risco na ilha de Santa Catarina. **Gravel**, [S.l.], v. v. 2, p. 93-103. 2004.

SOUZA C.R DE G. Coastal erosion risk assessment, shoreline retreat rates and causes of coastal erosion along the state of São Paulo coast, Brazil. **Revista Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 28(2), p. 459-474. 2001.

SOUZA C.R. DE G. & SUGUIO K. The coastal erosion risk zoning and the state of São Paulo plan for Coastal Management. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 35, p. 530-547. 2003.

TRUCCOLO E. C. **Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul - SC.** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina, 1998. 100p. MS Dissertation.



AUTORES

João L. Nicolodi

Lauro J. Calliari

Elírio E. Toldo Jr

Salette A. de Figueiredo

Valério Costa Machado Jr.

COLABORADORES

Ana F. Silva

Lucas M. da Motta

Priscila Teixeira

RIO GRANDE DO SUL

RESUMO

O litoral do Rio Grande do Sul é constituído por 615 quilômetros de praias arenosas, com orientação quase uniforme NE-SW, onde nota-se uma alternância de segmentos levemente côncavos e convexos que se estendem desde os promontórios rochosos localizados em Torres até o Arroio Chuí na fronteira entre Brasil e Uruguai. Tal espaço geográfico tem sua gênese vinculada, em linhas gerais, às variações de nível do mar ocorridas no período Quaternário, quando um complexo sistema do tipo Laguna-Barreira foi estabelecido. A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa das ondas (1,4m) e regime de micromaré (0,30m) proporciona um bom exemplo de barreira dominada por ondas, razão do pequeno número de desembocaduras lagunares e fluviais existentes ao longo da costa. Trata-se, portanto, de uma planície costeira composta de depósitos Quaternários inconsolidados e que não recebem contribuições de areias modernas, já que toda carga de tração transportada pelos rios é retida nos corpos lagunares, como por exemplo, a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim, as quais se estendem por aproximadamente um terço da Planície Costeira do estado. Os resultados aqui apresentados são fruto de décadas de estudos realizados pelos dois principais centros de pesquisa na temática; o Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da UFRGS (CECO) e o Laboratório de Oceanografia Geológica da FURG (LOG). Em um panorama geral de variação da linha de costa e suas tendências, a análise de linhas de costa monitoradas entre os anos de 2002 e 2013 indicam estabilidade em 31% da linha de costa, erosão moderada em 45%, progradação moderada em 17%, progradação acentuada em 3% e erosão acentuada em 4%. As causas específicas dessas variações ainda não estão totalmente definidas, mas sabe-se que a orientação da linha de costa, a herança geológica e a concentração de energia de ondas, em função da refração causada pela batimetria local, são alguns dos fatores responsáveis pelos dois hotspots erosivos encontrados no RS: Farol da Conceição e Praia do Hermenegildo. No outro extremo, a Praia do Cassino apresenta progradação acentuada em função dos efeitos da construção dos molhes na desembocadura da Lagoa dos Patos os quais influenciaram na retenção da deriva litorânea líquida predominante para nordeste e alteraram os padrões de sedimentação. O presente estudo trás ainda uma análise específica das variações da linha de costa junto às quatro desembocaduras existentes: além da já citada Lagoa dos Patos, Rio Mampituba, Laguna de Tramandaí e Arroio Chuí. Como consequência natural desta análise, são discutidas as tendências de longo prazo em termos de evolução costeira futura, com base em modelagem matemática e na análise de possíveis cenários de elevação do nível do mar. É incorporada a análise, a vulnerabilidade da zona costeira do RS, considerando seus aspectos físicos ambientais, sociais e de cunho tecnológico e suas relações com o processo de gerenciamento costeiro.

ABSTRACT

The Rio Grande do Sul coastline consists of 615 kilometers of sandy beaches, with almost uniform NE-SW orientation, where can be noted an alternation of slightly concave and convex segments extending from the rocky headlands located in Torres to the Arroio Chuí, on the border between Brazil and Uruguay.

This geographic area has its genesis linked, in general, to the sea level changes that took place in the Quaternary period, when a complex Laguna-barrier type system was established.

The association between the morphology of the continental shelf, significant wave height (1.4m) and microtidal regime (0.30m) offers a good example of a wave dominated barrier, what explains the little number of inlets along the coast.

It is, then, a coastal plain composed of unconsolidated quaternaries deposits and they do not receive contributions from modern sands, since all traction load carried by rivers is retained in lagoons bodies, such as the Lagoa dos Patos and the Lagoa Mirim, which extend for approximately one third of the state's Coastal Plain.

The results presented here are the product of decades of studies conducted by the two main research centers in the topic: the Center of Coastal and Oceanic Geology Studies (CECO - UFRGS) and the Laboratory of Geological Oceanography (LOG - FURG).

In a general overview of the coastline variations and its trends, the analysis of monitored shorelines between the years 2002 and 2013 indicate stability in 31% of the coastline, moderate erosion in 45%, moderate progradation in 17%, pronounced progradation in 3% and severe erosion in 4% of the coastline.

The specific causes of these variations are not yet fully understood, but it is known that the coastline orientation, the geological heritage and the concentration of wave energy due to refraction caused by the local bathymetry are some of the factors responsible for the main erosive hotspots found in RS: Farol da Conceição and Praia do Hermenegildo.

At the other end, the Casino Beach has a pronounced progradation due to the effects of the construction of jetties in the Lagoa dos Patos mouth, which influenced the retention of the prevailing net longshore drift to the northeast and altered the natural sedimentation patterns.

This study also offers a specific analysis of the shoreline variations along the four existing inlets: Lagoa dos Patos, Rio Mampituba, Laguna Tramandaí.

As a natural consequence of this analysis, are discussed long-term trends in future coastal development, based on mathematical modeling and analysis of possible scenarios of rising sea level.

The vulnerability of the coastal zone of the RS is incorporated into the analysis, considering aspects of its physical environment, social and technological nature, and its relationship with the coastal management process.

1. INRODUÇÃO

O presente capítulo, que tratará do tema das variações na linha de costa no litoral gaúcho, foi elaborado sob o encadeamento de assuntos que, além de intrinsicamente relacionados, desenvolvem-se em uma ordem lógica a fim de buscar analisar não só o panorama da erosão costeira na região, mas também buscar suas causas e consequências.

Para tanto, parte-se de uma breve caracterização da Zona Costeira do RS, tanto do ponto de vista físico, quanto da gestão ambiental, abordando suas principais nuances. Na sequencia, apresenta-se uma classificação geomorfológica da costa, com base na metodologia proposta por Muehe (2006) e um panorama geral de variação da linha de costa e suas tendências, com base na análise de linhas monitoradas em 2002 e 2013 pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da UFRGS (CECO) e pelo Laboratório de Oceanografia Geológica da FURG (LOG).

Após essa quantificação do problema, buscou-se analisar suas causas, principalmente relacionando-as ao clima de ondas vigente na região, com destaque para a relação com os fenômenos de refração. Dá-se especial atenção à situação junto às desembocaduras lagunares e fluviais do litoral gaúcho.

O capítulo ainda busca discutir tendências de largo prazo em termos de evolução costeira, com base em modelagem matemática e análise de cenários.

Como fechamento, tem-se uma abordagem da situação sob a ótica da vulnerabilidade da costa do RS e suas relações com o processo de gerenciamento costeiro.

1.1 A Zona Costeira do Rio Grande do Sul

O estado do Rio Grande do Sul tem uma extensa costa com orientação quase uniforme NE-SW ao longo dos seus 615km (figura 1). Superposto nesta orientação geral, nota-se uma alternância de segmentos levemente côncavos e convexos que se estendem desde os promontórios rochosos localizados em Torres até o Arroio Chuí na fronteira entre Brasil e Uruguai (figura 2).

A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa das ondas (em torno de 1,4m) e um regime de micromaré (em torno de 0,30m) proporciona um bom exemplo de barreira dominada por ondas, razão do pequeno número de desembocaduras lagunares e fluviais existentes ao longo da costa. Trata-se, portanto, de uma planície costeira composta de depósitos Quaternários inconsolidados e que não recebem contribuições de areias modernas, já que toda

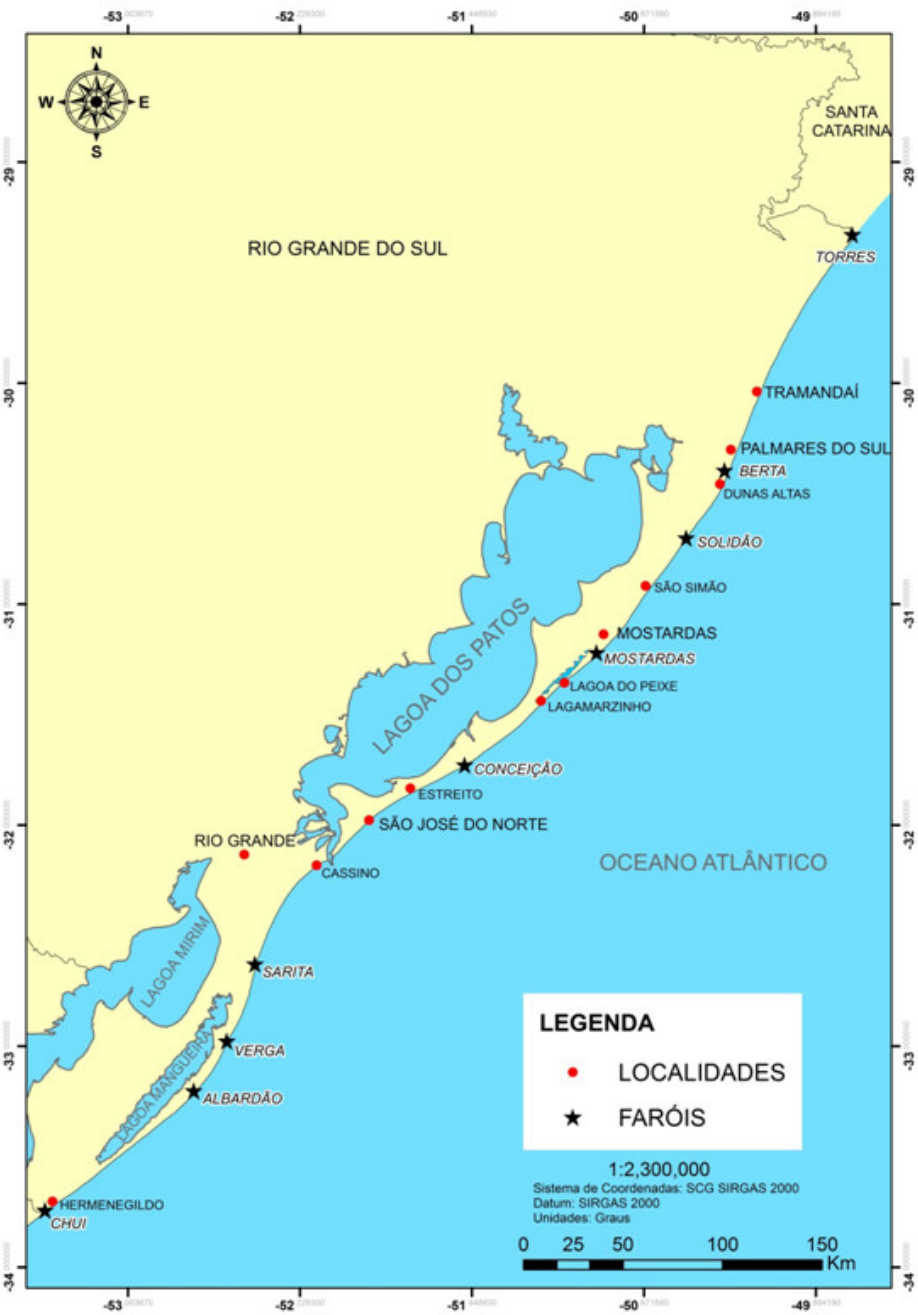


Figura 1
Litoral do Rio Grande do Sul, com suas principais toponímias.

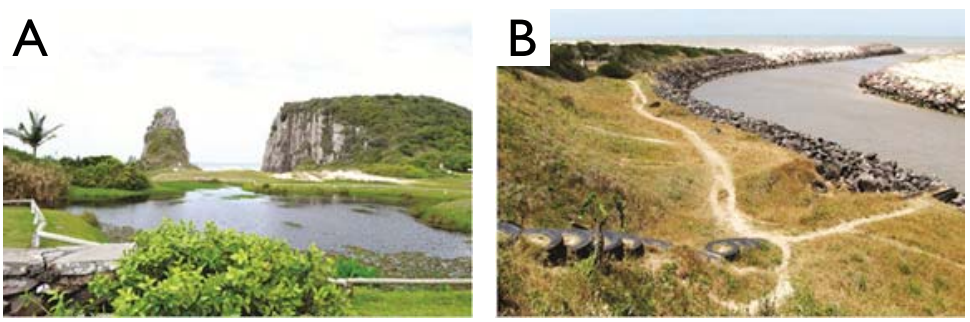


Figura 2
Promontórios rochosos em Torres, na divisa com Santa Catarina (A) (Foto: João Luiz Nicolodi) e desembocadura do Arroio Chuí, na fronteira com o Uruguai (B) (Foto: Valério Costa Machado).

carga de tração transportada pelos rios é retida nos corpos lagunares, como por exemplo, a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim, as quais se estendem por uma área de 13.750km² - aproximadamente um terço da Planície Costeira do estado (Tomazelli e Villwock, 1992).

A Plataforma Continental é larga e rasa, com 150 a 200km de extensão e profundidades máximas variando entre 100 e 140m, com suave declividade da ordem de 0,5 a 1,5m/km. A antepraia, também extensa e rasa, apresenta limite externo entre as profundidades de 10 e 15m, sendo constituída por depósitos arenosos. Os sedimentos praiais consistem principalmente de areias finas bem selecionadas (tamanho médio de 0,2mm), (Nicolodi *et al.*, 2002), exceto ao longo de 60km no Litoral Sul onde ocorrem sedimentos bimodais devido à presença de cascalho biodetrítico (Calliari e Klein 1993).

Em termos de área, a zona costeira do RS abrange aproximadamente 43.000km², na qual estão inseridos 46 municípios. Cabe ressaltar que, diferente da tendência mundial, os grandes centros urbanos do estado não estão concentrados nesta região. Nos períodos de veraneio, entretanto, os municípios costeiros sofrem um significativo incremento populacional. O balneário do Cassino (figura 3), localizado na cidade de Rio Grande é um exemplo típico: A sua população residente é de cerca de 45.000 habitantes, mas a população flutuante ultrapassa 350.000 durante os meses de dezembro a março.

Instituído pela Lei 7.661/88 e regulamentado pelo Decreto 5.300/04, o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC) é o sistema político/institucional definido para conduzir o processo de ordenamento territorial e ambiental da Zona Costeira do Brasil. No Rio Grande do Sul o Gerenciamento Costeiro encontra-se sob responsabilidade da Fundação Estadual de Proteção Ambiental Henrique Luiz Roessler (FEPAM), a qual define como sua área de atuação a seguinte compartimentação: Litoral Norte, Litoral Médio Leste e Médio Oeste, Litoral Sul (Figura 4).

No Rio Grande do Sul os principais focos de erosão costeira estão localizados em regiões com pouca, ou nenhuma, urbanização, como são os casos do Balneário Hermenegildo e da região do Farol da Conceição, respectivamente (figura 5).

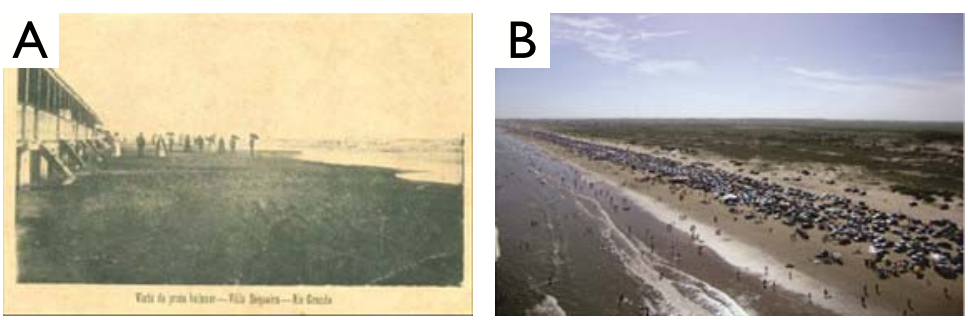


Figura 3
(A) Camarotes de banho na praia do Cassino em 1908 (Fonte: Acervo da Bibliotheca Riograndense, em Ferreira, 2012). (B) Utilização massiva da Praia do Cassino atualmente, com destaque para a quantidade de veículos estacionados (Fonte: Adelio 2010).



Figura 4
Setorização oficial da Zona Costeira do Rio Grande do Sul. Fonte: FEPAM

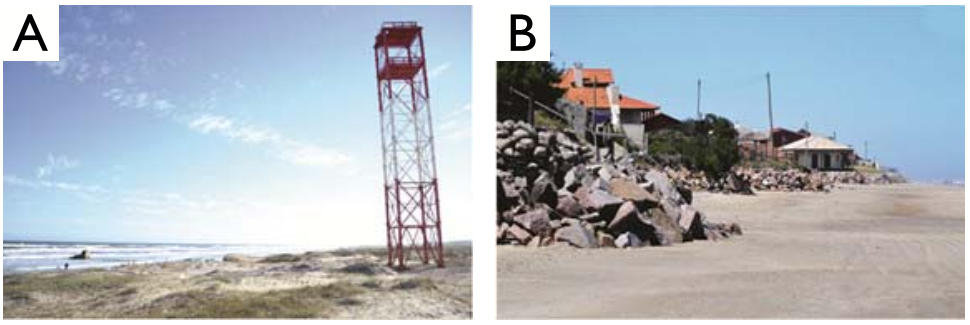


Figura 5
Principais focos de erosão costeira no Rio Grande do Sul: (A) Farol da Conceição, Litoral Médio. Percebe-se o farol original caído na zona de rebentação e o farol provisório instalado para suprir a demanda de sinalização na região (Foto: João Luiz Nicolodi); e (B) Balneário Hermenegildo, Litoral Sul, com destaque para as tentativas de proteção costeira (muros e enrocamentos) (Foto: Valério Costa Machado).

O principal eixo de desenvolvimento do litoral gaúcho está direcionado ao Litoral Norte, em uma faixa de praia de aproximadamente 120 quilômetros que se estende de entre Torres, na divisa com Santa Catarina até o balneário de Dunas Altas, no município de Palmares do Sul. Neste setor, não são identificados trechos com erosão acentuada, embora existam evidências de pontos críticos a gestão do ponto de vista de retração da linha de costa.

Outro ponto de intenso desenvolvimento urbano é o Balneário Cassino, localizado no sul do estado, na cidade portuária de Rio Grande. Nesta localidade, são encontradas as maiores taxas de progradação da linha de costa, com valores próximos a 9m/ano (Goulart & Calliari, 2013), basicamente em resposta à instalação de estruturas de fixação do canal de navegação da Lagoa dos Patos, que lá se encontram desde o inicio do século XX com comprimento aproximado de cinco quilômetros (Figura 6).



Figura 6
Foto dos molhes da desembocadura da Lagoa dos Patos. Destaque para as estruturas para fixação do canal de navegação, as quais têm influencia na posição da linha de costa adjacente. Fonte: http://www.maisturismo.net/

2. CLASSIFICAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A associação entre a morfologia da plataforma continental, altura significativa de ondas em torno de 1,5m e o regime micromaré, proporciona um bom exemplo de uma barreira dominada por ondas, razão pela qual existem somente cinco desembocaduras fluviais (uma das quais intermitente) ao longo de 615km de costa.

Com exceção de Torres onde as formações rochosas constituídas de arenitos, basaltos e sequências vulcano-clásticas, conferem um pequeno grau de proteção à dinâmica costeira, as praias ao longo da costa do RS são totalmente expostas.

São predominantemente constituídas de areia fina quartzosa (Martins, 1967), apresentando baixa declividade (2º) com poucos e inexpressivos cúspides praiais. De acordo com as sequências morfodinâmicas descritas na literatura (Wright & Short, 1984), as praias do RS variam entre intermediárias e dissipativas Tomazelli & Villwock (1992), Calliari & Klein (1993), Toldo *et al.* (1993), Weschenfelder (1996), Goulart & Calliari (2013).

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 45km e outro de 30km respectivamente localizados ao sul do farol do Albardão (figura 9) e nas proximidades do farol do Estreito (figura 8) 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 praiais bem desenvolvidos.

A presença de poucas desembocaduras lagunares e fluviais fixadas por influência antrópica introduzem alterações locais no padrão morfodinâmico, tornando as praias mais dissipativas devido ao aporte de material sedimentar mais fino em suas adjacências (Villwock & Martins, 1972; Martins *et al.*, 1978, Oliveira & Calliari, 1999).

Outra característica de diferenciação entre as praias ao longo da barreira refere-se à presença e comportamento das dunas frontais. Devido a mudanças relativas à orientação da linha de costa em função dos ventos predominantes e às características 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 é marcante ao sul de Mostardas e daí até São José do Norte, no Litoral Médio.

Análise da altura das dunas mostra que, no setor compreendido entre Torres e o Farol Berta (figura 7), há um aumento gradativo de norte para o sul da orientação da linha de costa em relação ao vento predominante NE, sendo o valor máximo encontrado entre as praias de Cidreira e Farol Berta. A orientação cresce desde valores de 5° a 9° em Torres, quase paralelos em relação ao NE, até 30° a 34° na região do Farol do Berta com orientação oblíqua positiva em relação a este vento. Da mesma forma, a altura das dunas frontais neste setor aumenta gradativamente de norte para sul. As maiores dunas ocorrem no balneário de Dunas Altas, localizado nas proximidades do Farol do Berta, trecho onde a orientação da linha de costa em relação ao vento NE atinge valores mais elevados. Neste local, a altura das dunas varia entre 6 e 8m, alcançando em determinados locais alturas superiores a 8m. Próximo a Torres na localidade de Itapeva, ocorrem dunas mais baixas com alturas da ordem de 2 a 3 metros. O litoral médio entre o Farol do Berta e a costa de São José do Norte (240km), além de apresentar setores paralelos e obliquamente positivos em direção ao vento NE, apresenta também segmentos com extensões consideráveis onde a orientação da linha de costa dispõe-se obliquamente negativa ao vento NE, ou seja, a componente do vento é em direção ao oceano.

Após o Farol Berta onde as dunas alcançam altura superior a 8m, a orientação da costa dispõe-se mais paralelamente ao vento. Neste trecho existe uma redução considerável na altura das dunas as quais decaem para 1m num intervalo de 30km. Após esse trecho, as dunas voltam a aumentar atingindo novamente 8m de altura para depois decair progressivamente até o Farol de Mostardas onde não existe formação de dunas frontais, mas sim de planícies arenosas. A partir deste trecho em direção ao sul a costa apresenta predominantemente orientações paralelas e obliquamente negativas com valores de -1° a -5° nas adjacências do Farol de Mostardas, -11° a -15° próximos à região do Estreito onde também existe a formação de planícies arenosas. No final do litoral médio, em São José do Norte, uma

mudança na orientação da linha de costa apresenta-se novamente obliquamente positiva em relação ao vento NE (Calliari *et al.* 2005).

Já no Litoral Sul entre Rio Grande e Chuí, 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 (2000), 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 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 caracterizadas pela total ausência de dunas frontais.

Os estudos efetuados permitem classificar sob o enfoque morfodinâmico os 615 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 (Figura 8) 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).

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 São José 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 12km (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 praiais mais finos ao longo da costa do RS (entre 2,75 e 2,5Ø) indicando a influência da descarga lagunar na zona costeira. Isso significa que neste trecho de praia de 12km a granulometria dos sedimentos é aproximadamente 0.030 mm mais fina que as praias ao sul.

Trabalhos efetuados por Calliari & Klein (1993), Tozzi (1999), 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 12km dos molhes de Rio Grande e o km 165 predominam praias intermediárias com dunas frontais bem desenvolvidas e hummocks (IIIce).

Praias reflectivas a intermediárias (IIIbc) ocorrem num trecho próximo ao extremo sul, 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), Serau (1999), Serau & Calliari (2000). No extremo sul as praias são intermediárias a dissipativas (IIIcd). 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 frequentemente perda de patrimônio público e privado em sua zona urbanizada (Calliari *et al*., 1998; Klein & Calliari, 1997, Esteves *et al*., 2000).

Até o final do século XX, a morfologia das praias ao longo da costa foi caracterizada por perfis praiais e seus parâmetros morfométricos. Recentemente, aplicando um procedimento estatístico usando técnicas de agrupamento de escalonamento multidimensional foi possível identificar 6 (seis) grupos de praias: um com tendências dissipativas, outro com tendências intermediárias a refletivas e os outros grupos representando praiais com características intermediárias entre esses dois, todos eles diferenciados principalmente em termos de mobilidade praial (Pereira *et al*., 2009).

Assim, O Grupo 1 representa praias dissipativas (Cassino) enquanto que Grupo 5 representa praias intermediárias com tendências refletivas (Concheiros). Os outros grupos representam praias com características intermediárias (Albardão, Tramandaí e Lagamarzinho). A aplicação de técnicas estatísticas permitiu uma

diferenciação quantitativa entre os padrões anteriormente definidos. Ficou evidente nesta análise que a presença de areia média é um fator importante no desenvolvimento de praias com feições tridimensionais mais desenvolvidas e que auxilia na diferenciação das diferentes praias com características intermediárias (Pereira *et al.*, 2009).

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 6m 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 2m 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 m x 50 m 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.

Considerando uma média de dois sangradouros por quilometro durante períodos de intensa precipitação pluviométrica, verifica-se que uma quantidade expressiva de sedimentos são remobilizados da porção subaérea da praia e depositados na zona de arrebentação. Erosão das dunas frontais e pós-praia indicam a importância desses arroios no balanço sedimentar do sistema praial (Pereira da Silva & Calliari, 1997). Assim a região norte entre Cassino e o farolete da Verga apresenta grande susceptibilidade a erosão devido à elevada concentração de sangradouros, sendo essa área associada com a presença de grandes áreas baixas e alagadas sob a influência do banhado do Taim. A mais alta concentração ocorre entre os faróis do Sarita e Albardão, onde trechos imensos sem dunas frontais ocorrem devido à erosão causada pelos mesmos.

No setor entre o farolete da Verga e os Concheiros a concentração dos sangradouros é menor. Especificamente nos Concheiros, cerca de 160 km a sul do Cassino, a redução deve-se as características granulométricas de um setor de praia de 30km de extensão. A existência de sedimentos mais grossos muitas vezes condiciona uma berma mais elevada e permite uma percolação mais rápida da água pluvial fazendo-a desaparecer no pós-praia. Adicionalmente sedimentos mais grossos impedem o desenvolvimento de dunas frontais mais desenvolvidas, diminuindo assim a susceptibilidade erosiva deste setor a ocorrência de sangradouros. O setor

mais ao sul entre os Concheiros e a barra do Chuí apresenta alta concentração de sangradouros especialmente no setor entre os balneários do Hermenegildo e Chuí. Aí a presença de depósitos Holocênicos (turfa e lama consolidada) no pós-praia, os quais são recobertos por uma fina camada de areia, causa a diminuição da permeabilidade praial aumentando o poder erosivo dos arroios que drenam esse setor.

No litoral central e norte, altas concentrações são observadas próximos aos molhes de Rio Grande na praia do Mar Grosso, Farol da Conceição (70km ao norte dos molhes) e próximo ao farol de Mostardas. Baixos valores ocorrem próximo ao Farol do Estreito e nas proximidades do *inlet* da Lagoa do Peixe. A presença de lagoas costeiras tais como as do Peixe e Estreito, localizadas próximo ao sistema praial, explica a redução desses arroios no sistema praial. Por serem áreas topograficamente baixas, toda a drenagem adjacente direciona-se para os corpos lagunares.

Em direção ao norte entre São Simão e Tramandaí, verifica-se o efeito oposto. A existência de várias lagoas de bolso muito próximas à praia, as quais extravasam durante períodos de alta pluviosidade, aumenta o número de sangradouros ao longo da praia. Nesta área largura e dimensão dos mesmos alcança respectivamente 300m e 0,5m. Adjacente ao farol da Conceição, altas densidades de sangradouros ocorrem. Fatores geológicos relacionados à presença de turfa em subsuperfície desde o campo de dunas e o pós-praia por dezenas de quilômetros, bem como a presença de arenitos de idade Pleistocênica (Buchmann e Tomazelli, 2003), contribuem para esse aumento devido à redução da permeabilidade da praia.

Próximo ao farol de Mostardas as dunas são bem desenvolvidas e o número de sangradouros por Km também é elevado. Fotos aéreas evidenciam a presença de pântanos e áreas alagadas em áreas de baixo relevo localizado nos campos de deflação entre as dunas transversais. A morfologia e orientação das dunas facilitam a chegada dos sangradouros até a praia.

Processos de urbanização acelerado no litoral norte aumentam o número de sangradouros na praia e no campo de dunas. Tal fato deve-se a redução da área de infiltração e ao aumento da compactação do solo.

Na maioria dos balneários do RS tal fato pode levar a alagamentos relâmpagos em áreas baixas urbanizadas causando problemas de saneamento básico tanto nos setores urbanizados como na praia e zona de arrebentação, uma vez que efluentes domésticos não são tratados. Desde que ocorra também um aumento do fluxo de água em direção à praia, a erosão de dunas é acelerada, bem como a diminuição de sedimentos no prisma praial (Figueiredo e Calliari, 2004).



Figura 7
Classificação geomorfológica da linha de costa com base nas unidades macro e meso morfológicas seguidas de unidades morfodinâmicas para o Litoral Norte do estado.

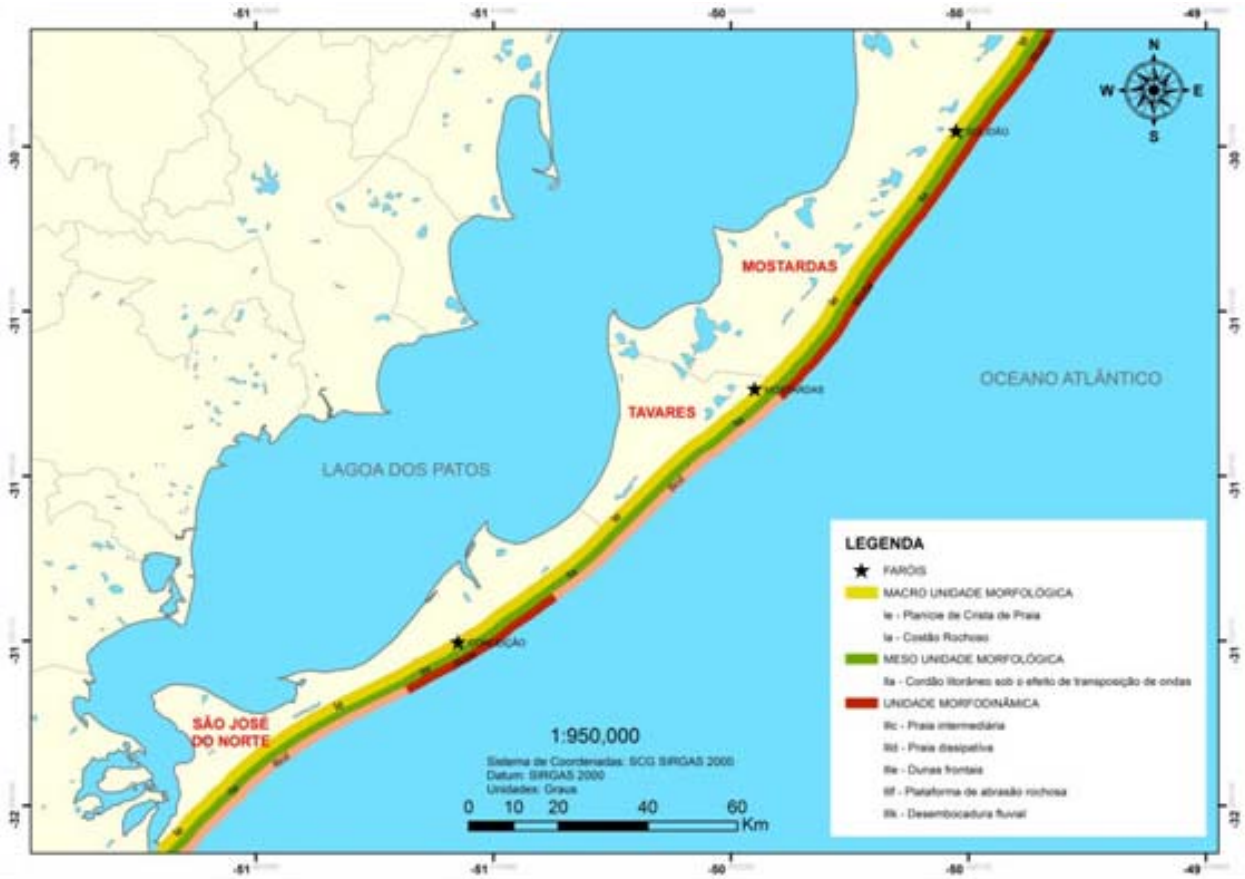


Figura 8
Classificação geomorfológica da linha de costa com base nas unidades macro e meso morfológicas seguidas de unidades morfodinâmicas para o Litoral Médio do estado.



Figura 9
Classificação geomorfológica da linha de costa com base nas unidades macro e meso morfológicas seguidas de unidades morfodinâmicas para o Litoral Sul do estado.

3. PANORAMA GERAL DE VARIAÇÃO DE LINHA DE COSTA E TENDÊNCIAS

Desde 1997 a linha de costa do RS vem sendo monitorada por meio de medições em campo com a utilização de DGPS acoplados em veículos que trafegam na linha d'água ao longo de todo o litoral, desde Torres até o Chuí (Toldo *et al*, 1999). Tais linhas tem seu posicionamento comparado por meio de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e, após controle de variáveis que possam inserir erros, são classificadas de acordo com sua tendência.

Tal estudo tem por objetivo a elaboração de um panorama genérico das variações da linha de costa no estado do Rio Grande do Sul, onde tendências regionais são analisadas em determinados períodos de tempo, não especificamente em termos de taxas de variação do posicionamento da linha (m/ano) e sim por meio de tendências.

A linha d'água adotada nos levantamentos de campo corresponde à linha de espraiamento da onda ou linha de *swash*. Para as praias oceânicas do Rio Grande do Sul esta linha está situada a aproximadamente 16m do nível médio do mar, tendo em consideração as características de altura e o comprimento da onda em águas profundas, bem como a declividade média da face praial. Os principais erros decorrentes do levantamento da linha de praia, com base no indicador da linha d'água, estão associados à amplitude da maré astronômica e da maré meteorológica, *run up* e declividade da face da praia (Toldo & Almeida, 2003). Estes parâmetros (Quadro 1) são monitorados antes ou durante o levantamento, minimizando erros no posicionamento das linhas.

No presente estudo, foram comparadas duas linhas obtidas em levantamentos realizados em 2002 e 2013 em uma parceria do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da UFRGS e o Laboratório de Oceanografia Geológica da FURG (Motta *et al*., 2015).

As medidas consistem na aquisição de dados utilizando um Receptor Pathfinder Trimble Pro-XS GPS – Sistema Global de Posicionamento, com precisão submétrica entre 10 e 30cm no modo de navegação, tanto para o datum vertical, quanto para o horizontal. No campo a antena receptora do GPS é instalada em um veículo tracionado que se desloca sobre a linha d'água a uma velocidade média de 50km/h. A antena estática do GPS encontra-se instalada junto ao Departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS, como parte integrante da rede de antenas do IBGE, cobrindo uma área com raio de 500km a partir da cidade de Porto Alegre. Os dados gerados por esta antena são utilizados para a correção daqueles adquiridos no campo. A taxa de amostragem de ambos os equipa-

mentos é de 3s, o que permite a geração de arquivos para pós-processamento com precisão, também, submétrica.

Os resultados podem ser visualizados no mapa da figura 11. Os mesmos foram classificados em cinco categorias, as quais se encontram na Tabela 1 e no gráfico da figura 10, com suas respectivas medições longitudinais resultantes.

Tais dados são compatíveis com estudos que analisaram estas variações em maior escala espacial. Goulart & Calliari (2013), por meio de dados obtidos por vídeo (Sistema ARGUS) monitoraram a linha de costa na Praia do Cassino e verificaram progradação média de 9 metros por ano. Albuquerque (2013) fez uma análise espaço-temporal das causas da variabilidade da linha de costa e erosão na praia do Hermenegildo, obtendo taxas de retração de 6,29m/ano entre os anos de 1996 a 2000 e 5,25m/ano entre 2005 a 2006.

Quadro 1 - Parâmetros de controle para o monitoramento da linha de costa utilizando-se o indicador linha d'água.

Parâmetro	Controle
Amplitude da maré astronômica	Com valor médio de 0,30m pode gerar um deslocamento de 9m no plano horizontal, pois o levantamento é realizado sobre uma face de praia com declividade média de 1/30, ao longo de um intervalo de tempo de 10 horas. O erro está associado à ocorrência dos valores máximos ou mínimos da amplitude da maré da ordem de 0,32 e 0,20m, respectivamente, durante o levantamento de campo. Este fator de erro pode ser monitorado através de instrumentação no campo ou por consulta a modelos de previsão da maré astronômica.
Amplitude da maré meteorológica	Com valor médio de 1,2m pode gerar um erro maior que 35m no plano horizontal, para uma declividade média da face praial de 1/30. Entretanto, este fator de erro pode ser monitorado através do uso de informações sobre a entrada de frentes frias ou tempestades no litoral sul do país, em consulta a modelos de previsão da maré meteorológica antes de se iniciar a coleta de dados no campo.
Run-up da onda	Para as praias do litoral do RS apresenta valor aproximado de 0,55m, que associada à declividade da face da praia resulta em um espraiamento da onda com valor médio de 16m. Este fator de erro está associado às variações da altura da onda durante o levantamento da linha de praia, o qual pode ser monitorado através de dados de onda medido por instrumentos ou através do modelo de previsão de ondas.
Declividade da face da praia	Com variações médias entre 1/20 e 1/40, induzidas por fatores sazonais ou pelas modificações locais do fluxo de energia das ondas incidentes, constituem-se em fator de erro de difícil monitoramento para levantamentos de áreas com centenas de quilômetros de extensão, como no caso das praias do Rio Grande do Sul.

Adaptado de Toldo & Almeida, 2003.

Tabela 1 - Categorias encontradas na análise de variação de linha de costa do RS, seus limites e comprimento.

Categoria	Limites	Comprimento (km)	Percentual
Estabilidade	Sem variações significativas no período analisado	191	31%
Erosão Moderada	< 30 metros	280	45%
Erosão Acentuada	> 30 metros	22	4%
Progradação Moderada	< 30 metros	105	17%
Progradação Acentuada	> 30 metros	17	3%

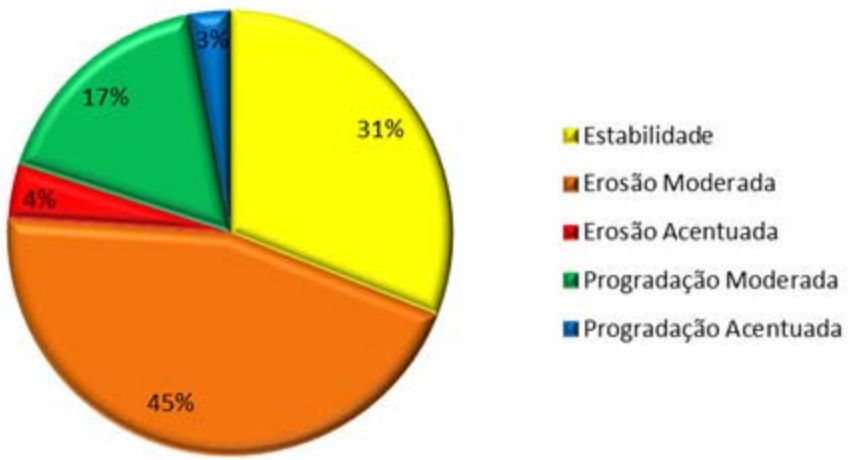


Figura 10
Gráfico com os percentuais de variação da linha de costa do RS entre os anos de 2002 e 2013.

Para a região do Farol da Conceição, o Laboratório de Oceanografia Geológica da FURG (LOG) mantém monitoramento sistemático de perfis praiais desde o ano de 1996, os quais apontam para intensa perda de sedimentos entre 1996 e 2012. A taxa de retração da linha de costa neste local atingiu 4,37m/ano, totalizando 70m de retração da costa e perda de 181,02m³/m de sedimentos da praia no período (Machado, 2014).

Casagrande (2014) identificou uma reversão na tendência erosiva até então identificada em praias do município de Cidreira, Litoral Norte. Ao contrário do que demonstravam os dados discutidos por Toldo *et al.* (1999), Esteves (2006) e outros, a autora identifica setores estáveis ou com leve progradação por meio da comparação entre imagens de satélites de alta resolução entre os anos de 2004 e 2015. Tal comportamento deve estar associado às alterações no padrão de ventos e ondas incidentes na região durante o período analisado.

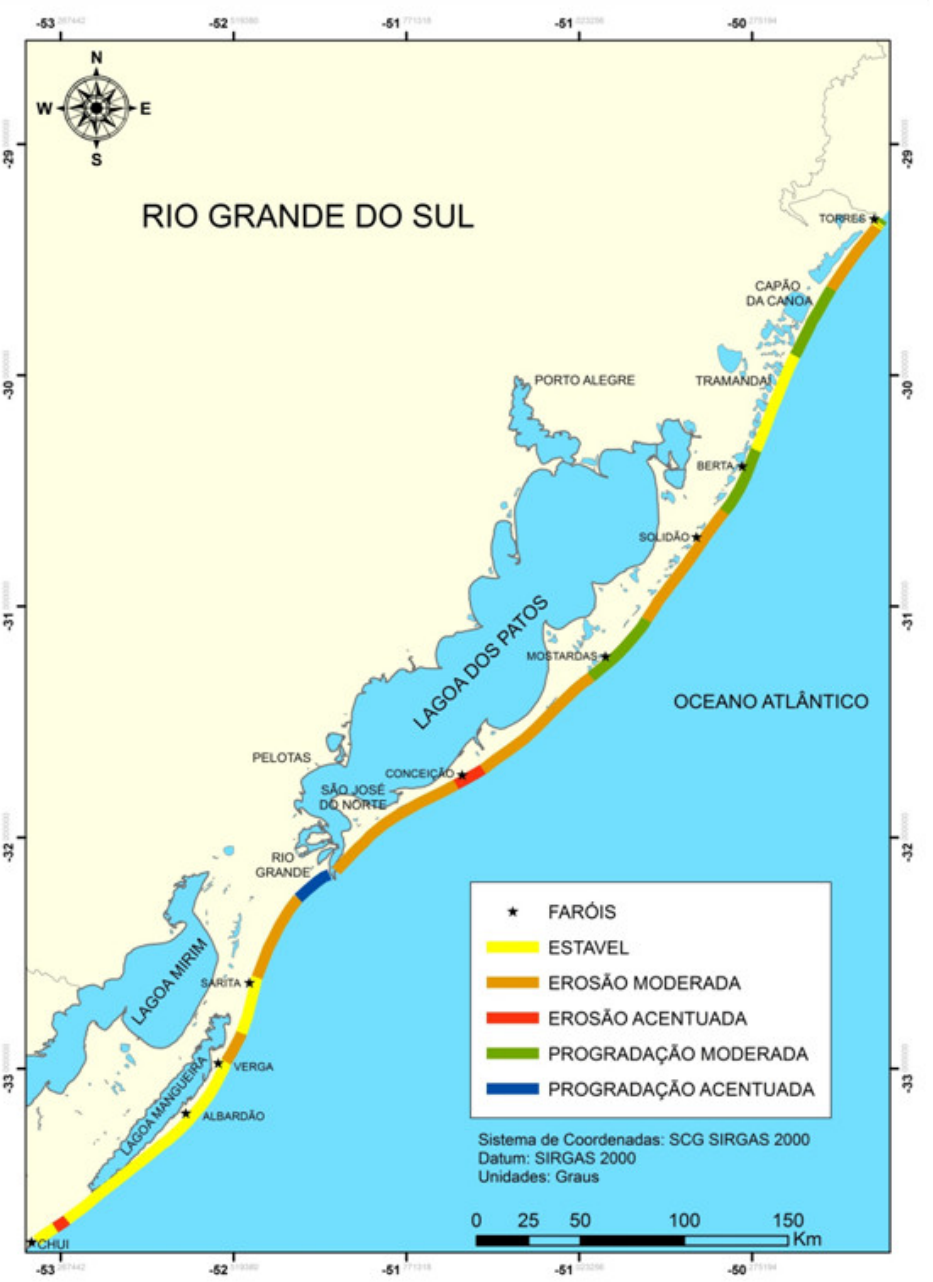


Figura 11
Variação da linha de costa do RS entre os anos 2002 e 2013, onde:
Estabilidade = sem variações significativas,
Erosão Moderada = <30m no período analisado,
Erosão Acentuada = >30m,
Progradação Moderada = <30m e Progradação Acentuada = >30m.

3.1 O balanço dos sedimentos no litoral médio.

Primeiramente, através da análise detalhada da orientação da linha de praia utilizando imagens LandSat 7, o litoral médio foi dividido em 12 subcélulas (Figura 12). Posteriormente foram aplicadas metodologias para o cálculo do balanço de sedimentos entre 1998 e 2009 (Motta *et al.*, 2015).

O balanço dos sedimentos foi calculado para cada uma das 12 subcélulas a partir da análise da deriva litorânea, tanto para SW quanto para NE (Fig. 13). No balanço da subcélula 12, no extremo norte da área, foram incluídas as taxas de deriva para SW do segmento de praia que se encontra mais ao norte. Entretanto, para a subcélula 1, foi considerado tanto o aporte de sedimentos vindos do lado sul da desembocadura da Lagoa dos Patos, como o aporte nulo por causa da barreira física representada pelos molhes de Rio Grande (Motta *et al.*, 2015).

As subcélulas 2, 3, 6 e 12 apresentaram balanço sedimentar positivo ao longo de todo o período, entre 1998 e 2009, e foram classificadas como sumidouros de sedi-

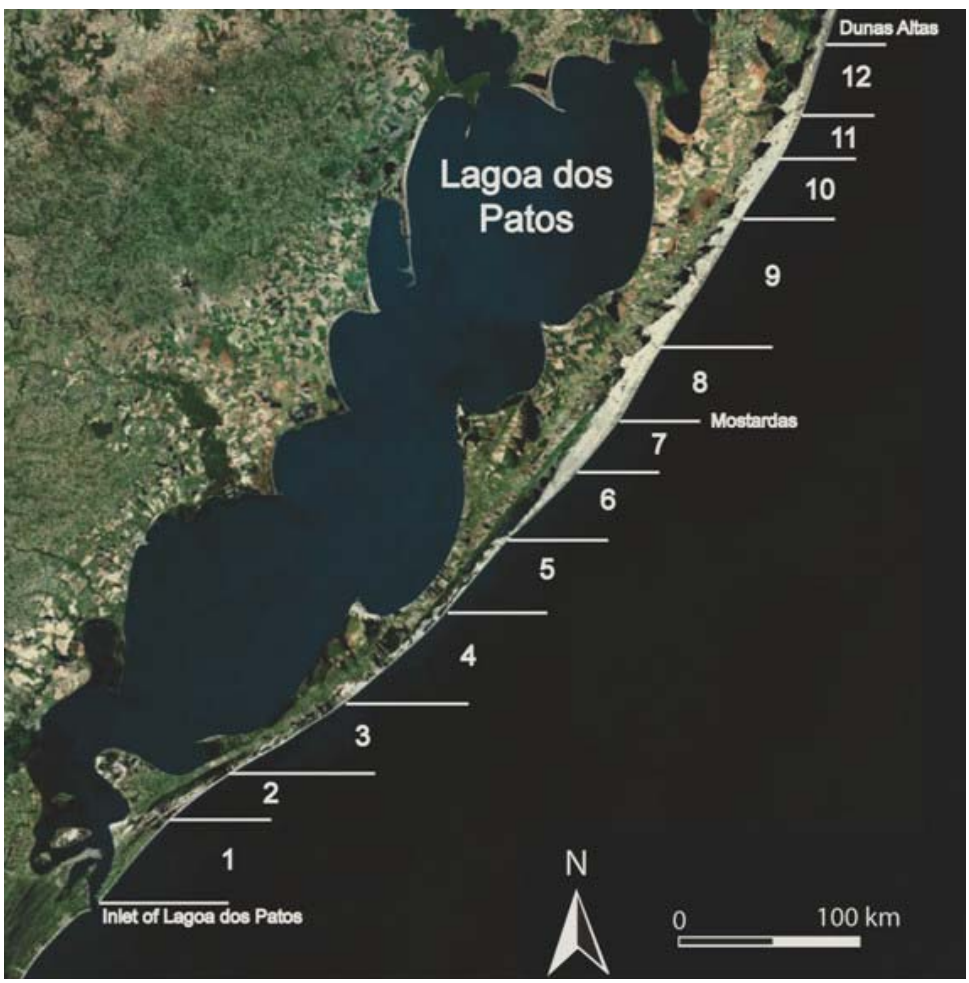


Figura 12
Extensão do campo de dunas costeiras ao longo do litoral médio (branco), com destaque para a região de Mostardas e Dunas Altas, e a localização das 12 subcélulas litorâneas a partir da desembocadura da Lagoa dos Patos (modificado de Motta *et al.*, 2015).

mentos arenosos. As subcélulas 1, 4, 5, 7, 10 e 11 apresentaram balanço negativo, ou seja, são locais com predomínio do componente erosional, e foram classificadas como fontes de sedimentos. As subcélulas 8 e 9 apresentaram comportamentos distintos, dependendo da equação utilizada, mas a variação dos volumes foi muito pequena, o que demonstra uma estabilidade no balanço (Fig. 13).

Os resultados do balanço sedimentar mostram alternância de tendências erosionais e deposicionais na mesma subcélula, dependendo da estação do ano, principalmente na 7, 8, 9, 10 e 11, localizadas entre as duas inflexões mais expressivas da linha de costa, nas praias de Mostardas e Dunas Altas. Este dado revela que o balanço sedimentar regional é controlado também pela sazonalidade dos parâmetros ondulatórios, fazendo com que as subcélulas alterem sua classificação entre fonte e sumidouro de sedimentos arenosos, de acordo com a estação do ano. Desta maneira, pode-se afirmar que a dinâmica costeira nestes locais é mais complexa que nas outras subcélulas, as quais não apresentaram grandes variações sazonais.

Foi encontrado um resíduo negativo de valor considerável no balanço sedimentar, ou seja, os volumes erodidos ao longo do sistema praial superaram os volumes depositados. Esta diferença é superior a 10 milhões de m^3. Parte deste déficit tem como causa os molhes de Rio Grande que impedem a transferência de sedimentos vindos do litoral sul para a subcélula 1, e outra causa é a transferência de sedimentos da subcélula 12 em direção ao litoral norte. Caso os molhes de Rio Grande não existissem, as taxas de deriva litorânea de SW para NE, no segmento mais a sul da subcélula 1, reduziriam o resíduo do balanço sedimentar para -6,5 milhões de m^3.

A subcélula 1, localizada no extremo sul da área, é a maior fonte de sedimentos para as demais subcélulas, exceto nos meses de verão, em que ela funciona como sumidouro pela inversão da deriva líquida para SW. A subcélula 2 é o maior sumidouro de sedimentos, possuindo comportamento deposicional entre 1998 e 2009, porém não se observa neste trecho de praia o desenvolvimento de um expressivo campo de dunas, provavelmente por causa da sua orientação mais paralela ao vento predominante de NE. A subcélula 3 também se comportou como sumidouro, a exceção dos meses de outono, quando apresentou uma resultante erosional. As subcélulas 4 e 5 se comportaram como fonte de sedimentos para as outras subcélulas em todo o período investigado e correspondem aos trechos com os maiores volumes erodidos. Nesta região encontra-se o Farol da Conceição, local conhecido por suas altas taxas de erosão (LOPES *et al.*, 2008). As subcélulas 6 e 12 apresentaram um predomínio deposicional em todo o período, servindo como sumidouro para os sedimentos erodidos das subcélulas localizadas mais ao sul.

As subcélulas 6 a 12, compreendidas entre as praias de Mostardas e Dunas Altas, tiveram grande variabilidade na sua classificação como fonte ou sumidouro de

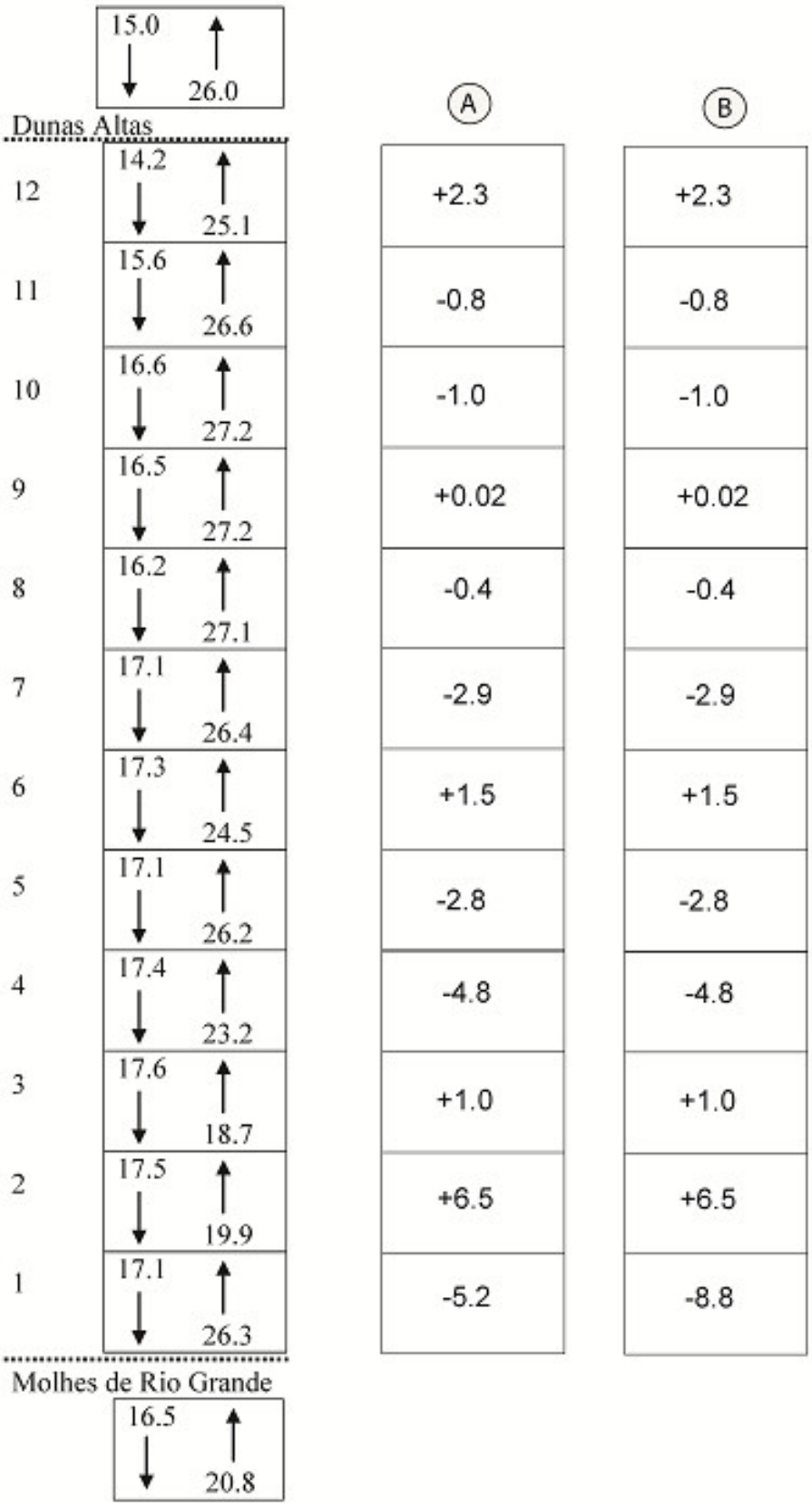


Figura 13
Balanço sedimentar das 12 subcélulas. (A) balanço incluindo o aporte sedimentar do litoral sul, sem considerar a barreira física dos molhes de Rio Grande. (B) balanço sedimentar sem considerar o aporte do litoral sul (modificado de Motta *et al.*, 2015).

sedimentos, de acordo com a estação do ano. Devido ao elevado ângulo oblíquo destas praias em relação ao vento NE, as mesmas atuaram como fonte de sedimentos para alimentação do extenso campo de dunas costeiras. Foram classificadas como sumidouro de sedimentos a subcélula 7, nos meses de primavera (setembro a dezembro), a subcélula 8, nos meses de inverno (junho a setembro) e verão (dezembro a março), a subcélula 9 nos meses de outono (março a junho) e verão, a subcélula10 nos meses de primavera e a subcélula11 nos meses de inverno.

Os indicadores geomorfológicos do Farol da Conceição, localizado entre as subcélulas 4 e 5, o alargamento do campo de dunas costeiras entre as subcélulas 6 a 8, e 10 a 12, assim como os geoindicadores observados por Long & Paim (1987) e Toldo *et al.* (2006), são condizentes com o resultado obtido pelo cálculo do balanço sedimentar e as respectivas classificações das subcélulas litorâneas como fonte ou sumidouro de sedimentos.

Toldo *et al.* (2006) e Lopes *et al.* (2008) observaram, através de mapeamento da mobilidade da linha de praia e estimativas de deriva litorânea, que o litoral médio do RS possui altas taxas de erosão, principalmente nas praias localizadas ao sul de Mostardas. Estes autores interpretaram que os sedimentos removidos destes locais são depositados nas zonas de maior inflexão da linha de costa, entre as praias de Mostardas e Dunas Altas, num processo que conduz ao alargamento natural da praia causado pelo engarrafamento da deriva litorânea. Desse modo, estes depósitos praiais tornam-se uma importante fonte de sedimentos para o campo de dunas.

4. CLIMA DE ONDAS E REFRAÇÃO: RELAÇÕES COM A EROSÃO COSTEIRA.

4.1 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 as secções mais erodidas do RS (Balneário Hermenegildo e Farol da Conceição) 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 as áreas, a plataforma interna e o perfil da antepraia são caracterizados pela presença de bancos lineares, terraços marinhos, afloramentos de beachrocks lineares e, também, distribuídos de maneira aleatória (figuras 14, 15 e 16).

4.2 Modelagem total e os diagramas de refração

Para estudar a influência do fundo e gradientes laterais em altura de ondas, devem-se 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 (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 ideia de que cada subintervalo seguinte deve ter dez vezes mais energia que o prévio. Neste caso uma sequência possível de alturas é representada na forma de quatro termos: 0,3m, 1m, 3,3m, 10m. 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 15m nas proximidades da embocadura da Lagoa dos Patos a escala de variação do espalhamento das ondas varia entre 7º e 9º. Então, a resolução interna mínima dos campos de onda é da ordem de 10º. Assim, os valores desejáveis para ($\Delta\alpha$) podem ser de 10º. Já os valores dos subintervalos do período (ΔT) é uma medida da precisão de nossa análise. Estudos prévios (Calliari *et al*., 1998) mostraram que (ΔT)=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 $500<\alpha<2400$. Para ($\Delta\alpha$)=10º teremos 20 direções independentes. Desde que as medições obtidas para os períodos variam entre $5s<T<18s$, o número de subintervalos de período é igual a 14 para (ΔT)=1s. Dessa forma a quantidade total de diagramas de refração é: Nr=20x14=280. Com a finalidade de manter este número em nosso estudo selecionamos o algoritmo de Munk-Arfthur 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-Artur podem apresentar cáusticas. 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 analise sistemática sem o risco de omitir algum evento.

4.3 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 devem-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 $5s<T<18s$ foi dividida em três grupos da seguinte forma:

1) $5s<T<7s$ (ondas curtas)

2) $9s<T<18s$ (ondas longas) e

3) $7s<T<9s$ (ondas intermediárias)

Esta subdivisão convencional foi feita no escopo deste trabalho. Nas áreas erodidas as ondas curtas não sofrerão refração a profundidades entre $10m<D<50m$. 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 $7s<T<9s$ 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.

Recentemente, da Silva *et al.* (2014) analisaram a propagação das ondas na plataforma interna e antepraia entre Torres e Mostarda no litoral Norte. A plataforma continental interna e a antepraia ao longo do litoral norte e médio do estado do RS, entre Torres e Mostardas, têm o relevo do fundo homogêneo, mas apresentam variações de inclinação e largura. No setor norte, entre Torres e Pinhal, a plataforma interna é mais larga, enquanto que a largura de antepraia é mais estreita. Por outro lado, o oposto ocorre ao Sul de Pinhal. Os autores usaram o REF/DIF1 que é um modelo de propagação de ondas baseado na aproximação parabólica da equação de declive suave que simula o comportamento de ondas irregulares considerando os efeitos de empolamento (*shoaling*), refração, difração e dissipação de energia. Sua capacidade de simular os efeitos de refração combinados com os de difração torna este modelo adequado para o estudo da propagação das ondas nesta região e mesmo nos locais de topografia bastante acidentada, uma vez que, até então, somente alguns estudos mais simplificados usando o método dos raios de onda foram realizados.

Da mesma forma, Da Vara (2012) modelaram, utilizando o software REF/DIF.S, os padrões de refração entre o Farol do Sarita e o Chuí visando verificar possíveis relações da erosão local com fenômenos associados à concentração de energia das ondas. Baseado no clima de ondas da região foram propostas diversas situações de ondas incidindo a partir de águas profundas, usando o espectro de energia TMA e o espectro direcional de Borgman. Foi analisado o comportamento de ondas de períodos de 10s, 12s e 16s com alturas significativas de 2,0m, 4,0m e 4,8m, respectivamente e incidências de sul, sudeste-sul, sudeste, sudeste-leste e leste.

Também recentemente Goulart (2010) aplicou o modelo REF/DIF.S espectral para verificar a influência da região da antepraia e plataforma interna na região do Estreito e Banco Capela, no litoral central do RS. A autora simulou cinco casos modais, com Hs=1,5m e Tp=10s, para tentar compreender qual a influência do Banco Capela na transformação das ondas incidentes em condições comuns. Entre as simulações, somente as direções de propagação variaram entre 60°N e 210°N. Adicionalmente simulou eventos extremos para serem modelados. Os eventos foram escolhidos por terem tido seus efeitos na costa monitorados, quantificados na época em que ocorreram e por terem sido situações em que se verificaram altas taxas de erosão na região. Os eventos foram caracterizados por alturas de períodos e direção de onda respectivamente de 4,65 m, 11s; 6,2m, 14s e 9,22m 13,6s, todos vindo de sudeste.

4.3.1 Área norte

Diagramas de refração mostraram efeito de foco para ondas longas no seguinte intervalo de direções de ondas de água profunda: 160º<α<230º (para 170º, 190º e 215º). O tamanho da zona de foco situa-se entre 10 e 20 km e sua posição é nas vizinhanças da isóbata de 10m. 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 ΔS/Δα, onde ΔS é o deslocamento) é aproximadamente 0,7km/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 9s<T<18s e 160º<α<230º. 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".

Os padrões obtidos por da Silva *et al.* (2014) mostram que entre Torres e Mostardas o padrão dominante é o divergente para ondas incidentes de 90º a 135º. Análises numéricas das variações de energia de ondas, investigando a influência das variações da largura da plataforma interna e da largura de antepraia, e da fricção com o fundo considerando um coeficiente de atrito fw=0,01, mostram a pouca influência do atrito com o fundo sobre a transformação das ondas.

Adotando-se um coeficiente de atrito fw=0,2, os autores constataram que a influência do aumento da largura da antepraia do sul de Pinhal para o norte no atrito com o fundo é compensada pela influência da diminuição da largura da plataforma continental interna. As análises mostram que os gradientes laterais da energia da onda ao longo da isobatimétrica de 10m, mesmo considerando as diferenças morfológicas entre os dois setores, são desprezíveis.

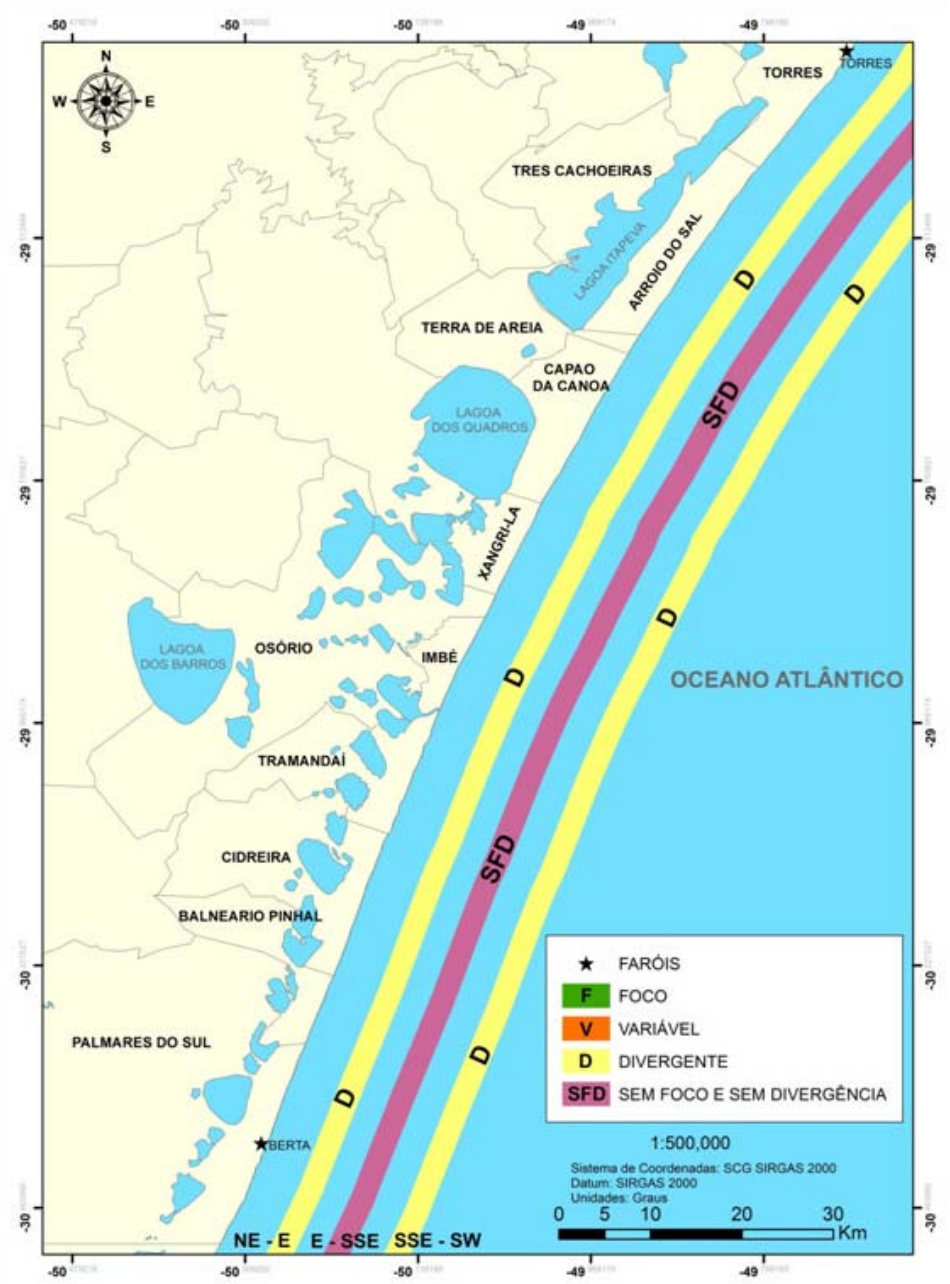


Figura 14
Padrões de refração para a costa norte do RS sob ondas de diferentes incidências do mar aberto e com períodos maiores que 9s (Modificado de Calliari *et al.*, 2003).

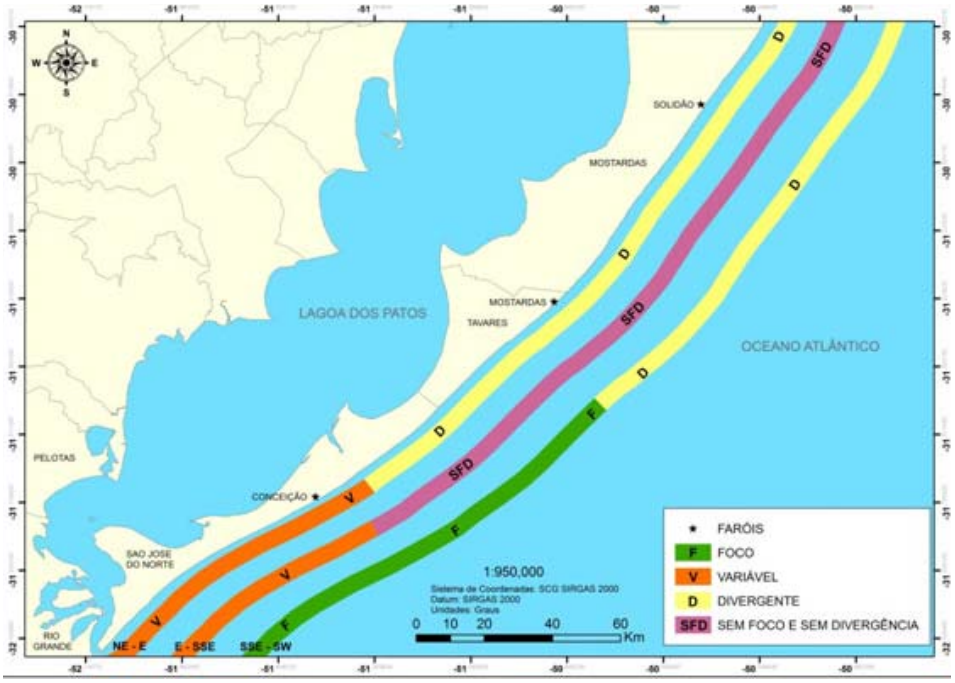


Figura 15
Padrões de refração para a costa central do RS sob ondas de diferentes incidências do mar aberto e com períodos maiores que 9s (Modificado de Calliari *et al.*, 2003).

4.3.2 Área sul

Esta área apresenta uma batimetria muito complexa e as ondas refratam mesmo sob condições de propagação normal em direção à linha de costa. Quando as ondas voltam-se para o sul (iniciando em $\alpha=150^{o}$) convergência de raios aparece em frente ao Cabo Polônio. Diagramas de refração demonstram foco contínuo de raios nos intervalos de direções $150^{o}<\alpha<220^{o}$. 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 20km e situa-se próximo a isóbata de 10m, 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 2km/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

Da Vara (2012), analisando o comportamento de ondas de períodos de 10s, 12s e 16s com alturas significativas de 2,0m, 4,0m e 4,8m, respectivamente e incidências de sul, sudeste-sul, sudeste, sudeste-leste e leste verificou a influência dos bancos e poços sobre a transformação das ondas entre Sarita e Chuí. Também, foram relacionados os efeitos das ondas sobre os fenômenos de erosão que ocorrem acentuadamente nesta região. A autora concluiu que a diferenciação geomorfológica do relevo submarino está condicionando, ao longo da região de estudo, diferentes regimes de refração de ondas, sendo estes vistos com mais ênfase em alguns acidentes batimétricos. Ainda observou-se que a batimetria influencia na variação da energia de ondas, com mais intensidade, de modo geral, nas direções sudeste-sul, sudeste e sudeste-leste. Constatou também que a passagem das ondas pela batimetria mais complexa da região causam convergência (foco) na região de Hermenegildo salientando ainda que as ondas de direção sudeste sofrem os efeitos dos acidentes batimétricos com mais intensidade. De uma forma geral, os resultados obtidos em seu e trabalho mostram focos presentes principalmente nas regiões entre Arroio Chuí e Fronteira Aberta para ondas de incidências SSE (157o) a SEE (112o) e, com mais intensidade para ondas de incidências SE (135o) e SSE (157o).

Os efeitos de refração mais significativos foram notados para as ondas de incidências S (180o) e E (90o), mesmo assim as ondas de S chegaram na costa com mais intensidade do que a de E. Speranski e Calliari (2000) obtiveram resultados da transformação das ondas a partir de análises de diagramas de refração. Os autores concluíram que as ondas de NE a E criam um campo divergente na região, coerente com as conclusões obtidas por Da Vara (2012) em relação as ondas de E. Para as incidências de E a SSE, os autores identificaram um padrão variável, ou seja, sem qualquer singularidade relativamente à existência de convergência/divergência da energia de ondas.

A similaridade das conclusões obtidas no trabalho de Da Vara (2012) em relação às apresentadas por Pimenta (1999), Speranski et al (2000) e Speranski e Calliari (2006), que se basearam no método dos raios de onda, em termos da ação das ondas ao longo da linha da costa na região em estudo, permite inferir que, dos quatro processos de transformação das ondas, o mais importante no caso da plataforma dessa área é o da refração.

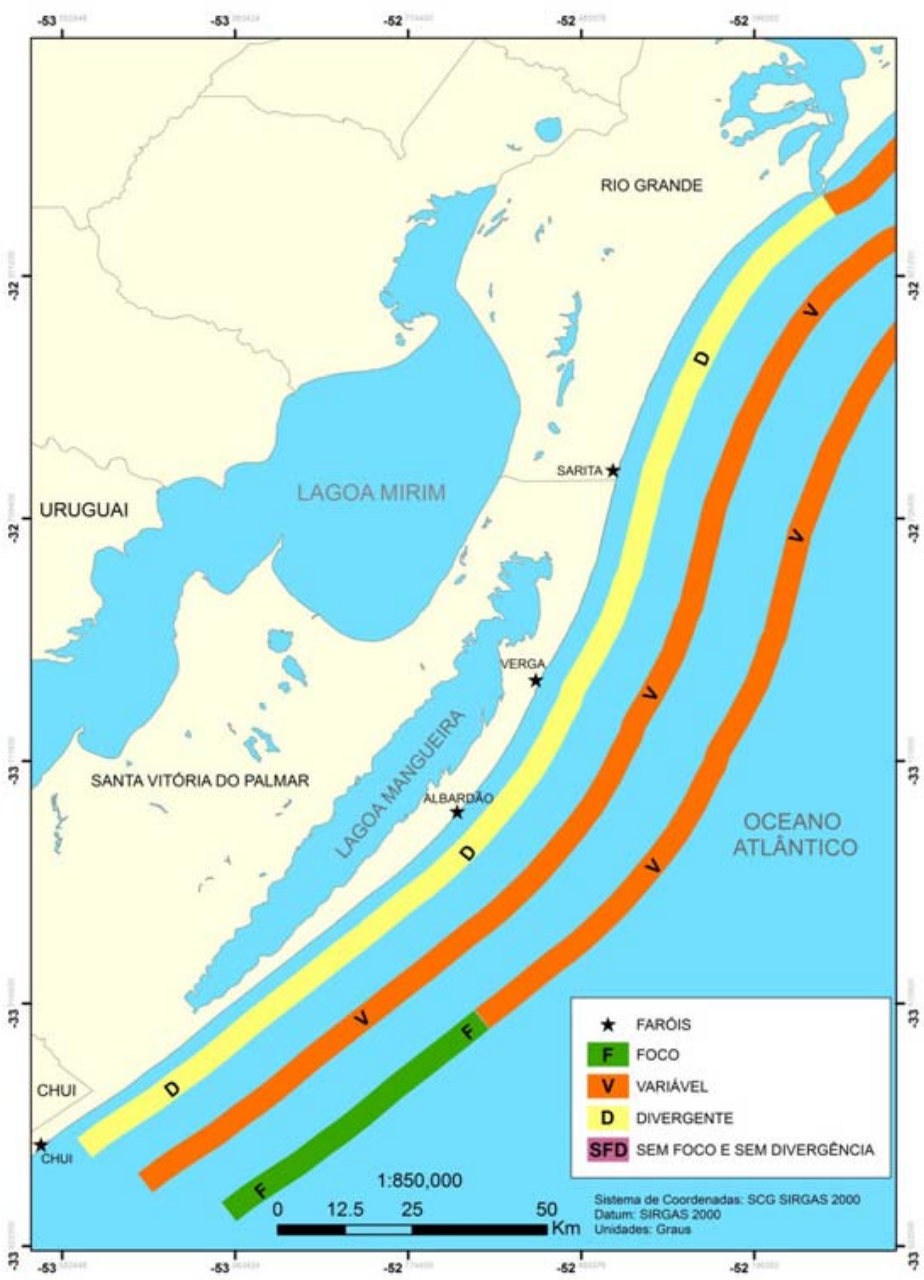


Figura 16
Padrões de refração para a costa sul do RS sob ondas de diferentes incidências do mar aberto e com períodos maiores que 9s (Modificado de Calliari *et al.*, 2003).

4.4 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 frequentemente 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 as 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 posicionadas próximas à zona de arrebentação, podemos assumir que lentes batimétricas são responsáveis pela erosão localizada nas praias e então por retração costeira.

Segundo Dean *et al.* (1999), hotspots são regiões da costa que erodem mais do que é esperado, levando em consideração as linhas de costa adjacentes. Conforme McNinch (2004), existem três tipos de hotspots: O hotspot erosivo é definido como uma área da linha de costa que apresenta altas taxas de erosão e pode apresentar alta variância com relação às áreas no entorno. Já um hotspot de acresção é uma área que além de deposição pode também apresentar alta variância com relação às zonas adjacentes. Por fim, um hotspot simples é uma região da linha de costa que apresenta alta variância e mínima alteração líquida com relação ao entorno. Nesse caso, a alta variância costuma estar associada a tempestades, quando algumas regiões sofrem altas taxas de erosão e logo após o evento se recuperam em poucos dias, e seguem sem alterações líquidas significantes. As escalas espaciais e temporais das definições apresentadas variam de centenas de metros a quilômetros e de dias a décadas respectivamente.

Por conta deste comportamento anômalo com relação às praias adjacentes, a praia na região do Farol da Conceição foi caracterizada pela autora como um hotspot erosivo segundo a definição de McNinch (2004). Speranski e Calliari (2000) usaram um conceito semelhante ao que chamaram de "locais de erosão permanente".

Em todas as situações simuladas (modais e extremas) por Goulart (2010) a batimetria da plataforma interna, exclusivamente as feições localizadas entre 20 e 30m de profundidade, é a responsável pela refração que gera os focos de onda que atingem a linha de costa. Segundo essa autora, o Banco Capela não é responsá-

vel pela formação de focos de onda em nenhuma situação estudada. A atuação do banco se dá através do espalhamento dos focos que o atingem, em todas as situações (modais e extremas), diminuindo o gradiente de alturas de onda na costa e a formação de correntes longitudinais à mesma, que são as responsáveis pelo transporte do sedimento remobilizado pelas ondas, e assim diminuindo a erosão localizada. Somente na simulação da ondulação proveniente de NE existe a formação de uma zona de sombra à SW do banco que pode ser responsável pela formação de correntes para essa direção. Assim, de certo modo o banco atua protegendo a costa de ondas extremas. As ondulações provenientes de E e SE (sendo esta, a direção preferencial das tempestades na região) são as que menos sofrem dissipação ao longo da plataforma interna, por incidirem de maneira quase normal à costa, sobre uma plataforma interna estreita e íngreme, atingindo a antepraia com maior energia.

4.5 Modelagem de toda a costa

A análise dos diagramas de refração mostra que na antepraia da costa gaúcha, existem quatro tipos de padrões de tempestade: convergente ou foco (F), divergente (D), variável (V) e sem convergência ou divergência (SFD), (figura 17). Sabe-se que convergência de energia de ondas pode causar erosão na área costeira adjacente.

Trabalhos anteriores (Calliari *et al*., 1998; Speranski & Calliari, 2000) evidenciaram a existência de dois focos estáveis correlacionados com áreas de erosão bem como propuseram o mecanismo responsável pela erosão. Com base nestes, concluiu-se que padrões convergentes na costa gaúcha são responsáveis pela erosão localizada nas áreas do Farol da Conceição e Hermenegildo (figuras 17 e 18). Padrões convergentes (foco) foram identificados para ondas relativamente longas (com período ≥9s) 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 17).

O mesmo padrão (embora menos evidente) existe para a área do Farol do Albardão (figura 18), ao passo que as outras áreas da zona costeira estão dominadas por padrões variáveis.

Na porção sul o setor erosivo abrange a região compreendida entre o Farol Fronteira Aberta (localizado cerca de 15km ao norte da praia do Hermenegildo) e Chuí (figura 17). O setor do Hermenegildo ao Chuí apresenta um grande intervalo de ocorrência de focos entre 80 e 1350 para períodos de 12 a 15s (Pimenta, 1999). Segundo este autor, a partir do ângulo de incidência de ondas de 1350 o Foco 2B

(figura 18) ganha grande intensidade sobre a região do Hermenegildo-Chuí, onde fixa sua posição e se mantém estável entre os ângulos de 110 e 1400. Nesta região o processo de formação dos focos demonstrou ser governado não só por influência dos bancos presentes na plataforma interna, mas também pela ação conjunta de depressões batimétricas, que quando justapostas podem atuar como uma única lente convergente.

Outro conjunto de padrões existe sob a ação de ondas propagando-se do setor NE-E. Tais ondas não mostram padrões convergentes e consequentemente não produzem efeito de foco.

Da mesma forma que sob a ação das ondas de sul, observam-se na parte norte da costa gaúcha (de Torres a Mostardas) acentuada divergência das ondas (figura 17). Paralelamente, na área sul o padrão é caracteristicamente variável (figura 17). 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 na energia de ondas.

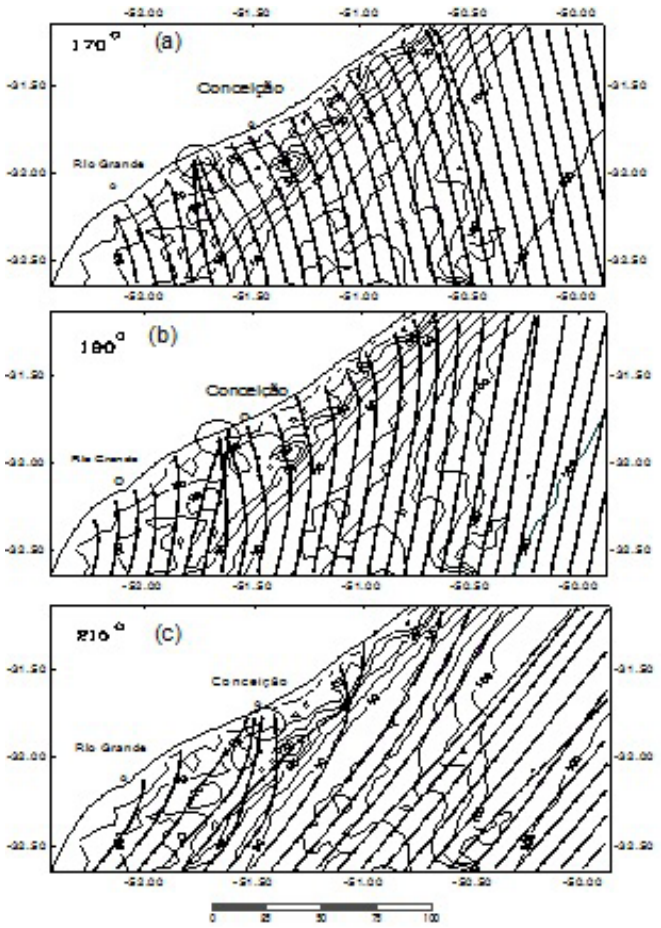


Figura 17
Diagramas de refração na costa do RS para ondas provenientes das direções 170° (a), 190° (b) e 215° (c). Modificado de Pimenta (1999).

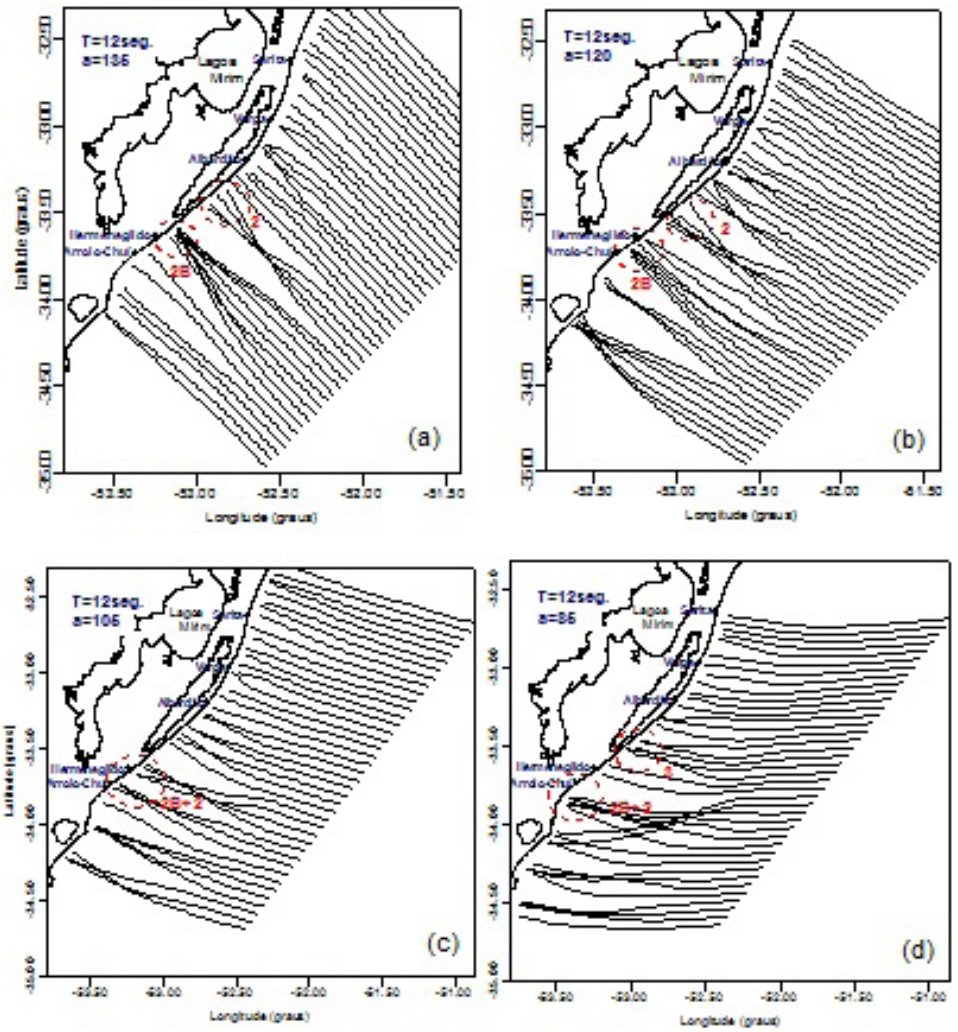


Figura 18
Diagramas de refração de ondas com período 12 segundos, provenientes de: 135° (a), 120° (b), 105° (c) e 85° (d). Modificado de Pimenta (1999).

5. EROSÃO E PROGRADAÇÃO JUNTO AS DESEMBOCADURAS LAGUNARES E FLUVIAIS

Devido à costa do Rio Grande do Sul (RS) apresentar baixo relevo, ser bastante retilinizada e apresentar predomínio de praias, dunas e planícies eólicas bem desenvolvidas e constantemente retrabalhadas pelos processos costeiros, torna difícil localizar e definir pontos fixos de referência os quais podem ser usados para estudar as variações da linha de costa baseada em mosaicos aerofotogramétricos em escala decadal. Cartas geomorfológicas antigas, e fotografias aéreas indicam que, com base na variabilidade morfológica espacial, as praias mais dinâmicas estavam associadas nas proximidades de inlets tanto lagunares com fluviais. A

causa desta variabilidade devia-se provavelmente a constante modificação dos deltas de maré vazante presentes em cada embocadura como também pelas obras de estabilização efetuadas nas mesmas.

A presença de estruturas rígidas (molhes) construídas várias décadas atrás permite obter pontos de referência confiáveis os quais podem ser usados para avaliar a variação da linha de praia. Com esse intuito Lélis (2003) e Lélis e Calliari (2006) quantificaram através de técnicas cartográficas digitais e sensoriamento remoto taxas de mudanças da linha de costa em 6 (seis) sistemas praiais oceânicos adjacentes as principais embocaduras lagunares e fluviais na costa do Rio Grande do Sul. Os locais selecionados ao longo da costa do RS foram os inlets atualmente estabilizados das Lagoas dos Patos e Tramandaí e a foz do rio Mampituba na divisa do RS e Santa Catarina (SC). As cidades mais urbanizadas da costa do RS estão relacionadas a estas desembocaduras as quais combinam significante descarga das bacias de drenagem com portos comerciais e de pesca.

A existência de várias fotografias aéreas desde 1947 com escalas principais de 1:20.000 e somente uma apresentando escala máxima de 1:40.000 propiciou a principal base de dados para o estudo. Tais dados integrados ao monitoramento de campo previamente efetuado permitiu estabelecer a evolução para estes setores com boa confidência. Detalhes da metodologia utilizada podem ser obtidos em Lélis e Calliari (2006). Devido ao fato de que ambos, a linha de preamar máxima (LPM) e a base das dunas frontais (BDF) também chamada de linha da vegetação ser mais visíveis nas fotos aéreas, as mesmas foram usadas no estudo. A LPM é definida como a linha que diferencia a areia seca da pós-praia da areia úmida da face praial. Estudos efetuados em outras praias também consideram essas feições como sendo estáveis e confiáveis especialmente quando o intervalo de tempo entre as pesquisas é maior do que uma década (Crowell *et al*., 1993). Quinze mosaicos aerofotogramétricos e vinte e quatro cartas representando as mudanças para cada uma das seis praias foram construídas. A Tabela 2 mostra uma síntese das mudanças obtidas. A figura 19 mostra a carta de variação das feições para todos os locais.

Embora diferentes taxas foram medidas usando-se a linha de preamar máxima ou a base das dunas frontais, na maioria dos casos tendências de erosão ou acresção foram corroboradas pelas duas metodologias. A praia do Cassino localizada ao sul do inlet da Lagoa dos Patos mostra altas taxas de acresção (4,10m/ano), embora mostre taxas distintas para diferentes períodos. Um detalhe interessante e a existência de um setor relativamente estável localizado entre 650m e 1800m ao sul do molhe oeste. Deste setor tanto em direção ao sul como para o norte existe um aumento progressivo na taxa de acresção dando a linha de costa uma forma arqueada semelhante à forma espiral.

Dados históricos compilados por Calliari (1980) mostram que antes da estabilização e fixação do inlet fases de acresção e erosão ocorreram em conjunto com a variabilidade da morfologia devido ao delta de maré vazante associado à embocadura (Figura 20).

Após a construção dos molhes que se prolongou entre 1911 e 1915 a praia começou a progradar a uma alta taxa (Figura 21). A acresção ao sul dos molhes (Figura 22) é devido ao fato de que o transporte líquido na costa do RS e para o nordeste (Motta, 1969).

Fatores adicionais os quais podem contribuir para altas taxas de acresção a 6 e 10km do inlet e a constante deposição de sedimentos finos na praia resultado de dragagens frequentes descartadas em baixa profundidade na zona costeira. Partes dos sedimentos dragados são transportados e depositados na praia durante as tempestades e acabam se incorporando ao prisma praial e zona de surf quando depósitos arenosos os recobrem. Adicionalmente estes depósitos são responsáveis por altas taxas de atenuação da energia das ondas contribuindo para gradientes laterais de energia os quais retém sedimentos arenosos que aportam pela deriva litorânea.

Tabela 2 - Síntese das alterações da linha de costa junto às desembocaduras fluviais do Rio Grande do Sul.

PRAIA	PERIODO	LINHA DE PREAMAR MAXIMA			BASE DAS DUNAS FRONTAIS		
		Media (m)	MÁXIMA VARIAÇÃO / DISTANCIA DO INLET (m/m)	TAXA (m/ ano)	MEDIA (M)	MÁXIMA VARIAÇÃO/ DISTANCIA DO INLET (m/m)	TAXA (m/ ano)
CASSINO	1947 – 1975	114.83	462/11500	4.10	-	-	-
	1975 – 2000	36.67	78/8000	1.46			
	1947 - 2000	171.0	-	3.22			
MAR GROSSO	1975 - 2000	-37.60	-118.6/3350	-1.44	-	-	-
TRAMANDAÍ	1974 - 2000	-22.45	-44.8/825	-0.86	-35.75	-44.2/30	-1.37
IMBÉ	1974 - 2000	-20.38	-39.7/630	-0.74	-35.5	-41.7/648	-1.28
PRAIA GRANDE	1974 – 1989	71.67	112/480	4.77	47.17	89/485	3.14
	1989 – 2000	21.89	805/553	1.99	-4.77	-51/12	-0.43
	1974 - 2000	93.57	138.5/489	3.59	50.66	89/251	1.94
PASSO DE TORRES	1974 – 1989	26.20	62/15	1.74	-4.12	122/477	-0.27
	1989 – 2000	-4.77	-22/988	-0.43	23.51	53.5/352	2.13
	1974 - 2000	12.97	75/52	0.49	48.2	153/700	1.0

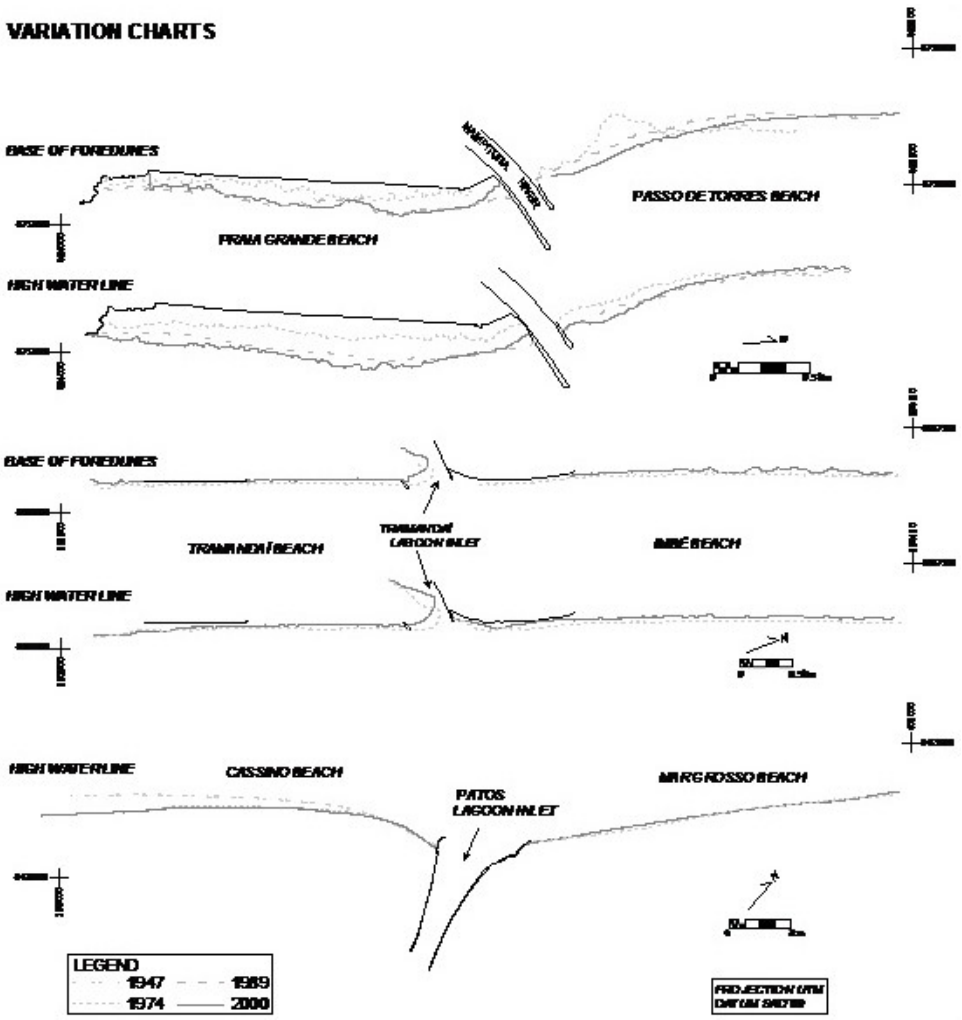


Figura 19 (à direita)
Carta de variação das feições para cada local (Lélis & Calliari, 2006).

Recentemente entre 2005 e 2011 Goulart e Calliari (2013) relatam taxas de progradação entre de 9m/ano provavelmente associada aos volumes dragados neste período os quais atingiram um volume de 13 milhões de m^3. Os dados do sistema Argus de vídeo-monitoramento localizado na praia da Querência distante 6km do Cassino e 9km do molhe oeste indicam que todo o sistema praial, desde a linha de praia até os bancos arenosos, progradaram durante esse período. Tais dados são corroborados pelo envelope dos perfis de praia monitorados durante o mesmo período (Figura 23 e 24).

Para a praia do Mar Grosso, localizada ao norte do inlet, taxa de erosão da ordem de -1,44m/ano foram verificadas a uma distância de 3km do molhe leste. O monitoramento de perfis de praia indicou valores semelhantes neste setor da praia (Silva e Calliari, 2001). Devido ao comprimento de ambos os molhes e desde que o transporte líquido é em direção ao Nordeste, poder-se-ia esperar altas taxas de erosão na praia do Mar Grosso. Entretanto, existe também uma deriva litorânea

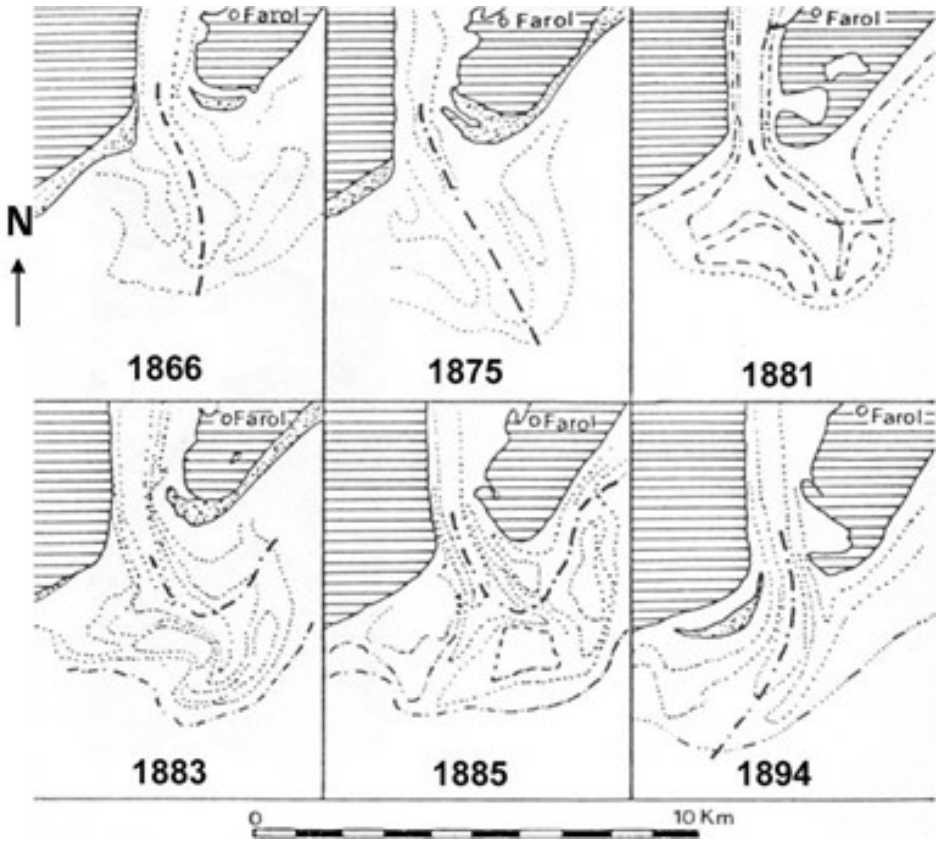


Figura 20
Tendência de migração da porção marinha do canal e modificações na linha de costa (modificado de Fonseca Rodrigues, 1903, Apud Calliari, 1980)

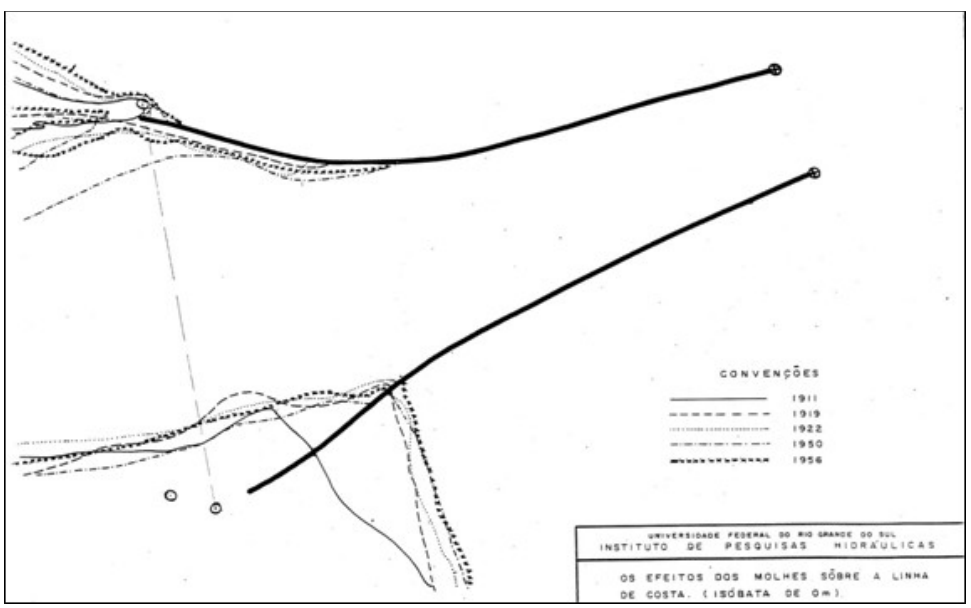


Figura 21
Modificação da linha de costa adjacente aos molhes de Rio Grande, (Motta, 1969).



Figura 22
Acresção ao sul do molhe oeste de Rio Grande. Foto: Laboratório de Oceanografia Geológica - LOG/FURG

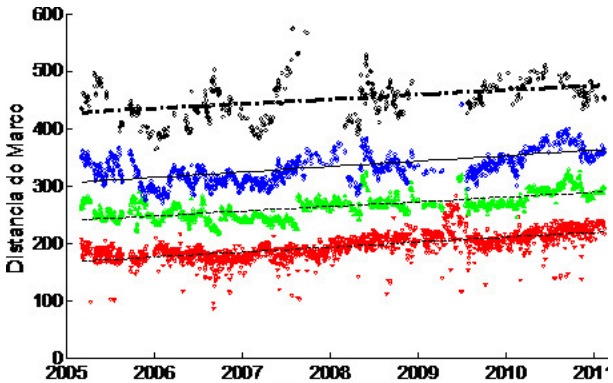


Figura 23
Série temporal da posição das feições identificadas nas imagens: linha d'água (LP) em vermelho, banco interno (B1) em verde, banco intermediário (B2) em azul e banco externo (B3) em preto. Goulart e Calliari, 2013.

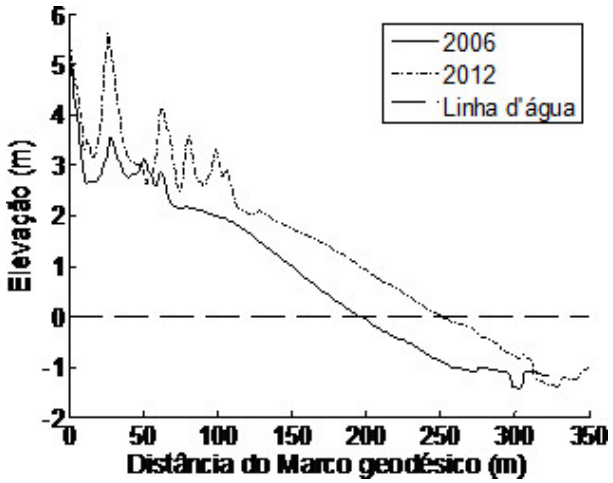


Figura 24
Comparação entre os perfis médios de 2006 (linha sólida) e 2012 (linha pontilhada) realizados na EMA. A linha tracejada indica o nível médio do mar. Goulart e Calliari, 2013.



Figura 25
Praias de Tramandaí e Imbé, adjacente ao *inlet*. Foto: Sidnei Zomer

importante para sudoeste devido à predominância de vento Nordeste durante a maior parte do ano.

As praias de Tramandaí e Imbé, localizadas respectivamente ao sul e norte do inlet mostram uma tendência homogênea de erosão ao longo dos setores analisados (Figura 25). Esta tendência é contrária aos padrões previstos pelos estudos estratigráficos (Dillenburg *et al.*, 2002) e diagramas de refração (Calliari *et al.*, 1998). A configuração da linha de costa e a morfologia da plataforma continental interna indicam que está área deveria ser estável. A tendência erosiva detectada pode refletir a remobilização da areia das dunas frontais e pós-praia durante os processos de urbanização como discutido por Esteves et al (2001) e Dillenburg *et al.* (2002).

Adicionalmente, os molhes do inlet de Tramandaí não são efetivos em reter a deriva litorânea devido ao seu comprimento reduzido.

Na realidade essas estruturas estão restritas a borda do canal e não cruzam a larga zona de arrebentação e consequentemente sua influência no grau de exposição e largura da praia de Tramandaí é negligenciável.

A figura 26 apresenta as mudanças morfológicas na desembocadura da laguna desde a década de 40 até os dias atuais, interpretadas a partir das fotografias e imagens aéreas. No momento em que houve a construção do guia-corrente na margem esquerda em 1961 o canal se tornou estável, porém, a margem direita submetida à dinâmica do pontal arenoso possui forma variável, controlada pelo tamanho e orientação do pontal.

A região da desembocadura da laguna na década de 40 apresentava uma conformação bastante diferenciada, havia poucas residências, sendo estas habitadas apenas por pescadores. A desembocadura se encontrava em uma posição similar aos dias atuais, migrando livremente para NE, acompanhando a direção preferencial da deriva litorânea. Em 1940 se observa um canal abandonado orientado paralelamente à linha de costa, protegido pelo pontal arenoso.

Nesta figura também se observa o tipo de praia adjacente à embocadura através do número de linhas de espuma, as quais estão associadas à quebra das ondas indicando presença de mais de um banco arenoso submerso, conferindo à praia características dissipativas do tipo banca e cava longitudinal (Jung & Toldo Jr., 2011).

Em 1942 o referido canal abandonado é reativado provavelmente pela obstrução da embocadura causada pela deriva litorânea, de modo que o seu novo posicionamento dista 0,9km para nordeste. O esporão ao sul da desembocadura se conecta com o esporão ao norte. Também, a migração da embocadura modifica a posição da seção mínima. Também, é possível visualizar o avanço dos campos de dunas sobre o pontal arenoso. O transporte eólico se constitui no principal mecanismo de assoreamento do canal lagunar quando este for abandonado.

No ano de 1948 a embocadura retorna a posição mais ao sul, porém trata-se de abertura artificial por ação antrópica. Os sedimentos depositados na desembocadura são carreados para o oceano estando disponibilizados para retrabalhamento e transporte pelas correntes litorâneas. A ocupação na margem esquerda começa a se potencializar com a construção de um loteamento.

Em 1953 o terreno úmido ao longo do canal abandonado se apresenta ocupado. Também, se observa o movimento lateral do canal em decorrência do meandramento natural induzido pelo crescimento do pontal arenoso, para norte. O lado sul do canal desenvolve um baixio, enquanto que o lado norte desenvolve um talvegue com gradiente mais acentuado por causa da erosão sobre a margem esquerda.

As fotografias aéreas de 1964 e 1967 mostram a instalação e o posicionamento da obra de engenharia costeira que resultou na fixação da margem esquerda, no isolamento físico do canal abandonado e a formação de uma área denominada pelos moradores como “braço morto”, isto é, uma porção residual do canal abandonado que ainda está preservada. Nos anos subsequentes, a ocupação se intensifica com aterros das áreas úmidas. É visível a redução do campo de dunas e a mobilidade da margem direita por não estar fixada.

Através da comparação das fotografias e imagens apresentadas na figura 26 é possível comentar que houve uma enorme transformação no ambiente natural. Entre os anos de 1940 e 2012, o pacote sedimentar do esporão arenoso aumentou cerca de 150m em direção ao norte e, um recuo de 228m ocorreu na margem esquerda da desembocadura entre os anos de 1953 e 1974.

O padrão morfodinâmico da desembocadura da laguna anterior à fixação é o mesmo encontrado na região (Araújo, 2008; Vieira da Silva, 2009; Schossler, 2011),

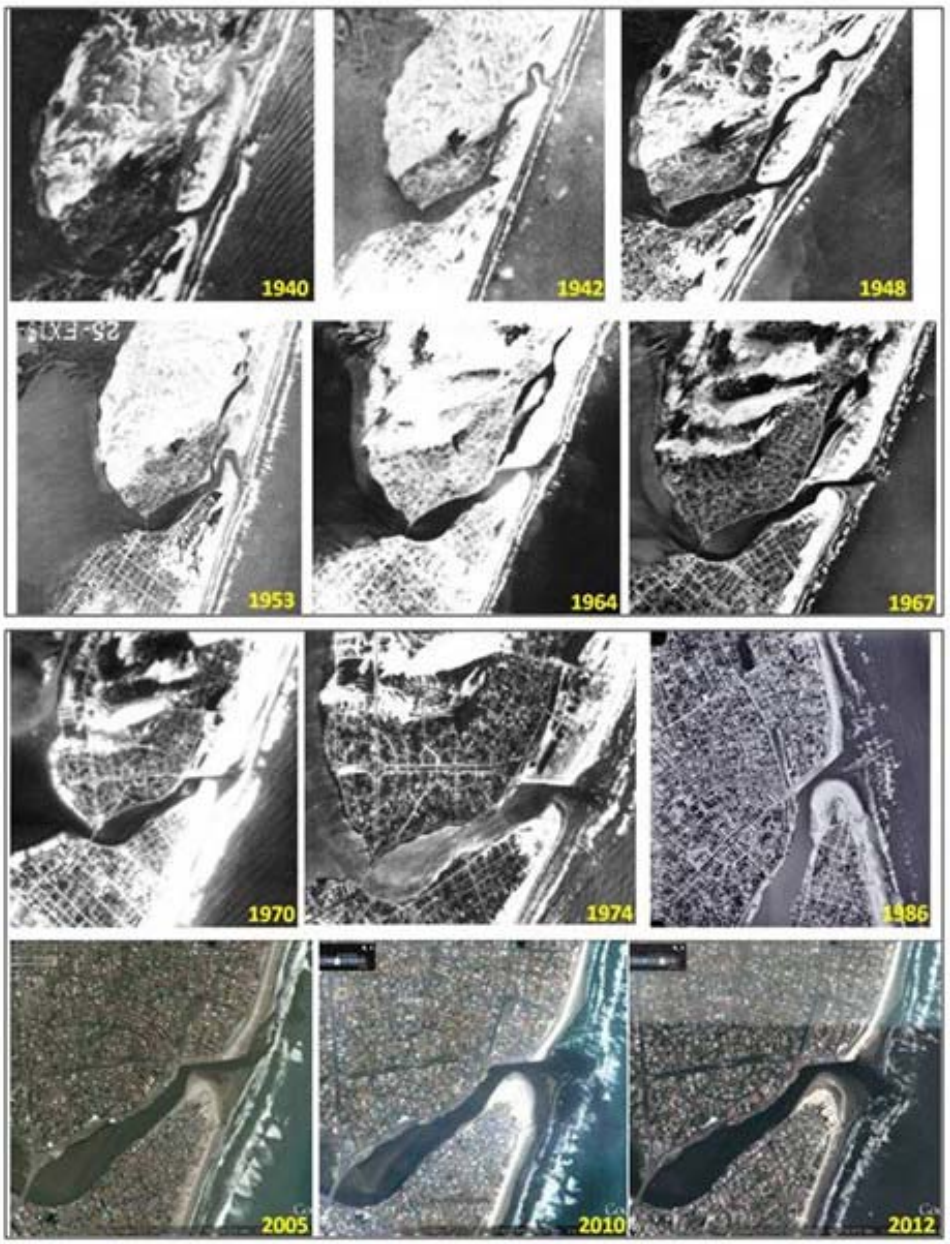


Figura 26
Coleção de fotografias aéreas do canal e embocadura lagunar entre 1940 e 2012, ilustrando a mobilidade desta feição, o início do processo de urbanização na década de 40, e a instalação do guia-corrente no início dos anos 60 (Silva *et al* 2016).

ou seja, a intensa migração da embocadura forçada pelo crescimento de um pontal arenoso no sentido da deriva litorânea predominante e a redução da seção transversal mínima (Fitzgerald, 1996).

Após aberto o seu assoreamento ocorre naturalmente por consequência da dinâmica sedimentar, associada ao desenvolvimento de pontais arenosos. O maior crescimento ocorre no pontal sul, explicado pela maior capacidade de transporte de sedimentos provenientes dessa direção, principalmente durante o inverno. O canal da Lagoa do Peixe foi definido como instável.

A desembocadura da laguna teve transformações naturais e antrópicas, condicionados principalmente aos fatores naturais, tais como: regime de precipitação, incidência das ondas, transporte de sedimentos. Entretanto, após a fixação da margem esquerda cessaram as migrações do canal para NE, foi fixada a seção transversal mínima e não existem registros de assoreamento na embocadura.

Mudanças na largura da praia para a praia Grande localizada ao sul do rio Mampituba, demonstra dois padrões diferenciados: intensa acresção entre 1974 e 1989 (Figura 27) seguido por uma estabilização entre o período compreendido entre 1989 e 2000. Diferentemente de outros locais esta praia mostra certo grau de proteção desde que os setores adjacentes sul e norte estão respectivamente ancorados por um promontório rochoso e pelo molhe oeste. A construção dos molhes em 1970 foi a principal causa da intensa taxa de acresção que ocorreu entre as 1974 e 1989. O período de estabilização após 1989 representa provavelmente um ajuste morfológico da linha de costa ao processo de estabilização do *inlet*.

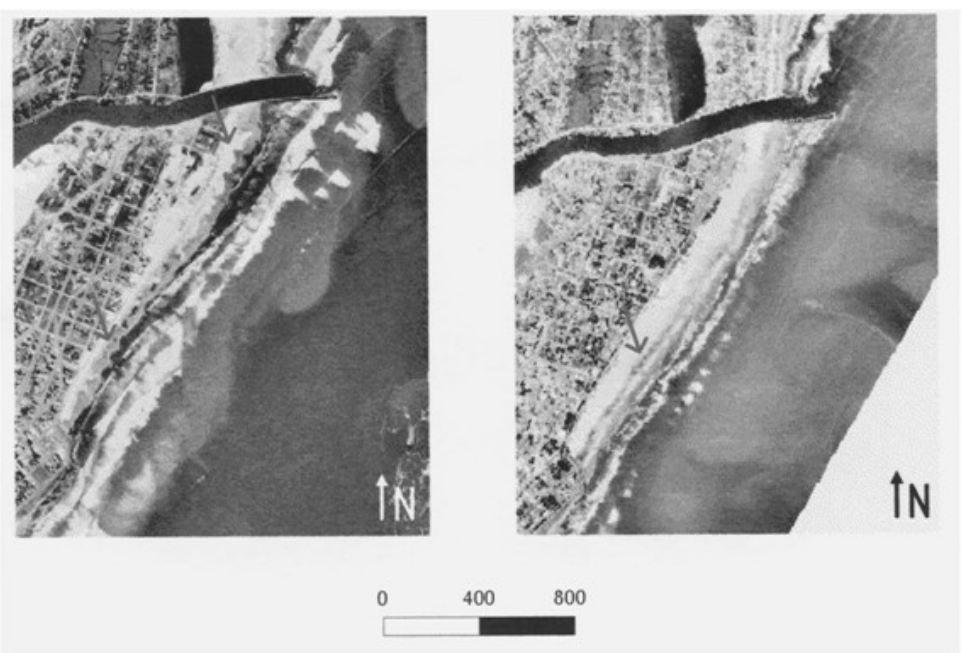


Figura 27
Acresção na praia Grande, Torres entre 1974 e 1989. Fotos: Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica - CECO/UFRGS

Ao norte do rio Mampituba, a praia de Passo de Torres apresenta um comportamento único. Setores acrescionais próximo ao molhe leste e erosionais em setores mais ao norte. Infelizmente a inexistência de dados de campo tais como perfis de praia torna difícil explicar tal padrão. Entretanto, a alteração observada próxima ao molhe pode ser atribuída à influência antrópica uma vez que fotografias aéreas demonstram o fechamento de um enorme sangradouro associado a uma pequena lagoa durante o processo de urbanização. A presença deste sangradouro ativo durante aquele tempo era responsável pela descontinuidade das dunas frontais e pelo transporte da areia das dunas para a zona de arrebentação. A recuperação dos depósitos arenosos próximo ao molhe pode também ser atribuída à zona de sombra formada pelo molhe leste das tempestades provindas do quadrante sul. Adicionalmente, areias do delta de maré vazante do rio Mampituba podem ser transportadas e depositadas ao norte do molhe leste desde que os molhes são relativamente curtos e permite a transposição de areia través do inlet. O padrão de erosão mais ao norte pode ser devido à retenção parcial da deriva litorânea a montante do inlet. Evidências de campo representadas por escarpas nas dunas frontais podem ser observadas atualmente.

Apesar da escassez dos dados de campo e dinâmica praial, a utilização de duas feições de referência representadas pela Linha de preamar máxima (LPM) e a base das dunas frontais (BDF) a intervalos de tempo significativos entre imagens aéreas permitiu assim a identificação de padrões evolutivos para os setores estudados. Embora as taxas representem uma aproximação da realidade, ambas indicam tendências semelhantes. Os setores acrescivos identificados evidenciam a interrupção da deriva litorânea pelos molhes (Cassino e Praia Grande). Os setores erosivos indicam um déficit de sedimentos pela retenção dos mesmos a montante das estruturas.

A alta taxa de acresção em setores localizados ao sul da foz da Lagoa dos Patos coincide com a deposição de lama no perfil praial indicando influência antrópica. As altas taxas de acresção versus as baixas taxas de erosão verificadas respectivamente ao sul e norte dos principais inlets (Lagoa dos Patos e Rio Mampituba) são forte evidência que a deriva litorânea ao longo da costa do RS é bidirecional. Entretanto, taxas de acresção ao sul das estruturas corroboram que o transporte líquido é para o nordeste conforme já descrito anteriormente (Motta, 1969; Tomazelli e Villwock, 1992; Calliari *et al.*, 1998).

Evidências geomorfológicas tais como a migração para nordeste do canal principal da foz da Lagoa dos Patos antes de sua fixação e o considerável aumento do campo de dunas e da largura da praia após a construção das obras de fixação também são evidências deste transporte líquido. Mesmo o canal da foz do inlet de Tramandaí mostra um padrão de migração para o norte embora uma considerável porção do mesmo se encontre fora do alcance da estrutura. O padrão

homogêneo de erosão encontrado em ambos os lados do inlet evidencia que o comprimento da estrutura não é importante para a retenção da deriva litorânea, uma vez que os molhes estão localizados aquém da zona de arrebentação. O processo de urbanização o qual se deu principalmente sobre as dunas frontais foi a principal causa da erosão.

Independentemente do controle hidrodinâmico na costa do RS, praias adjacentes a inlets estão sujeitas controles adicionais. A presença de estruturas de engenharia impõe as mesmas um controle estrutural dinâmico com implicações em seu ajuste morfodinâmico. Mudanças na batimetria, redução no grau de exposição, alterações nos padrões ondulatórios e interferência na deriva litorânea são os principais fatores que induzem a reorientação da linha de costa. Assim, alteração humana na costa do RS tanto pelo processo de urbanização, obras portuárias e fixação de embocaduras pode induzir mudanças consideráveis. Os resultados aqui apresentados mostram que a médio e longo prazo, faixas de recuo devem ser estabelecidas para áreas costeiras sob urbanização especialmente para as localizadas a jusante dos inlets mais especificamente as praias do Mar Grosso e Passo de Torres.

6. RESPOSTA COSTEIRA À ELEVAÇÃO DO NÍVEL DO MAR: CENÁRIOS PROJETADOS PARA 2030, 2070 E 2100.

No cenário de mudanças dos climas globais estão previstas modificações como a elevação das temperaturas médias globais, taxas aceleradas de elevação do nível do mar (Meehl & Stocker 2007), aumento da intensidade das tempestades e alterações do clima de ondas com consequentes modificações do balanço sedimentar costeiro, que podem iniciar ou acelerar a retrogradação costeira (Ranasinghe *et al.*, 2012). Entretanto, estimativas das taxas de variação em cada um destes parâmetros e suas consequências ainda estão cercadas de muita incerteza (Cowell 2002). Apesar do significativo avanço para a compreensão, quantificação e predição do comportamento costeiro (de Vriend 1993) (Wolinsky & Murray 2009), a inteira compreensão e modelagem das respostas morfodinâmicas em escalas temporais maiores (10-103) ainda é uma tarefa árdua devido a não linearidade dos processos que afetam seu comportamento (Stive *et al.*, 2009). Além disso, quanto maior a escala de interesse maior a incerteza associada à definição dos parâmetros que compõe o modelo de dados.

Uma forma de representar e lidar com a incerteza associada às taxas de elevação do nível do mar previstas nos modelos climáticos, é representá-la na forma de um intervalo de valores prováveis, como apresentados no *Intergovernamental Pannel of Climatic Change* (IPCC). Neste estudo o intervalo escolhido para a simulação de resposta costeira a subida do nível do mar para o ano 2100 incluem valores entre 0,18m, o qual corresponde ao limite inferior apresentado no IPCC (2007), e como limite superior 1,1m que correspondente a estimativa superior (RPC8.5-*higher scenario*), relativo à 1986–2005, para a região do Mar del Plata. Um valor intermediário de 0,89m correspondente ao apresentado no IPCC (2007) como limite superior (0,59m), somado ao fator de degelo acelerado (0,20m) e ao nível mais elevado local no Atlântico Sul (0,10m). Valores proporcionais aos apresentados para o ano 2100 foram calculados para os horizontes temporais 2030 e 2070.

Ainda mais incerteza é somada quando levamos em consideração o fato de cada ambiente costeiro responde de maneira diferente às variações nas forçantes ambientais externas. Controles internos como a morfologia do substrato, a declividade e limites da antepraia para trocas sedimentares em longo prazo (Cowell *et al.*, 1999), disponibilidade e textura sedimentar, influenciam como cada região costeira irá responder a um aumento no nível médio do mar.

Na costa do Rio Grande do Sul (Dillenburg *et al.*, 2000) demonstrou através de simulações da resposta costeira as variações do nível do mar que as características herdadas de declividade do substrato foram preponderantes para definir a configuração geomorfológica costeira durante o Holoceno. Mudanças na configuração geomorfológica da atual da linha de costa são geralmente acompanhadas por variações na declividade do substrato, onde substratos mais íngremes são caracterizados por projeções costeiras e substratos com gradientes mais suaves por embaiamentos (Dillenburg *et al.*, 2000). Em escala geológica há a tendência de retilinização da linha de costa (May & Tanner 1973), onde os embaiamentos tendem a ser preenchidos através da deposição sedimentar, e as projeções costeiras erodidas.

A costa do Rio Grande do Sul foi subdividida em nove compartimentos ou células costeiras (Fig. 28) baseada nos conceitos de tratos-costeiros (coastal-tracts) (Cowell *et al.*, 2003). A metodologia define as células costeiras em termos de volumes sedimentares-controle, nas quais as maiores mudanças geomorfológicas ocorrem. Para tal, a identificação da escala apropriada para compor o modelo de dados representativo do local específico sob investigação é um aspecto chave na subdivisão da área, sendo essencial para a modelagem de mudanças morfológicas e problemas locais específicos e dependentes da escala espacial e temporal em foco (Cowell *et al.*, 2003). Seguindo estes conceitos a subdivisão da área em estudo considerou diversos aspectos, tais como: diferenças geomorfológicas da antepraia (declividade e feições), tipos evolutivos de barreiras costeiras as mudanças na orientação da linha de costa e estimativas das taxas de transporte litorâneo,

descritos em trabalhos anteriores (Dillenburg *et al.*, 2000); (Martinho *et al.*, 2009); (Lima *et al.*, 2001).

Neste contexto, o presente estudo tem como objetivo demonstrar a extensão dos impactos da elevação do nível do mar projetada para os anos de 2030, 2070 e 2100 na costa do Rio Grande do Sul. Com tal finalidade foi utilizado o *Shoreface Translation Model* (STM) (Cowell *et al.*, 1995) que permite avaliar de forma quan-

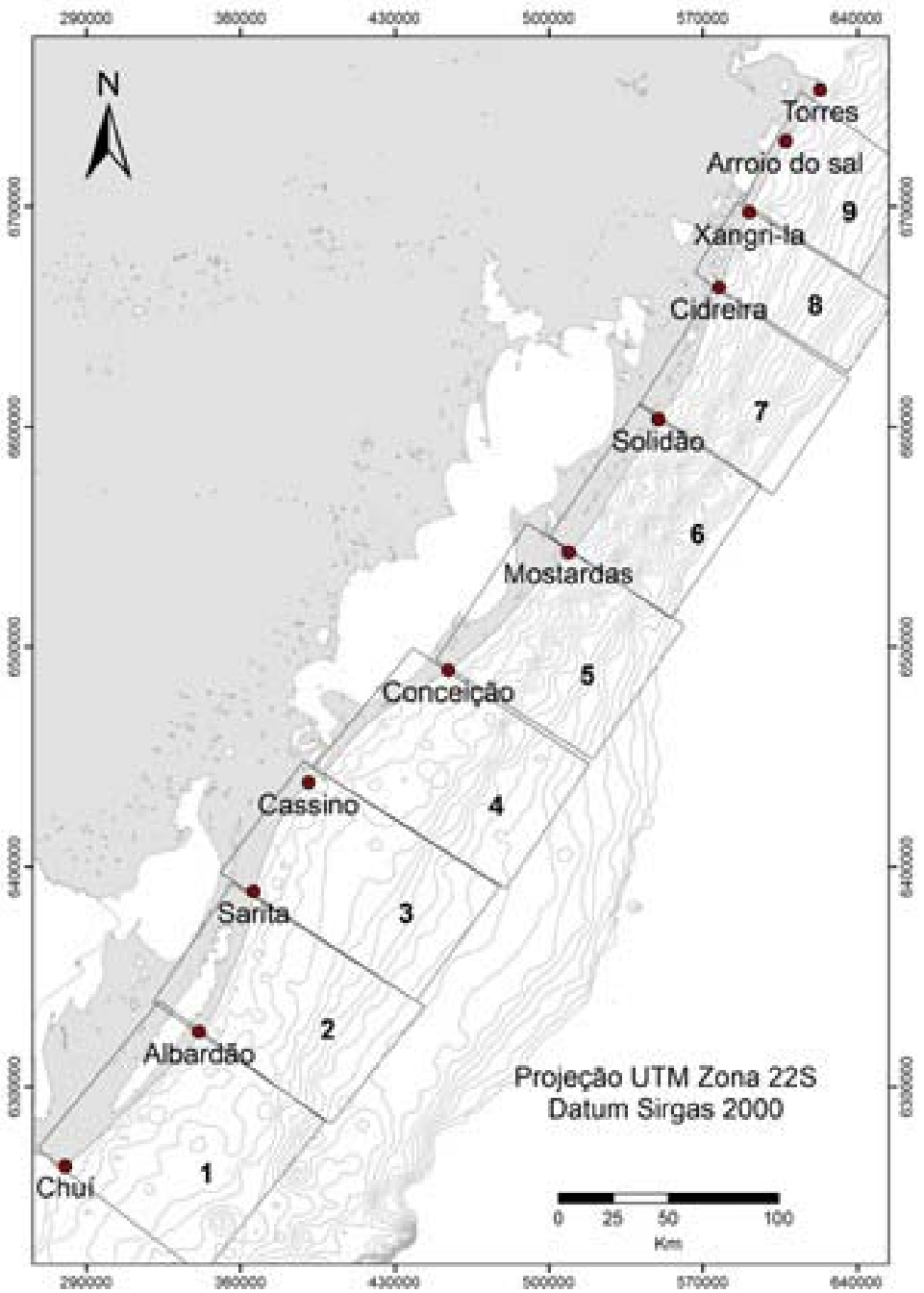


Figura 28
Localização das células costeiras utilizadas para aplicação da modelagem (Figueiredo 2011).

titativa a influência do controle local ou regional na resposta costeira a uma elevação do nível do mar, através de princípios de conservação de massa e geometria da antepraia e duna, produzindo uma análise de risco costeiro para diversos horizontes temporais. Os resultados da resposta costeira a uma elevação do nível do mar são apresentados na forma de transladação da linha de costa, levando em consideração o balanço sedimentar (m^3/m) estimado para cada setor costeiro, diferindo do enfoque aplicado por (Bruun 1962); 1988), o qual considera um balanço sedimentar fechado.

Os resultados da modelagem da resposta costeira a elevação do nível do mar neste estudo são apresentados na forma de probabilidade ou risco, onde cada linha de costa projetada tem uma probabilidade (0% a 100%) de ser ultrapassada em um dado horizonte temporal futuro (ex. 2100). Enfoques probabilísticos permitem

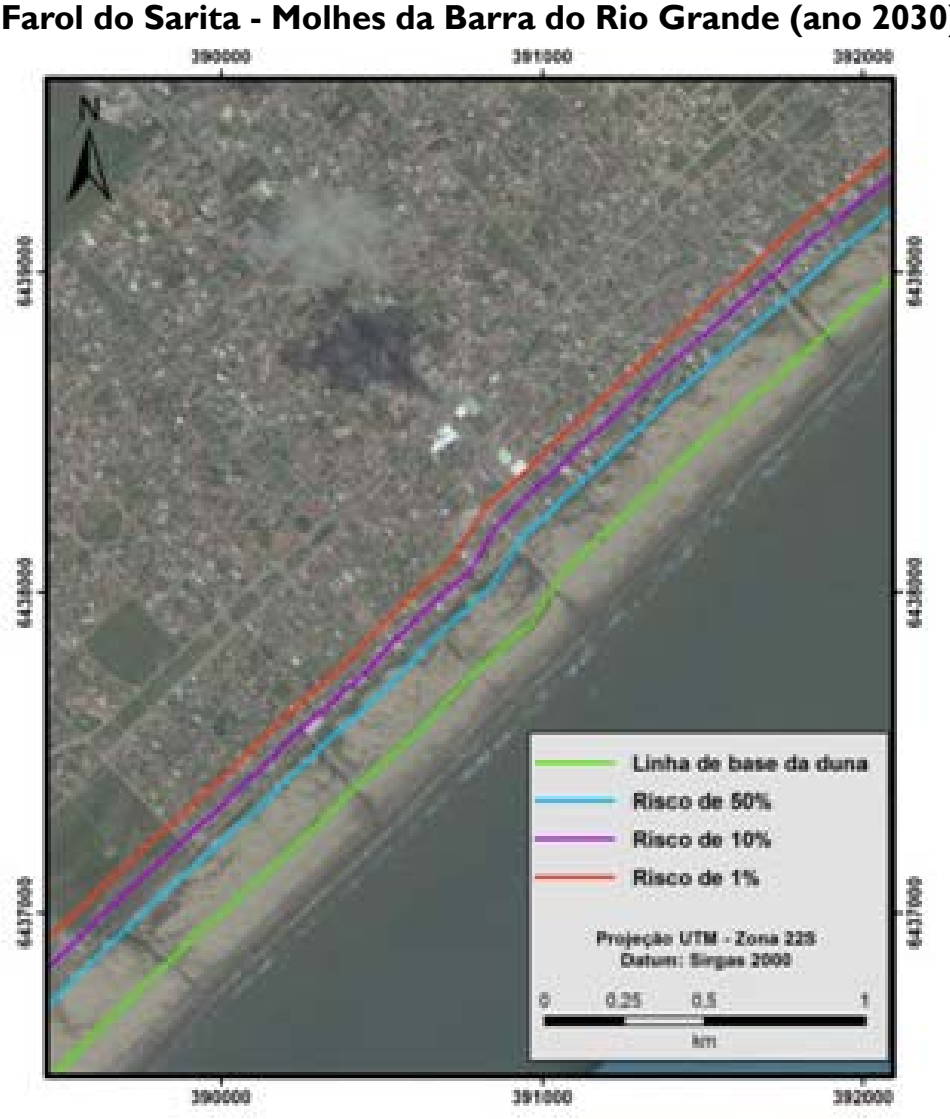


Figura 29
Linhas de costa projetadas para o ano de 2030 com diferentes níveis de risco (50%, 10% e 1%). Setor C3 com detalhe na área urbanizada do Balneário Cassino.

uma maior transparência para tomada de decisões no gerenciamento costeiro revelando as consequências no caso das estimativas quantitativas estarem erradas (Cowell *et al.*, 2006). Neste contexto surgem as seguintes questões: Qual deve ser o limite aceitável de risco de retrogradação para a costa do Rio Grande do Sul? Este limite pode ser fixo ao longo dos diferentes setores da costa?

Os resultados encontrados a partir da modelagem apontam as maiores taxas de retrogradação da linha de costa nos setores localizados em embaiamentos costeiros, caracterizados por substratos de pendente mais suave e que atualmente estão estáveis ou sofrendo progradação (Figueiredo 2011);(2013). O setor que vai do Farol do Sarita até a base dos molhes de Rio Grande (C3) é caracterizada por apresentar a região com substrato de menor declividade geral (0,032° a 0,027°) (Dillenburg *et al.*, 2000) e maiores taxas de progradação histórica (1947-2000) de 3,22m/a, com base no limite do máximo espraiamento, em toda a extensão do litoral gaúcho. Valores projetados pelo STM no presente estudo indicam distâncias médias de recuo (50%) em torno de 695m (Tab. 1), resultando em taxas de recuo da linha de costa em torno de 8,1m/a para 2100. Taxas de recuo médio da linha de costa projetadas para 2030 são ainda mais elevadas (11m/a) com distâncias de 166m (50%) (Quadro 1, Figura 3).

Comparativamente, as taxas médias de recuo projetadas para 2100 no setor do Farol da Conceição-Farol de Mostardas (C5), região caracterizada por uma projeção costeira de declividade mais elevada (0,070 a 0,104°), estão na ordem de 3,7m/a. As taxas médias de retrogradação para a região C5 são inferiores as da região C3, apesar das históricas tendências erosivas na região do Farol da Conceição (Pereira *et al.*, 2007), evidenciando o controle preponderante da declividade da antepraia na resposta costeira a uma elevação acelerada do nível do mar, corroborando com trabalhos anteriores (Roy *et al.*, 1994); (Muehe 2001; Muehe 2010). Roy *et al.* (1994) demonstrou que durante a maior parte da última transgressão marinha as mudanças ocorridas na configuração costeira foram dominadas pela subida relativa do nível do mar e que o balanço sedimentar tem influência mínima nas taxas de recuo da linha de costa. Em condições de subida lenta do nível do mar, os efeitos do balanço sedimentar se tornam mais perceptíveis e em condições de estabilidade eles eventualmente dominam a evolução costeira.

Desta forma, a atual configuração costeira e as tendências de progradação e retrogradação históricas ou de longo prazo (últimos 6Ka) refletem as condições estabelecidas sob condições de quase estabilidade do nível do mar, onde o balanço sedimentar domina o cenário evolutivo (Dillenburg *et al.*, 2000). Com o aumento acelerado das taxas de elevação do nível do mar, conforme previsto pelo IPCC, é muito provável que as mudanças ocorridas nas regiões costeiras de todo o mundo voltem a ser dominadas pela declividade do substrato. Neste contexto, inversões

nas taxas de retrogradação e progradação em setores adjacentes podem ocorrer em função de pequenas variações na morfologia do substrato local.

A seguir, na Tabela 3, são apresentados os resultados da modelagem para os diferentes setores da costa do RS. As distâncias de recuo da linha de costa com os diferentes níveis de risco de 50% a 0,01%, para cada horizonte temporal (2030, 2070 e 2100) variam bastante entre os setores. Estes resultados apontam para a necessidade de um plano de manejo e adaptação costeira a elevação do nível do mar que no mínimo leve em consideração a variabilidade geomorfológica de cada setor. A linha de costa projetada associada a 50% de risco de ser excedida corresponde à distância de retrogradação média, que no caso de um enfoque determinístico seria a única solução. Para países como a Holanda o limite de risco aceitável utilizado no manejo costeiro para preservação da vida no caso de ruptura de diques é de 0,01% (Cowell *et al*., 2001), ou seja, uma premissa extremamente conservativa de que aquele nível vai ser alcançado.

O setor que apresenta as menores taxas de retrogradação média (50%) para 2100 (3,1m/a) na costa do RS é o setor C6 (Farol de Mostardas- Farol da Solidão). Entretanto, o setor ainda apresenta taxas de recuo mais elevadas num fator de

Maiores distâncias de retrogradação destacadas em negrito; menores em itálico. Fonte: Figueiredo (2011).
(*)Distâncias de recuo da linha de costa projetadas para níveis de risco maiores que 50% não são apresentadas na tabela por simplificação por se tratar de cenários mais otimistas (distâncias menores).

Tabela 3 - Distâncias de recuo da linha de costa e sua probabilidade(*) de ser excedida em cada horizonte temporal projetado.

	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9
2030									
1:2 (50%)	129	147	***166***	113	73	*58*	68	67	**77**
1:10 (10%)	186	204	***248***	192	103	*77*	93	91	**113**
1:100 (1%)	232	250	***311***	255	122	*91*	106	109	**136**
1:1000 (0,1%)	260	272	***345***	290	131	*99*	117	120	**151**
1:10000 (0,01%)	263	290	***360***	308	144	*103*	121	129	**155**
2070									
1:2 (50%)	358	419	***476***	314	209	*176*	199	187	**219**
1:10 (10%)	510	594	***713***	550	292	*231*	270	253	**323**
1:100 (1%)	630	728	***874***	727	344	*269*	314	305	**403**
1:1000 (0,1%)	689	798	***950***	831	373	*283*	349	333	**435**
1:10000 (0,01%)	720	812	***984***	882	385	*296*	350	352	**449**
2100									
1:2 (50%	**521**	**595**	695	**474**	**316**	***270***	**310**	**281**	**338**
1:10 (10%)	**874**	**851**	1032	**789**	**422**	***348***	**413**	**390**	**488**
1:100 (1%)	**912**	**974**	1276	**966**	**530**	***397***	**465**	**478**	**591**
1:1000 (0,1%)	**970**	**992**	1391	**999**	**567**	***423***	**498**	**516**	**655**
1:10000 (0,01%)	**975**	**996**	1465	**1000**	**578**	***430***	**517**	**550**	**687**

aproximadamente 3:1 quando comparado à região do Lago Macquaire, SE da Austrália, como com taxas de recuo na ordem de 1,3m/a, submetidos a taxas similares de elevação do nível do mar (Kinsela & Cowell 2011; Kinsela 2007). Kinsela (2007) demonstrou que a retrogradação costeira em resposta à mudança do clima é amplamente influenciada pela variação local e regional da morfologia da antepraia, incluindo a declividade e presença ou ausência de recifes submersos e secundariamente pelas diferenças no aporte sedimentar e fisiografia das dunas frontais.

Localizado no extremo sul da costa do RS, o setor C1(Chuí- Farol do Albardão) representa um setor atualmente problemático em termos de taxas de recuo da linha de costa, concomitantemente com a má ocupação da faixa de dunas fron-

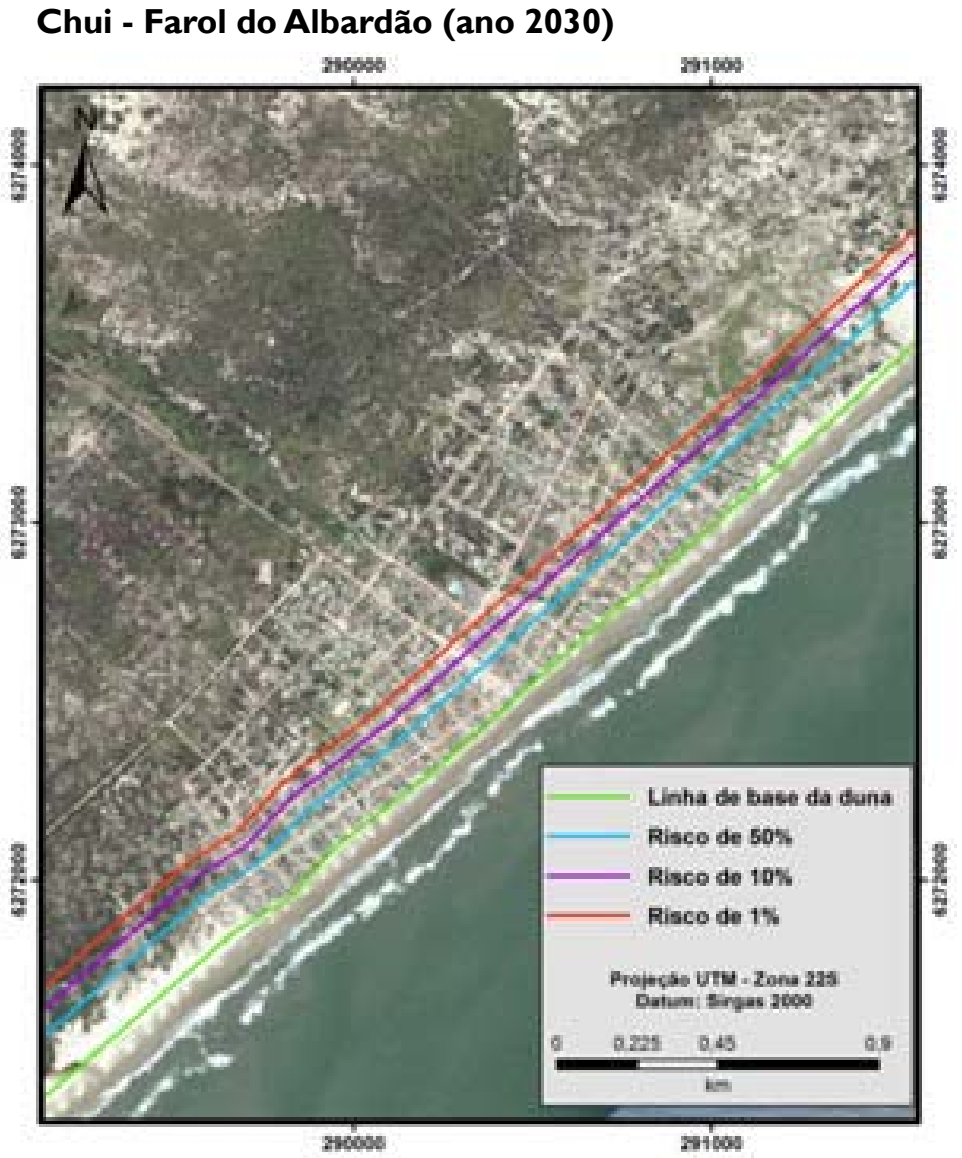


Figura 30
Linhas de costa projetadas para o ano de 2030 com diferentes níveis de risco (50%, 10% e 1%). Setor C1 com detalhe da área urbanizada do Balneário do Hermenegildo.

tais no Balneário do Hermenegildo (12km ao norte do Chuí). Taxas de recuo da linha de costa para o período de 1947 a 2012, baseadas em fotografias aéreas, são de 1,68m/a (Albuquerque, 2013). Para o período de 1997 a 2013 taxas estimadas com base em perfis de praia alcançam valores de 3,5m/a (Machado *et al.*, 2010). Taxas médias de recuo (50% de risco) projetadas para 2100 para o setor, de acordo com os valores apresentados na Tabela 3, estão na ordem de 6,1m/a. Considerando valores extremos, com distância máxima de retrogradação de 975m (Tab. 1), associadas à probabilidade de 0,01% de serem excedidas em 2100, estas taxas atingem valores em torno de 11,4m/a. Para o ano de 2030 as taxas médias (50%) de recuo da linha de costa são de 8,6m/a com distâncias de recuo na ordem de 129m a partir da atual linha de base da duna (Figura 30).

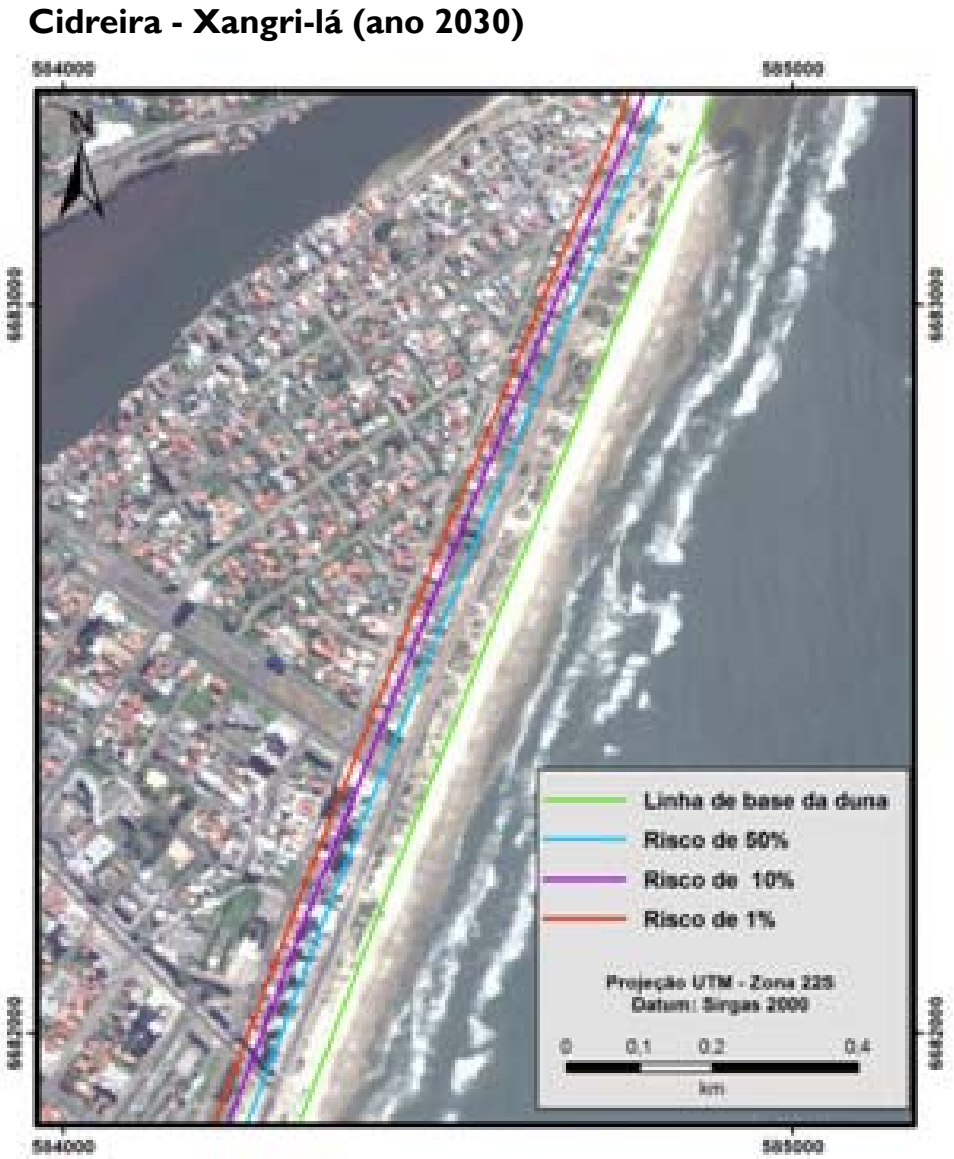


Figura 31
Linhas de costa projetadas para o ano de 2030 com diferentes níveis de risco (50%, 10% e 1%). Setor C8 com detalhe da área urbanizada do Balneário de Tramandaí.

O litoral norte gaúcho representa o setor mais urbanizado de costa. Neste setor destaca-se o amplo processo de urbanização na região de Cidreira até Xangri-lá (C8), que inclui o Balneário de Tramandaí (Figura 31). A linha de costa do setor é caracterizada historicamente (1947-2000) por apresentar retrogradação media de 1,37m/a e 0,86m/a (Lélis & Calliari, 2006), considerando a base das dunas frontais e limite do máximo espraiamento, respectivamente. A declividade geral do substrato é de 0,067° e 0,075° (Dillenburg *et al.*, 2000). A distância média de recuo (50%) é de 67m (Tabela 3), resultando em uma taxa média de recuo projetada para 2030 de 4,5m/a. O recuo médio da linha de costa para o ano de 2100 atinge o valor de 281m a partir da atual linha de base da duna frontal, resultando em taxas de recuo na ordem de 3,3m/a. Valores de recuo (0,01%) para o setor C8 atingem 550m com taxas resultantes de 6,5m/a.

A grande variabilidade das distâncias projetadas de recuo da linha de costa entre os diferentes setores da costa do RS consideradas aqui destacam a necessidade de se considerar as características geomorfológicas locais nas predições de impactos relativos à subida do nível. Estas diferenças se devem ao fato de que pequenas variações na declividade do substrato, especialmente na região da antepraia que tem grande influência na resposta costeira, devido à ordem de magnitude desta em termos de escala espacial comparativamente ao tamanho das dunas frontais.

Em termos gerais o setor sul do litoral do RS (C1, C2 e C3) apresenta as maiores distâncias de recuo em todos os níveis de risco e nos diferentes horizontes temporais comparativamente aos demais setores do litoral central e norte. Setores costeiros que historicamente estavam sob progradação (ex. C3) irão se tornar bem mais vulneráveis sob condições de subida do nível do mar. Estes resultados corroboram com (Stive *et al.*, 2009) que descreve a aceleração das taxas de erosão costeira e reversões nas tendências históricas, como algumas das consequências de mudanças dos climas globais. Sob a perspectiva de manejo costeiro, as tendências históricas de comportamento da linha de costa podem transmitir uma falsa sensação de segurança (Young *et al.*, 1995).

Os resultados aqui apresentados permitem a quantificação da tendência erosiva em termos de risco e para fins de manejo costeiro fornecem uma alternativa mais transparente para uma na tomada de decisão mais bem informada, do que no caso de uma única distância de recuo. Neste contexto, sugere-se que para fins de planejamento costeiro que sejam utilizados limites de risco mais conservativos (1 a 10%), especialmente em áreas ainda pouco urbanizadas, e com grande vulnerabilidade devido ao baixo gradiente do substrato, como é o caso dos setores C4 e C2, a fim de evitar perdas substanciais de propriedade ou potenciais gastos com medidas adaptativas.

7. VULNERABILIDADE DA COSTA DO RIO GRANDE DO SUL

A resposta das sociedades frente às mudanças ambientais, sejam elas de origem climáticas ou não, é um dos grandes desafios a serem enfrentados pela humanidade no Século XXI. Seu potencial para causar impactos econômicos e sociais é considerável, com efeito direto na qualidade de vida das populações costeiras. Este desafio somente poderá ser enfrentado a partir de ações integradas entre os diversos setores da sociedade e fundamentado no conhecimento profundo dos cenários atuais e previstos.

Nesse contexto, análises de risco e de vulnerabilidade que envolvam comunidades e ecossistemas tem papel preponderante na qualidade da tomada de decisão por parte de gestores e planejadores desta porção do território.

O conceito de risco está associado a um acontecimento que pode ou não realizar-se. Contudo, a existência de risco só se constitui quando há valoração de algum bem, material ou imaterial, pois não há risco sem a noção de que se pode perder alguma coisa. Portanto, não se pode pensar em risco sem considerar alguém que corre risco, ou neste caso, a sociedade (Castro *et al.*, 2005).

A análise de risco ambiental deve ser vista como um indicador dinâmico das relações entre os sistemas naturais, a estrutura produtiva e as condições sociais de reprodução humana em um determinado lugar e momento. Neste sentido, é importante que se considere o conceito de risco ambiental como a resultante de três categorias básicas (Egler, 2005):

a) Risco natural: relacionado a processos e eventos de origem natural ou induzida por atividades humanas. A natureza destes processos é bastante diversa nas escalas temporal e espacial, por isso o risco natural pode se apresentar com diferentes graus de perdas, em função da intensidade (magnitude), da abrangência espacial e do tempo de atividade dos processos considerados.

b) Risco tecnológico: circunscreve-se no âmbito dos processos produtivos e da atividade industrial. A noção de perigo tecnológico surge principalmente da tecnologia industrial, a partir de falhas internas, ao contrário dos perigos naturais, percebidos como uma ameaça externa (Castro *et al.*, 2005).

c) Risco social: categoria que pode ser analisada e desenvolvida por óticas distintas. Para este trabalho, adota-se o viés proposto por Egler (1996), onde o risco social é visto como resultante das carências sociais ao pleno desenvolvimento humano que contribuem para a degradação das condições de vida. Sua manifestação mais aparente está nas condições de habitabilidade,

expressa no acesso aos serviços básicos, tais como água tratada e saneamento (esgotamento de resíduos e coleta de lixo).

Tais categorias foram utilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente para a elaboração do mapeamento existente no Macrodiagnóstico da Zona Costeira e Marinha do Brasil – MDZCM (MDZC, 2008), o qual é um instrumento de gestão previsto na Lei 7.661/88, que institui o Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro no país.

Posteriormente, Nicolodi e Pettermann (2011) definiram o grau de vulnerabilidade da zona costeira brasileira em escala da União, com base na integração critérios de riscos ambientais, sociais e tecnológicos, definidos no do MDZCM. Regiões de baixa altitude, densamente povoadas, socialmente carentes e com intrincadas redes tecnológicas são as mais vulneráveis e que demandam prioridade de ação integrada por parte dos tomadores de decisão. Ao longo de todo o país diversas áreas foram classificadas com grau alto ou muito alto de vulnerabilidade. No caso do Rio Grande do Sul, apenas a região de Rio Grande foi classificada na categoria

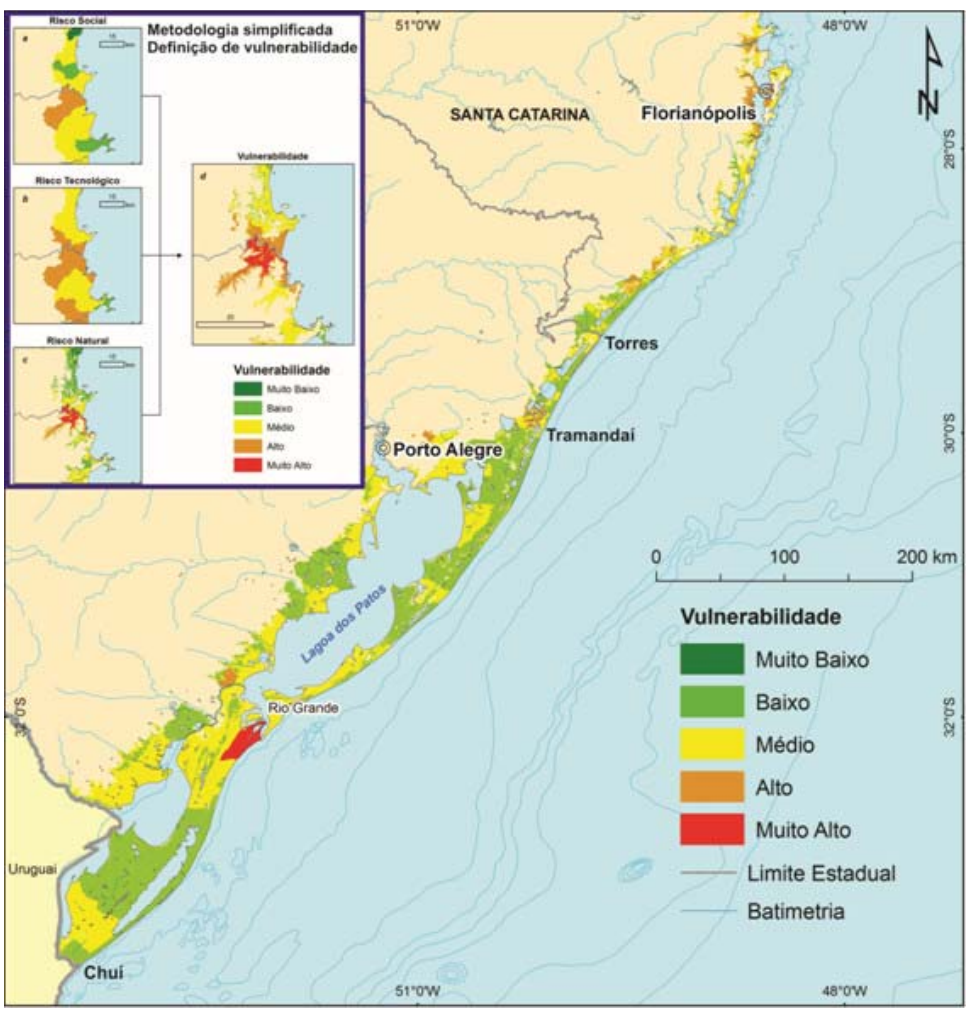


Figura 32
Classes de vulnerabilidade para a zona costeira do RS com base no potencial de risco natural, social e tecnológico definidos no Macrodiagnóstico da Zona Costeira e Marinha do Brasil (MDZC, 2008).

de alta vulnerabilidade, dada a combinação do risco ambiental (área muito baixa, susceptível à inundação e), risco social (indicadores sociais muito ruins) e risco tecnológico (intensa atividade industrial e portuária). A figura 32 demonstra a metodologia utilizada por Nicolodi e Pettermann (2011) para a definição da vulnerabilidade, bem como o mapa da região sul do país.

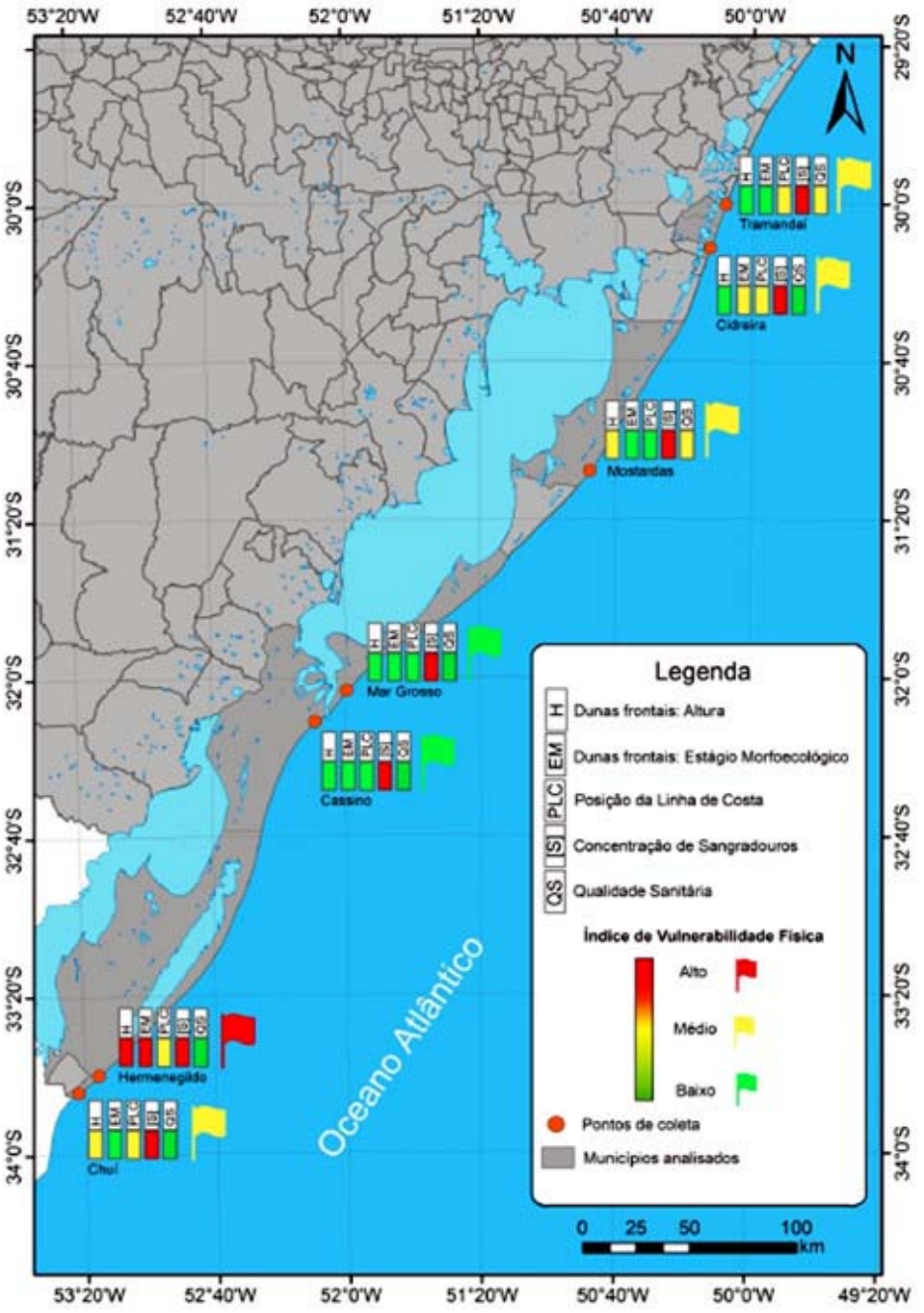


Figura 33
Aplicação de conjunto de indicadores e geoindicadores na definição de vulnerabilidade em escala local e regional do litoral do RS Nicolodi (2016, no prelo).

As definições de vulnerabilidade de Nicolodi e Pettermann (2011) foram obtidas em escala nacional, o que permite a avaliação em escala da União, mas é demasiada ampla para a sua utilização por estados e municípios. Dessa forma, torna-se crucial o refinamento destas informações, descendo a níveis regionais e locais.

Uma das principais ferramentas em avaliações ambientais com enfoque em vulnerabilidade é a aplicação de Indicadores, os quais sistematizam, quantificam e simplificam a informação, sem, contudo, comprometer a veracidade da análise. Dentre os indicadores ambientais, os geoindicadores são aqueles que objetivam mensurar os processos e fenômenos geológicos na superfície terrestre, ou próxima a esta, que variam significantemente em um período inferior a 100 anos. Um dos geoindicadores mais utilizados é a erosão costeira.

No Rio Grande do Sul, algumas iniciativas foram desenvolvidas neste contexto, com destaque para os trabalhos de, Redchen (2005), Tabajara *et al.* (2005), Portz (2008), Tabajara *et al.* (2012), Porto (2015), Souza e Nicolodi (2016, no prelo).

Souza e Nicolodi (2016, no prelo) utilizaram geoindicadores definidos a partir de parâmetros e aspectos já comumente estudados ou monitorados no ambiente costeiro, com vistas à avaliação de vulnerabilidade física das praias da costa do Rio Grande do Sul. Foram definidos e aplicados ao longo da costa quatro geoindicadores e um indicador socioambiental: Altura e Estado Morfoecológico de dunas frontais, Posição da Linha de Costa, Concentração de Sangradouros, e Qualidade Sanitária. A compilação de todos estes gerou um Índice de Vulnerabilidade Física representada para sete pontos do litoral gaúcho, conforme a figura 33.

Informações como estas tem potencial para contribuir no processo de tomada de decisão, tanto em termos de Gerenciamento Costeiro, quanto no planejamento territorial como um todo.

É crucial entender que variações na posição média da linha de costa são parte de um ciclo natural de ajuste dos continentes às modificações de nível do mar, independente de suas causas. Embora retratada quase unanimemente na forma de um 'problema', a erosão costeira passa despercebida pela sociedade em costas não ocupadas, onde o próprio deslocamento do perfil praial pode ser imperceptível a olhos não acostumados com a temática. Neste cenário, a erosão da linha de costa é tratada como um fenômeno "natural" sem maiores consequências à sociedade.

A erosão costeira torna-se um problema a partir do momento em que os recuos da posição média da linha de costa influenciam ou são influenciados por ações antrópicas, passando a serem vistos como fator de risco e implicando em questões econômicas e sociais.

Medidas aparentemente simples como definições de locais de não edificação, com objetivo de preservar áreas de livre transporte de sedimentos, podem trazer resultados eficazes, principalmente em longo prazo, contribuindo para um desenvolvimento mais equilibrado da zona costeira.

8. CONCLUSÕES

Os 615 quilômetros de praias arenosas do litoral do Rio Grande do Sul apresentam complexa hidrodinâmica e dinâmica sedimentar em função tanto de sua gênese, vinculada às variações de nível do mar ocorridas no período Quaternário, quanto de processos físicos modernos e de ações antrópicas. Em um panorama geral de variação da linha de costa e suas tendências, o litoral do RS apresenta para o período de 2002 a 2013 estabilidade em 31% da linha de costa, erosão moderada em 45%, progradação moderada em 17%, progradação acentuada em 3% e erosão acentuada em 4% (Tabela 1 e figura 10).

As causas específicas dessas variações ainda não estão totalmente definidas, mas sabe-se que a orientação da linha de costa, a herança geológica e a concentração de energia de ondas, em função da refração causada pela batimetria local, são alguns dos fatores responsáveis pelos setores erosivos, com destaque para os dois hotspots erosivos encontrados no RS: Farol da Conceição e Praia do Hermenegildo. No outro extremo, a Praia do Cassino apresenta progradação acentuada em função dos efeitos da construção dos molhes na desembocadura da Lagoa dos Patos os quais influenciaram na retenção da deriva litorânea líquida predominante para nordeste e alteraram os padrões de sedimentação.

Estimativas de deriva litorânea (figura 13), indicam que as variações de linha de costa identificadas no litoral médio do RS possuem correlação com os sedimentos removidos destes locais, os quais são depositados nas zonas de maior inflexão da linha de costa, entre as praias de Mostardas e Dunas Altas, num processo que conduz ao alargamento natural da praia causado pelo engarrafamento da deriva litorânea. Desse modo, estes depósitos praiais tornam-se uma importante fonte de sedimentos para o campo de dunas da região.

Em relação à concentração de energia de ondas, em função da refração causada pela batimetria local, podem-se destacar os seguintes pontos:

1. Duas lentes batimétricas côncavas foram encontradas na plataforma interna do RS. Grupos de bancos e sand ridges nas profundidades entre 25 e 15m funcionam como lentes batimétricas.

2. As lentes batimétricas locais são capazes de focar a energia de onda nos períodos compreendidos entre 9s<T<18s e no mar aberto à direção das ondas varia entre: 150º/160º<α<220º/230º. 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 arrebentação e se ajusta a zona de foco.

A luz dos dados obtidos até o momento, o padrão convergente (foco) associado com a complexa geomorfologia e geologia da plataforma interna são os fatores responsáveis pela erosão natural permanente em áreas extensas (dezenas de quilômetros). Evidências geomorfológicas de erosão suportam tais afirmações. Fatores adicionais relacionados à geologia e geomorfologia da antepraia e plataforma interna, como a presença de "degraus" rochosos podem amplificar localmente os problemas de erosão devido à dificuldade de a areia retornar a praia após tempestades. 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>9s). 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.

Cabe ressaltar que não apenas causas naturais são apontadas como responsáveis pelas variações na linha de costa, principalmente em praias adjacentes a inlets, as quais estão sujeitas controles adicionais. A presença de estruturas de engenharia impõe as mesmas um controle estrutural dinâmico com implicações em seu ajuste morfodinâmico. Mudanças na batimetria, redução no grau de exposição, alterações nos padrões ondulatórios e interferência na deriva litorânea são os principais fatores que induzem a reorientação da linha de costa.

Assim, os efeitos de ações antrópicas na costa, tanto pelo processo de urbanização, obras portuárias e fixação de embocaduras pode induzir mudanças consideráveis. Os resultados mostram que a médio e longo prazo, faixas de recuo devem ser estabelecidas para áreas costeiras sob urbanização especialmente para

as localizadas a jusante dos inlets, mais especificamente as praias do Mar Grosso e Passo de Torres.

Modelagens de elevação do nível do mar em larga escala indicaram que o setor sul do litoral do RS apresenta as maiores distâncias de recuo em todos os níveis de risco e nos diferentes horizontes temporais comparativamente aos demais setores do litoral central e norte. Setores costeiros que historicamente estavam sob progradação poderão se tornar bem mais vulneráveis sob condições de subida do nível do mar em longo prazo.

Os resultados permitem a melhorar a quantificação da tendência erosiva em termos de risco e para fins de manejo costeiro fornecendo alternativas para tomada de decisão. Neste contexto, sugere-se que, para fins de planejamento, sejam utilizados limites de risco mais conservativos (1 a 10%), especialmente em áreas ainda pouco urbanizadas e com grande vulnerabilidade devido ao baixo gradiente do substrato, a fim de evitar perdas substanciais de propriedade ou potenciais gastos com medidas adaptativas.

O maior conhecimento das variações de linha de costa, suas causas e consequências, permitem aprimorar o mapeamento de vulnerabilidade dos espaços costeiros, de seus ecossistemas e comunidades, permitindo avançar na concepção de uma gestão com base ecossistêmica.

Como principal recomendação, sugere-se a definição, em Lei, de uma faixa de não edificação para a zona costeira, a ser implementada principalmente em regiões não urbanizadas ou com baixo grau de urbanização. Sabe-se das dificuldades metodológicas e políticas para tal definição, uma vez ser a zona costeira alvo de diversos conflitos de usos, mas urge uma articulação nacional neste sentido, visando antes de tudo à preservação do balanço sedimentar das praias e, consequentemente, dos ecossistemas e comunidades nelas inseridos.

REFERÊNCIAS

ADELIO, J, P. **Subsídios para um plano de gestão do trânsito de veículos na praia do Cassino, Rio Grande - RS.** [S.l.]: Universidade Federal de Rio Grande. 2014. 127 p. Dissertação de Mestrado.

ALBUQUERQUE, M. G. **Análise Espaço-temporal das Causas da Variabilidade da linha de costa e erosão na praia do Hermenegildo**. [S.l.]: UFRGS. 2013.

ALVAREZ, J. A.; GRÊ, J. C.; TOLDO, JR. E.E. Estudos da praia a nordeste do molhe de Rio Grande, Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, [S.l.], v.14, p. 131-147. 1981.

ARAÚJO, R. S. **Morfologia do Perfil Praial, Sedimentologia e Evolução Histórica da Linha de Costa das Praias da Enseada do Itapocorói - SC**. Itajaí: Universidade do Vale do Itajaí. 2008. 145 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Ciência e Tecnologia Ambiental.

BARLETTA, R. C. **Aspectos Morfodinâmicos das praias situadas ao norte da desembocadura da Laguna dos Patos-Farol da Conceição e praias adjacentes, RS**. [S.l.]: Curso de Oceanologia da FURG. 1997. 77 p. Trabalho de Graduação.

BARLETTA, R. C.; CALLIARI, L. J. 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. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS: MORFODINÂMICA, ECOLOGIA, USOS, RISCOS E GESTÃO. 2000. Itajaí. **Anais**. Itajaí: Editora da Univali, 2000, p. 168-170. Antonio Klein (org.).

BRUUN, P. The Bruun Rule of erosion by sea level rise: a discussion of large-scale two- and three-dimensional usages. **J. Coast. Res.**, [S.l.], v.4, p. 627-648. 1988.

BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **J. Waters. Harb. Div.**, [S.l.], v. 88, Issue 1. p. 117-130. 1962. Am. Soc. Civ. Eng.

BUCHMANN, F. S. C.; TOMAZELLI, L. J. Relict nearshore shoals of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: Origin and effects on nearby modern beaches. **Journal of Coastal Research**, Itajaí, v. 35, p. 318-322. 2003.

CALLIARI, L. J **Aspectos sedimentológicos e ambientais na região estuarial da Lagoa dos Patos.** Porto Alegre, Brazil: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1980. 98 p. Máster thesis.

CALLIARI, L. J.; KLEIN, A. H. F. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 20. p. 48-56. 1993.

CALLIARI, L. J.; TOZZI, H. A. M.; KLEIN, A. H. F. Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. **Proceedings of Brazilian Academy of Sciences**, [S.l.], v. 70 (2), p. 231-247. 1998.

CALLIARI, L. J. Variabilidade das dunas frontais no litoral norte e médio do Rio Grande do Sul, Brasil. **GRAVEL**/ UFRGS. n. 3, p. 15-30. 2005.

CALLIARI, L. J.; TOZZI, H. A. M.; KLEIN, A. H. F. Beach morphology and coastline erosion associated with storm surges in southern Brazil - Rio Grande to Chuí, RS. **Proceedings of Brazilian Academy of Sciences**, [S.l.], v. 70 (2), p. 231-247. 1998.

CALLIARI, L. J.; BOUKAREVA, I.; PIMENTA, F.; SPERANSKI, N. Classification of the Southern Brazilian Coast according to storm wave patterns and Geomorphologic evidence of coastal erosion. **Journal of Coastal Reserarch**, [S.l.], v. 35 p. 339-342. 2003. Special Issue.

CASAGRANDE, A. I. **Variações na linha de costa do Rio Grande do Sul:** atualização e discussão metodológica. Monografia de conclusão de curso. Instituto de Oceanografia, IO. Universidade Federal de Rio Grande. 2014. 46 p.

CASTRO, C. M.; PEIXOTO, M.N.O.; RIO, G.A.P. Riscos Ambientais e Geografia: Conceituações, Abordagens e Escalas. In: **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ.** [S.l.], v. 28-2 p. 11-30. 2005.

CHURCH, J. A. et al. Phys. Sci. Basis. Contrib. Work. Gr. I to Fifth Assess. Rep. Intergov. **Panel Clim. Chang**. p. 1137-1216. 2013

CROWELL, M.; LEATHERMAN, S. P.; BUCKLEY, M. K. Shoreline change rate analysis: long term versus short term data. **Shore and Beach**, [S.l.], v. 63(2), p.13-20. 1993.

COWELL, P. J.; ROY, P. S.; JONES, R. A. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model. **Marine Geology**, [S.l.], v. 126, p. 45-61. 1995.

COWELL, P. J.; HANSLOW, D. J.; MELEO, J. F. The shoreface, in: Short, A.D. (Ed.), **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Chichester: Wiley, 1999. p. 379.

COWELL, P. J. **Columbia-River Cell Coastal Erosion Project: Limits to Knowledge**. [S.l.]: USGS 2002. p. 02-229. Open-File Report.

COWELL, P. J. et al. Shoreface Sand Supply to Beaches., In: INTERNATIONAL COASTAL ENGINEERING CONFERENCE, 27., 2001. [S.l.]. **Proceedings**. [S.l.]:[s.n.], 2001. p. 1-15.

COWELL, P. J. et al. The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change. **J. Coast. Res.**, [S.l.], v. 19, p. 812–827. 2003.

COWELL, P. J. et al. Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches. **J. Coast. Res.**, [S.l.], v. 221, 232-245. 2006. doi:10.2112/05A-0018.1.

DA SILVA, J.V.; TEIXEIRA, P. R. F.; CALLIARI, L. J. Numerical analyses of wave propagation over the inner shelf and shoreface of southern Brazilian coast: from Torres do Mostardas. **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 41(3) p. 273-285. 2008.

DA VARA, S.S. **Análise numérica da propagação de ondas na costa do Rio Grande do Sul entre Arroio Chuí e Sarita.** [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande - FURG. 2012. 186 p. Dissertação de mestrado. Curso de Pós Graduação em Engenharia Oceânica.

DEAN, R. G., LIOTTA, R.; SIMONE, G. **Erosional Hotspots.** Prepared for Florida Department of Environmental Protection. Tallahassee, FL: Office of Beaches and Coastal Systems, 1999.

DE VRIEND, H.J. Approaches to long-term modelling of Coastal morphology: a review. **Coast. Eng.**, [S.l.], v. 21, p. 225-269. 1993.

DILLENBURG, S. R., ROY, P. S., COWELL, P. J., TOMAZELLI, L. J. Influence of Antecedent Topography on Coastal Evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier model (STM). **J. Coast. Res.**, [S.l.], v. 16, p. 71-81. 2000.

DILLENBURG, S. R. et al. Modificações de longo período da linha de costa. In: MARTINS, L. R. S.; TOLDO JR., E. E. and DILLENBURG S. R. (eds.). **Erosão Costeira: Causas, Análise de Risco e sua relação com a Gênese de Depósitos Minerais**. Porto Alegre, Brazil: OEA/UFRGS/FURG, 2002. 1 CD.

EGLER, C. A. G. Risco Ambiental como critério de gestão do território. **Território**, [S.l.], v. 1, p. 31-41. 1996.

EGLER, C. A. G. As Cartas de Risco Ambiental, Social e Tecnológico do Novo Macrodiagnóstico da Zona Costeira. In: ENCONTRO TEMÁTICO: GESTÃO INTEGRADA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS E DA ZONA COSTEIRA, 1., 2005. Itajaí, [**Trabalhos apresentados**]. Itajaí, SC: Ministério do Meio Ambiente. 2005. CD-ROOM.

ESTEVES, L. S. et al. 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. SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS: MORFODINÂMICA, ECOLOGIA, USOS, RISCOS E GESTÃO. Antonio Klein (org.). 2000. Itajaí. **Anais**. Itajaí: Editora da Univali, 2000, p. 361-362.

ESTEVES, L. S.; TOLDO JR., E. E.; ALMEIDA, L. E. S. B.; NICOLODI, J. L. Erosão costeira no Rio Grande do Sul entre 1975-2000. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO - ABEQUA, 8., 2001. Imbé, Brazil. [**Trabalhos apresentados**]. Imbé, Brasil: [s.n.], 2001. p. 511-513.

ESTEVES, L. S.; WILLIAMS, J. J. ; DILLENBURG, S. R. Seasonal and Interannual Influences on the Patterns of Shoreline Changes in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 225, p. 1076-1093. 2006.

FERREIRA, F. N. De frente para o mar: as representações da paisagem litorânea na cidade de Rio Grande (1904-1976). **Revista Eletrônica História em Reflexão**, [S.l.], v. 6, n. 11. 2012.

FIGUEIREDO, S. A.; CALLIARI, L. J. Washouts in the central and northern littoral of Rio grande do Sul State, Brazil: distribution and implications. In: INTERNATIONAL COASTAL SYMPOSIUM, Itajaí, SC. INTERNATIONAL COASTAL SYMPOSIUM, 8., 2004. Blumenau,SC [**Trabalhos apresentados**]. Blumenau,SC: Nova Letra gráfica e editora, 2004. p. 76-76. v. 1.

FIGUEIREDO, S. A **External forcing and internal controls on coastal response to climate changeat Rio Grande do Sul, southern Brazil.** [.l.]: PhD, Univ. Sydney. 2011. p. 164.

FIGUEIREDO, S. A. Modelling climate change effects in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**: Special Issue 65 - INTERNATIONAL COASTAL SYMPOSIUM, v. 2, p. 1933-1938. 2013. doi:10.2112/SI65-327.1.

FITZGERALD, D. M. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 23: p. 47-71. 1996.

GOULART, E. S. **Morfodinâmica da antepraia adjacente ao Farol da Conceição**: litoral médio do RS. [S.l.]: Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica. 2010. 89 p.

GOULART, E. S.; CALLIARI,L. J. Medium-term morphodynamic behavior of a multiple sand bar beach. **Journal of Coastal Research**, SI 65, p. 1774-1779. 2013.

HORIKAWA,K. **Nearshore dynamics and coastal processes**. [S.l.]: University of Tokyo Press, 1988. p. 522.

JUNG, G.; TOLDO JR., E. E. Longshore Current Vertical Profile on a Dissipative Beach. **Revista Brasileira de Geofísica** (Impresso), [S.l.], v. 29, p. 691-702. 2011.

KINSELA, M.A. **Topographic control of dune response to climate-change impacts.** 2007.

KINSELA, M. A.; COWELL, P. J. Site geomorphology or inner shelf adjustments controls coastline response to climate change? In: NEW SOUTH WALES COASTAL CONFERENCE, 20., 2011. [S.l.]**Proceedings**, [S.l.]: [s.n.], 2011.

KLEIN, A. H. F. **Concheiros do Albardão**: Variações espaço-temporais dos sedimentos e da morfologia praial. [S.l.]: Instituto de Geociências da UFRGS. 1996. 120 p. Dissertação de mestrado.

KLEIN, A. H. F.; CALLIARI, L J. Concheiros do Albardão: variações espaço-temporais da morfologia praial. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 6., 1997, Curitiba, PR, Brasil. CONGRESSO DA ABEQUA, 6., Curitiba, PR, Brasil: ABEQUA. 1997. p. 401-406.

LÉLIS, R. J. F. **Variabilidade da linha de costa oceânica adjacente as principais desembocadura do Rio Grande do Sul**. [S.l.]: Curso de Oceanologia, Universidade Federal do Rio Grande, 2003. 116 p. Monografia de graduação.

LÉLIS, R. J. F.;CALLIARI, L. J. Historical Shoreline Changes Near Lagoonal and River Stabilized Inlets in Rio Grande do Sul State, Southern Brazil. **J. Coast. Res.**, Itajaí, SC, Brazil, SI 39 (Proceedings, INTERNATIONAL COASTAL SYMPOSIUM, 8.), p. 301-305. 2006. ISSN 0749-0208.

LIMA, S. F.; ALMEIDA, L. E. S. B.;TOLDO JR., E.E. Estimate of alongshore sediment transport from wave data at Rio Grande do Sul coast. **Pesquisas**, [S.l.], v. 48 (2), p. 99-107. 2001.

LOPES C. G.; ZANATTA A.;TOLDO JR. E. E.; NUNES J. C. Mobilidade de curto prazo da linha de praia do Litoral Norte e Médio do RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008. Curitiba, PR. [**Trabalhos apresentados**]. Curitiba, PR: [s.n.], 2008.

LONG. T.; PAIM P. S. G. Modelo de evolução histórica e holocênica do estuário da Lagoa dos Patos, RS. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1., 1987. Porto Alegre, **Anais**. Porto Alegre: ABEQUA. 1987. p. 227-248.

MACHADO, A. A.; CALLIARI, L. J.; MELO, E.; KLEIN, A. H. F. Historical assessment of extreme coastal sea state conditions in southern Brazil and their relation to erosion episodes. **J. Aquat. Sci.**, [S.l.], v. 5, p. 277-286. 2010.

MACHADO, A. A. **Estudo dos padrões atmosféricos sinópticos geradores de eventos extremos de altura de onda, intensidade de vento, marés meteorológicas e erosão na costa do Rio Grande do Sul.** [S.l.]: Universidade Federal de Rio Grande - FURG, 2014. 87 p. Tese de Doutorado.

MARTINHO, C.T.; DILLENBURG, S.R.; HESP, P. Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. **J. Coast. Res**., [S.l.], v. 2, p. 285-293. 2009. doi:10.2112/06-0645.1.

MARTINS, L. R. Aspectos texturais e deposicionais dos sedimentos praias e eólicos da planície costeira do Rio Grande do Sul. **Publicação Especial**, Porto Alegre, v. 13, p. 102. 1967. Escola de Geologia - UFRGS.

MARTINS, L.R.; MARTINS, I.R.; VILLWOCK, J.A.; CALLIARI, L.J. Ocorrência de lama na praia do Cassino, (RS). **Anais Hidrográficos**, [S.l.], v. 2, 35, p. 159-170. 1978.

MAY, J. P.; TANNER, W. F. The littoral power gradient and shoreline changes. in: COATES D.R. (ed.), **Publications in Geomorphology.** Binghamton: State University of New York, 1973. p. 43-60.G.

MCNINCH, J. E. Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots. **Marine Geology**, [S.l.], v. 211, p. 121-141. 2004.

MEEHL, G. A.; STOCKER, T. F. **Global climate projections. Contrib. Work. Gr. I to Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang. Cambridge**. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007 p. 748-845.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Macrodiagnóstico da Zona Costeira e Marinha do Brasil (MDZCM).** Brasília: MMA. 2008. 242 p.

MOTTA, V. F. Relatório-diagnóstico sobre a melhoria e o aprofundamento do acesso pela Barra do Rio Grande. Hidraulic Research Institute (IPH), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). **Technical Report**, Porto Alegre, 78 p. 1969.

MOTTA, L. et al. Sandy sediment budget of the midcoast of Rio Grande do Sul, Brazil. **Journal of Marine Research**, [S.l.], v. 73, p. 49-69. 2015.

MUEHE, D. Critérios Morfodinâmicos para o Estabelecimento de Limites da Orla Costeira para fins de Gerenciamento. **Rev. Bras. Geomorfol**., [S.l.], v. 2, 35-44. 2001.

MUEHE, D. (org.) **Erosão e progradação do litoral brasileiro.** Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006. 476 p.

MUEHE, D. Brazilian coastal vulnerability to climate change. Panam. **J. Aquat. Sci.**, [S.l.], v. 5, p. 1-11. 2010.

NICOLODI, J. L. et al. 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. [S.l.]: [s.n.], 2002.

NICOLODI, J. L.; PETERMANN, R. M. Vulnerability of the Brazilian Coastal Zone in its Environmental, Social, and Technological Aspects. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], SI 64, p. 1372-1379. 2011.

OLIVEIRA, M. B.; CALLIARI, L. J. 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. In: Antonio Klein (org.), SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS: MORFODINÂMICA, ECOLOGIA, USOS, RISCOS E GESTÃO. 2000. Itajaí. **Anais**. Itajaí: Editora da Univali, 2000, p. 148-151.

PEREIRA, P. S. et al. Variação decadal dos perfis do farol da Conceição e Terminal turístico, Rio Grande do Sul, Brasil., in: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR - COLACMAR, 12., **Cd do XII COLACMAR**, Florianópolis. 2007.

PEREIRA, P. S.; CALLIARI, L. J., BARLETTA, R. C. Heterogeneity and homogeneity of Southern Brazilian beaches: A morphodynamic and statistical approach. **Continental Shelf Research**, [S.l.], v. 30, p. 270-280, 2009.

PEREIRA DA SILVA, R. **Comportamento morfodinâmico dos sangradouros entre a praia do Cassino e Chuí, RS**. [S.l.]: Fundação Universidade do Rio Grande, 1995. 43 p. Trabalho de Graduação. Curso de Oceanologia.

PEREIRA DA SILVA, R. E.; CALLIARI, L. J. Erosão costeira causada por sangradouros ao longo do litoral sulriograndense: Trecho Rio Grande - Chuí. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO E REUNIÃO SOBRE O QUATERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL, 6., 1997. Curitiba, **Resumos expandidos**. Curitiba, Paraná. Brasil. 1997. p. 420-423.

PIMENTA, F. M. **Caracterização dos regimes de refração de onda ao longo da zona costeira do Rio Grande do Sul.** Rio Grande: Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), 1999. 66 p. Monografia de graduação. Curso de Oceanologia.

PIVEL, M. A. G. **Caracterização morfodinâmica e sedimentológica das praias de Torres (RS).** [S.l.]: FURG. 1997.72 p. Trabalho de Graduação. Curso de Oceanologia.

PIVEL, M. A. G., CALLIARI, L. J. Caracterização preliminary das praias de Torres (RS) sob um enfoque morfodinâmico. SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA. OCEANOGRAFIA E SUAS INTERFACES, 11., 1998. [S.l.]. **Resumos expandidos**. [S.l.]: [s.n], 1998. p. 441-443.

PORTO, C. J. **Diagnóstico da qualidade ambiental de trechos de orla costeira urbanizada do litoral médio e sul do RS, a partir de indicadores ambientais**. [S.l.]: Universidade Federal do Rio Grande. 2015. 101 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia.

PORTZ, L. C. **Contribuição para o estudo do manejo de dunas:** caso das praias de Osório e Xangri-Lá, Litoral Norte do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2008. Tese de doutorado. Instituto de Geociências.

RANASINGHE, R.; CALLAGHAN, D.; STIVE, M. J.F . Estimating coastal recession due to sea level rise: Beyond the Bruun rule. **Clim. Change**, [S.l.], v. 110, p. 561-574. 2012. doi: 10.1007/s10584-011-0107-8.

RECHDEN FILHO, R. **Índice de qualidade de praia: o exemplo de Capão da Canoa**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2005. 118 p. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências.

ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G. Wave-dominated coasts. In: Carter, R.W.G e Woodroffe, C.D. (ed.)., In: Carter, R.W.C., Woodrofe, C.D. (Eds.), Coastal Evolution - Late Quaternary Morphodynamics. **Cambridge University Press**, [S.l.], p. 121-186. 1994.

SCHOSSLER, V.; TOLDO JR., E. E. A Influência da Dinâmica Sedimentar na Instabilidade da Embocadura da Lagoa do Peixe – RS. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 14., 2011. Balneário Camboriú, **Anais**. Balneário Camboriú, SC: [s.n.], 2011. Arquivo Digital.

SEELIGER, U. Coastal foredunes of southern Brazil: physiography, habitats, and vegetation. In: Seliger, U. (ed). **Coastal plant communities of Latin America**. New York: Academic Press, 1992. p. 367-381.

SERAU, A. K. **Alterações morfológicas e sedimentares induzidas por tempestades costeiras**. Praia dos concheiros do Albardão, RS, Brasil. Porto Alegre: Instituto de Geociências da UFRGS. , 1999. 141 p. Tese de mestrado.

SERAU, A. K.; CALLIARI, L. J. 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. SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS: MORFODINÂMICA, ECOLOGIA, USOS, RISCOS E GESTÃO. Antonio Klein (org.). 2000. Itajaí. **Anais**. Itajaí: Editora da Univali, 2000, p. 90-91.

SILVA, A. F.; TOLDO JR, E. E.; WESCHENFELDER, J. Morfodinâmica da desembocadura da Lagoa de Tramandaí (RS, Brasil). **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 44 (1): p. 155-166. 2016.

SILVA, A. R. P., CALLIARI, L. J. Erosão versus progradação da linha de costa de praias expostas e contíguas à grandes estruturas. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO- ABEQUA, 8., 2001. Imbé, Brazil. [**Trabalhos apresentados**]. Imbé, Brasil: [s.n.], 2001. p. 55-57.

SILVA, J.V.; TEIXEIRA, P. R. F.; CALLIARI, L. J. Numerical analyses of wave propagation over the inner shelf and shoreface of the southern Brazilian coast: from Torres to Mostardas. **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 41 (3), p. 273-285. 2014.

SOUZA, P. E.; NICOLODI, J. L. Coastal Vulnerability Assessment using geoindicators: case study of Rio Grande do Sul coastline. Brazilian Journal of Oceanography. **Brazilian Journal of Oceanography**, [S.l.], v. 64(3), p. 309-322. 2016.

SPERANSKI, N.; CALLIARI, L. J. Bathymetric lenses and localized coastal erosion in Southern Brazil. Journal of Coastal Research. p. 209-215. 2000.

SPERANSKI, N. S.; CALLIARI, L. J. Padrões de refração de ondas para a costa do Rio Grande do Sul e sua relação com a erosão costeira. In: **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006. p. 446-454.

STIVE, M. J. F.; COWELL, P. J.; NICHOLLS, R. J. Impacts of Global Environmental Change on Beaches, Cliffs and Deltas, in: Slaymaker, O., Spencer, T., Embleton- Hamann, C. (Eds.), **Geomorphology and Global Environmental Change**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2009. p. 158-179.

TABAJARA, L. L.; GRUBER, N. L. S.; DILLENBURG, S. R.; AQUINO, R. Vulnerabilidade e Classificação das Dunas de Capão da Canoa, litoral norte de Rio Grande do Sul. **Revista Gravel**, [S.l.], v. 3. p. 71-84. 2005.

TABAJARA, L. L., GRUBER, N. S., & PORTZ, L. Dunas frontais de Xangri-Lá, litoral Norte do RS: inventário, classificação e escolha de áreas prioritárias ao manejo. **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 39 (1). 2012.

TOLDO JR., E. E.; DILLENBURG, S. R.; CUNHA, L. O. B. P.; ALMEIDA, L. E. S. B. Parâmetros Morfodinâmicos da Praia de Imbé, RS. **Pesquisas**, [S.l.], v. 19(1), p. 27-32. 1993.

TOLDO JR, E. E.; ALMEIDA, L. E. S.; BARROS, C.; MARTINS, L.R. 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, 1999. p. 62-68.

TOLDO JR., E. E.; ALMEIDA, L. E. S. B. A Linha de Água como Indicadora da Posição da Linha de Praia. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário., 2003, Recife, PE. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9., 2003. Recife, PE., [**Trabalhos apresentados**], Recife, PE.: Universidade Federal de Pernambuco, v. 1. 2003.

TOLDO JR. E. E. et al. Coastal Dunes and Shoreface Width as a Function of Longshore Transport. **Journal of Coastal Research**, Proceedings of the 8th INTERNATIONAL COASTAL SYMPOSIUM, 8., SI39, p. 390-394.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Considerações Sobre o Ambiente Praial e a Deriva Litorânea de Sedimentos ao Longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul. In: **Pesquisas**. IG\ UFGRS. Porto Alegre, RS, Brasil, v. 19, p. 3-12. 1992.

TOZZI, H. A. M. **Influência das tempestades extratropicais sobre o estoque subaéreo das praias entre Rio Grande e Chuí, RS.** Campanha do Outono e Inverno de 1996. [S.l.]: Instituto de Geociências da UFRGS, 1999. 115 p. Dissertação de Mestrado.

TOZZI, H. A. M.; CALLIARI, L. J. 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. SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PRAIAS ARENOSAS: MORFODINÂMICA, ECOLOGIA, USOS, RISCOS E GESTÃO. Antonio Klein (org.). 2000. Itajaí. **Anais**. Itajaí: Editora da Univali, 2000, p. 186-189.

WESCHENFELDER, J. **Variabilidade morfodinâmica das praias oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, estado do Rio Grande do Sul, Brasil**. Porto Alegre: UFRGS. 1996. Dissertação de mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geociências.

WESCHENFELDER, J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ZOMER, S. L. C.; SOUTO, R.P. Caracterização Morfológica das Praias Oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS. **Notas Técnicas**, [S.l.], v. 10, p. 35-48. 1997.

VIEIRA DA SILVA, P. G.; CARVALHO, J. L. B.; KLEIN, A. H. F. Camacho inlet southern Brazil e Instability causes and user conflicts. **Ocean & Coastal Management**, [S.l.], v. 54(8), p. 569-576. 2011.

VILLWOCK, J. A.; MARTINS, L. R. Depósitos lamíticos de pó-praia, Cassino (RS). **Pesquisas**, [S.l.], v. 1(1), p. 69-75. 1972.

WOLINSKY, M. A.; MURRAY, A. B. A Unifying framework for shoreline migration: 2. Application to wave-dominated coasts. **J. Geophys. Res. Earth Surf.**, [S.l.], v. 114. 2009 doi: 10.1029/2007JF000856.

WRIGHT, L. D.; SHORT, A. D. Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, [S.l.], v. 56: p. 93-118. 1984.

YOUNG, R.S., PILKEY, O.H.; BUSH, D.M.; THIELER, E.R. A discussion of the generalized model for simulating shoreline change. **J. Coast. Res.**, [S.l.], v. 11, p. 875–886. 1995.

YOUNG, I. R.; HOLLAND, G. J. **Atlas of the oceans: wind and wave climate**. Pergamon. 1996.

ZENKOVICH, V. P. **Processes of coastal development**. London: Oliver & Boyd, 738 p.

REALIZAÇÃO

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA
PGGM

APOIO

PROJETO TERRAMAR

Por ordem do

Ministério Federal
do Meio Ambiente, Proteção da Natureza
e Segurança Nuclear

da República Federal da Alemanha

giz Deutsche Gesellschaft
für Internationale
Zusammenarbeit (GIZ) GmbH

ICMBio
INSTITUTO CHICO MENDES
MMA

MINISTÉRIO DO
MEIO AMBIENTE