



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ-UFC
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR-LABOMAR
Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais
DOUTORADO

**DINÂMICA MORFOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PIAUÍ:
EVOLUÇÃO, COMPORTAMENTO DOS PROCESSOS COSTEIROS E A
VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA.**

JORGE EDUARDO DE ABREU PAULA

FORTALEZA-CEARÁ

2013

Apoio:



JORGE EDUARDO DE ABREU PAULA

**DINÂMICA MORFOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PIAUÍ:
EVOLUÇÃO, COMPORTAMENTO DOS PROCESSOS COSTEIROS E A
VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA.**

Tese submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Ciências Marinhas Tropicais.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos e Estuarinos

LINHA DE PESQUISA: Análise de impactos ambientais das regiões oceânicas e costeiras.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Jáder Onofre de Moraes.

FORTALEZA-CEARÁ

2013

Apoio:



JORGE EDUARDO DE ABREU PAULA**DINÂMICA MORFOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO ESTADO DO PIAUÍ:
EVOLUÇÃO, COMPORTAMENTO DOS PROCESSOS COSTEIROS E A
VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA.**

Tese submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Ciências Marinhas Tropicais. Área de concentração: Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos e Estuarinos. Linha de pesquisa: Análise de impactos ambientais das regiões oceânicas e costeiras.

Tese aprovada em: ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jáder Onofre de Morais
Universidade Estadual do Ceará-UECE
Orientador

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso
Universidade Federal de Pernambuco-UFPE

Prof. Dr. Marcos José Nogueira de Souza
Universidade Estadual do Ceará-UECE


Prof. Dra. Lidriana de Souza Pinheiro
Universidade Federal do Ceará-UFC
Instituto de Ciências do Mar-LABOMAR

Prof. Dr. Luis Parente Maia
Universidade Federal do Ceará-UFC
Instituto de Ciências do Mar-LABOMAR

*Esse trabalho eu dedico às
três mulheres da minha vida,
e que sempre estão a me esperar.*

Yasmin, Neide e Eunice...

*Não é preciso explicar, eu...
“simplesmente”, as amo.*



*“Em cima da Terra o mar permanece
Cheio de enigmas, completo de enredos
Guardando mistérios e grandes segredos
Ciências ocultas que o chão desconhece
É bravo gigante que nunca adormece
Um minuto apenas não pode parar
A Terra girando suspensa no ar
Obriga que as águas se movam também
Sem obedecerem na Terra a ninguém
Somente a Netuno, que é mestre do mar!*

*No mundo da gente, qualquer ser humano
Que viva pisando no globo terrestre
É uma energia que para seu mestre
É só contemplar esse grande oceano
Aonde o poder de um ser soberano
Está retratado sem nada faltar
Grandeza que o homem não pode imitar
Nem mesmo em oitenta milhões de semanas
Aonde a ordem supera as humanas
No céu e na terra e por dentro do mar”.*

Zé Ramalho

AGRADECIMENTOS

Um trabalho, apesar de sugerir um mérito pessoal, representa muito mais que isso. Ele resulta da união de pessoas que em prol do mérito pessoal de alguém doam um pouco de si (e às vezes até demais), para compor o que essa colcha de ideias. Por isso tenho de agradecer realmente a todos, pois com a ajuda de todos, se doando pouco ou muito, foi que permitiram que eu chegasse até aqui. Assim, nesse momento tenho de expressar minha sincera gratidão a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a execução e finalização deste trabalho. Porém, houveram alguns nomes os quais não poderia deixar de fazer um agradecimento em especial.

Antes de tudo, agradeço a Deus, pela minha existência e por todas as pessoas boas que Ele fez passar pelo meu caminho e que muito ajudaram na minha vida e na realização desta pesquisa.

A Yasmin e Neide que sempre compreenderam minhas ausências, mas sempre me incentivaram a continuar.

Minha mãe (Eunice) e meus irmãos (Geíza, Júnior e Luís), que são meus grandes amigos. Meus tios, primos, sobrinhos e amigos que sempre torceram por mim e sempre estiveram ali, prontos para o que precisar. Em especial agradeço à Elisabeth (Betinha), Raquel Abreu que muito ajudaram com a Yasmin, quando muito precisamos. Ao meu pai Chico (*In memoriam*), minha sogra Marta (*In memoriam*), minha cunhada Norma (*In memoriam*) que se foram durante essa etapa da minha vida, mas sei que torciam por mim.

Ao meu orientador e amigo, Professor Jáder Onofre de Moraes, pelo apoio, incentivo e credibilidade a mim dispensados. Sem sua ajuda seria impossível superar algumas das dificuldades surgidas. Sua compreensão foi fundamental para a realização desta pesquisa. Agradeço ainda todos esses anos de orientação e amizade. Jamais me esqueci dos conselhos que me dera como quando disse que era importante “deixar-nos caminhar com as próprias pernas”.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo apoio dado a esta pesquisa, que foi de fundamental importância para a execução e conclusão desta.

A Universidade Estadual do Piauí (UESPI) que me apoiou e concedeu o tempo necessário para a realização do Curso.

À Professora Dra. Lidriana de Souza Pinheiro por sua amizade desde a graduação, no mestrado e agora no doutorado. Agradeço ainda por suas valiosas contribuições à minha pesquisa desde a qualificação. Além das palavras de apoio sempre pronta a ajudar no que fosse necessário.

À Professora Dra. Maria Ozilea Bezerra Menezes por suas valiosas contribuições à minha pesquisa na qualificação e ainda pelas palavras de incentivo, e aos professores Dr. Luis Parente Maia e Alexandre Medeiros de Carvalho por suas valiosas contribuições no exame de qualificação.

Ao Curso de Doutorado em Ciências Marinhas Tropicais do Instituto de Ciências do Mar-LABOMAR representado pelos professores Prof. Dr. Tito Lotufo, Prof. Dr. Rodrigo Maggioni, Prof. Dr. Luis Drude de Lacerda que foram os coordenadores do curso durante minha passagem. Sou grato também aos professores das disciplinas as quais fui aluno (Prof. Dr. Rivelino Cavalcante, Prof. Dr. Luis Parente, Prof. Dr. Luis Drude de Lacerda, Profa. Dra. Rozane Marins; Profa. Dra. Cristina Rocha-Barreira, Profa. Dra. Vânia Melo, Profa. Dra. Maria Odete Moreira, Profa. Dra. Loreci Lehugeur (*In memoriam*), Prof. George Satander, Prof. Dr. Jeovah Meireles, Prof. Dr. Norberto Horn Filho, Prof. Dr. Orangel Aguilera, Profa. Dra. Vanda Claudino-Sales) pelas contribuições e ensinamentos, bem como a todos os funcionários (Cida, Maria Goretti Nunes, Isabela Abreu, Nadsa, Gonzaga, Paulo Ferreira Gomes, Rosângela, dentre outros) pelo auxílio, amizade e cordialidade.

Ao LGCO (Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica da Universidade Estadual do Ceará) pelo apoio logístico dado durante todos esses anos de pesquisa, fornecendo equipamentos e espaço para o tratamento das análises.

Aos colegas do Curso de Mestrado e Doutorado em Ciências Marinhas Tropicais do Instituto de Ciências do Mar-LABOMAR onde nos tornamos uma grande família: Adriana Nascimento, Aline Castro, Aline Ferreira, Alvarenga (*In Memoriam*), Ana Flávia Pantalena, Breno Costa, Buda, Cecília Coalres, Daniele Monteiro, Davi, Deyse Azevedo, Edirsana Carvalho, Eduardo Feitas, Edvar, Glaciane, Ismália Dias, Kátia de Júlio, Khaterine Choi-Lima, Kcrishna Vilanova, Liana Queiroz, Lucas Buruaem, Marcionília, Mariana Navarro, Mario Godoy, Miguel Sávio, Pedro Carneiro, Ricardo, Talita Maia, Tallita Tavares, Tatiana, Tatiane, Wilson Franklin Jr., pelo companheirismo e amizade durante esses quatro anos. Se faltou alguém, por favor me perdoem.

Aos colegas do LGCO, em especial à Marisa Moura, Patrícia Luz e Guilherme Adler, que também me auxiliaram nos trabalhos de campo, análises laboratoriais e tratamento dos dados. A participação deles foi essencial para a concretização desta pesquisa. Pessoas as quais sempre terei gratidão. Agradeço ainda o apoio e companheirismo dos colegas Renan Guerra, Eduardo Lacerda, Renan Lima, Raquel Soares, Mariana

Aquino, Mariana Navarro, Glaciane, João Capistrano, Gustavo, Carlos Farrapeira, Maciel Moura, André Lima, Cleuton Almeida, Luciano de Paula, Mailton Nogueira).

Aos amigos e colegas de trabalho na UESPI que sempre me apoiaram: Suzete Feitosa, Joana Aires, Irlane Abreu, Maria Tereza, Irene Bezerra, Livânia Oliveira, Sobrinho, Jorge Martins, Josafá Ribeiro, Afonso Campelo, Elisabeth Baptista, Débora Virgínia, Liége Moura, Egnaldo Belo. Em especial agradeço à Suzete Feitosa, Joana Aires e Irlane Abreu que deram muito apoio a mim e minha família quando estive distante.

Aos amigos Gilfersan Coimbra e Jesus Viveiros que ajudaram arduamente em campo, bem como por suas amizades, companheirismo e auxílio. Ao amigo Gilsan (pai do Gil) pela acolhida em Parnaíba em dias de campo.

Ao amigo Fred, que me ajudou no tratamento de imagens e mapas. E aos amigos João Paulo Portela e Abner Cordeiro sempre dispostos a ajudar e que me incentivaram bastante nessa reta final. A todos os amigos que as vezes distantes também me apoiaram como Raquel Lemos, Hélio Ximenes, Rony, Francisca (Fran), que também tiveram sua parcela de contribuição e por suas sinceras amizades.

Ao amigo Aloísio Araújo, sempre à disposição, e que forneceu dados de ondas do Porto do Pecém para a pesquisa.

Ao laboratório de dinâmica costeira, coordenado pelo do Prof. Luis Parente que concedeu algumas imagens da área, bem como o Técnico Gleidson Gastão que providenciou a seleção e gravação das mesmas.

A CPRM (Serviço Geológico do Brasil) que disponibilizou a base geológica da área, na pessoa do meu velho amigo Guilherme Marques.

À SEMAR, Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos do Piauí, que disponibilizou imagens aéreas, e em especial à Geone Borges.

À Embrapa Meio Norte na pessoa do Sr. Francisco José de Seixas Santos (Coordenador Técnico da UEP-Parnaíba) pelo fornecimento de dados climatológicos da região.

Aos meus velhos e novos alunos que torceram e me incentivaram ao longo da realização da pesquisa.

Obrigado.

RESUMO

A planície costeira do Estado do Piauí (situada no nordeste setentrional do Brasil) está inserida numa paisagem costeira marcada por uma variedade de feições geomorfológicas distintas, praias arenosas baixas, recifes de arenito, sistemas estuarinos e marinhos complexos, lagoas costeiras, planícies de marés, esporões arenosos, extensos campos dunares, planície deltaica dentre outras. Estas feições são resultantes da ação conjugada de ondas, correntes costeiras, ação fluvial, variações do nível do mar e fatores climato-meteorológicos que, ao longo do tempo geológico, permitiram a essa paisagem costeira tal configuração. Essa área integra ainda parte da Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba e tem extensão de aproximadamente 66 km abrangendo os municípios de Cajueiro da Praia, Luís Correia, Parnaíba e Ilha Grande de Santa Isabel. Essa área merece destaque por sua importância socioeconômica e ambiental em função da diversidade de ambientes naturais que ali se encontram subsidiando a execução de atividades como a pesca artesanal, a extração mineral, a aquicultura, a urbanização, o turismo dentre outras. A presente tese aborda a dinâmica morfológica e costeira atuante nas praias oceânicas da planície costeira piauiense e discute as variáveis que comandam os processos costeiros atuantes, tendo como objetivo primordial levantar e discutir a relação entre o comportamento destas variáveis e as formas de intervenção humana. Para o desenvolvimento da pesquisa, inicialmente, foram levantadas informações da área (mapas, cartas, relatórios, documentos e pesquisas diversas). Em seguida foram delimitadas células para monitoramento (em quatro campanhas anuais, durante dois anos) onde ocorreu a realização de perfis topográficos, coleta e análise de sedimentos, levantamento de dados do clima de ondas, identificação de indicadores da variação do nível do mar na região e identificação de indicadores de vulnerabilidade à erosão costeira. Com base nos dados de hidrodinâmica, sedimentologia e morfologia foram aplicados quatro parâmetros de classificação morfodinâmica (Ômega e RTR, Delta, Índice de Praia, Parâmetro de Medida de Arrebentação). As diferentes classificações morfodinâmicas denotaram a predominância de estágios intermediários para as praias piauienses, geralmente de tendência à praias dissipativas com presença de bancos e barras submersas. Os parâmetros que mais se aproximaram à realidade das praias piauienses foram o Ômega associado ao RTR e o parâmetro Delta, tendo em vista que os outros parâmetros fazem a integração de praias intermediárias diferenciadas em um mesmo grupo. Pode-se afirmar que a área apresenta muitos indicadores de vulnerabilidade à erosão, no entanto estes geralmente têm causas associadas a condicionantes naturais. Verificou-se que 50% das praias do litoral do Piauí são de alto risco à erosão associadas a causas naturais; 40,9% é classificada com de médio risco a erosão, compondo as praias de baixa ocupação e uso sazonal; 4,5% que apresenta muito baixo risco à erosão, que representa as praias mais isoladas, e 4,5% que já apresenta muito alto risco a erosão associadas a fatores antrópicos, havendo ainda contribuição dos fatores naturais, sendo necessária, breve tomada de decisão para a mitigação do processo. O comportamento do fluxo de sedimentos na região e a configuração da costa denotam que a área representa em geral um “sumidouro” para os sedimentos litorâneos. As praias situadas na porção Oeste (Ilha Grande), junto à frente deltáica recebem influência da descarga do rio Parnaíba, havendo acresção da extensão do perfil transversal da praia e aumento do volume no perfil longitudinal. As taxas de variação da linha de costa entre 1987 e 2010 mostraram variações ocorrentes principalmente nas desembocaduras fluviais e junto a pontais rochosos ou recifes. Mas processos erosivos associados à ação humana, juntamente à suscetibilidades naturais da área já são observados nas Praias de Coqueiro e Pedra do Sal, com danos a estruturas urbanas. Assim, mesmo havendo predominância de causas naturais para os indicadores de vulnerabilidade a erosão é preciso que haja o ordenamento do crescimento e desenvolvimento da região de modo que se almeje o desenvolvimento equilibrado respeitando as suscetibilidades do ambiente costeiro.

Palavras-chave: Morfodinâmica. Erosão costeira. Indicadores de vulnerabilidade.

ABSTRACT

Coastal plain of Piauí State (located in the Brazil northeast) is a landscape coastal composed by variety of geomorphological distinct features as low sandy beaches, sandstone reefs, estuarine and marine complexes systems, coastal lagoons, tidal plains, sandy spits, extensive sand dunes, deltaic plain and others features. These features result of the combined action of waves, coastal currents, fluvial action, sea level variation and climatic and meteorological factors that over geological time left printed this setting on coastal landscape. This area also includes part of the Delta do Parnaíba Environmental Protection Area with a length of approximately 66 km covering the municipalities of Cajueiro da Praia, Luís Correia, Parnaíba and Ilha Grande de Santa Isabel. This area deserves attention for its environmental and socioeconomic importance because of the natural diversity environments that allowing the execution of many activities such as fishing, mineral extraction, aquaculture, urbanization, tourism and others. This thesis debate about the coastal and morphological dynamics on the Piauí coastal plain beaches. Discuss the variables that control the active coastal processes, with the primary objective understand of the relationship between this variables behavior and human interventions forms. To develop the research were initially raised area information (maps, charts, reports, documents and researchs). Then were defined monitoring cells (where were realized four campaigns per year for two years) which topographical profiles, collection and analysis of sediments, collection of wave climate data, identifying of sea level change indicators and identifying of vulnerability to coastal erosion indicators. Based on the hydrodynamics, sedimentology and morphology data were applied four morphodynamics parameters classification (RTR and Omega, Delta, Beach Index, Surf Scale Parameter Measurement). The different morphodynamic ratings denote the predominance of intermediate stages to the Piauí beaches generally trend to dissipative beaches with submerged banks and bars. RTR and Omega and Delta parameters were the parameters that most came closer to reality Piauí beaches. In the use of other parameters occurred the integration of differentiated intermediate beaches in the same group. This area presents many indicators of vulnerability to erosion, however these usually have causes associated by natural constraints. 50% of Piauí coastal beaches are high risk to erosion associated with natural causes. 40.9% are classified as medium risk erosion which as the beaches of low occupancy and seasonal use. 4.5% has very low erosion risk, which is more secluded beaches and 4.5% who already has very high erosion risk associated with anthropogenic factors with natural factors contribution. So brief process mitigation decisions is necessary. Behavior of sediment flow in the coast region and setting denotes that the area is usually a "sink" for coastal sediments. The beaches located in the Western portion (Ilha Grande), near the front delta receive influences the Parnaíba river discharge, with accretion of the extent of cross-section of the beach and increased volume in longitudinal profile. The rates of change of the coastline between 1987 and 2010 showed variations occurring mainly in river mouths and along the reefs or rocky spits. But erosion associated with human activities along the area's natural sensibilities are already observed in the Coqueiro and Pedra do Sal beaches, with damage to urban structures. So even with predominance of natural causes for indicators of vulnerability to erosion there must be spatial growth and development of the region so that we pursue balanced development respecting the sensitivities of the coastal environment.

Keywords: Morphodynamics. Coastal erosion. Vulnerability indicators.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
2	CONCEPÇÕES TEÓRICAS SOBRE A ZONA COSTEIRA E PROCESSOS COSTEIROS.....	22
2.1	ZONA COSTEIRA: ESTRUTURA, DEFINIÇÕES E PROCESSOS.....	22
2.1.1	Ondas, correntes e marés.....	24
2.2	EVOLUÇÃO DAS ZONAS COSTEIRAS.....	29
2.3	PRAIAS ARENOSAS: COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO E PROCESSOS ASSOCIADOS.....	36
2.4	CONSIDERAÇÕES SOBRE A EROÇÃO E VULNERABILIDADE COSTEIRA.....	50
2.4.1	Erosão costeira: definições, tipologia e sua relação com as ações humanas no litoral.....	50
2.4.2	Vulnerabilidade de praias arenosas à erosão costeira.....	55
2.4.3	Considerações sobre as preocupações com a zona costeira no Brasil.....	58
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	63
3.1	ASPECTOS CLIMATO-AMBIENTAIS.....	64
3.2	- A MORFOESTRUTURA (ARCABOUÇO GEOLÓGICO).....	64
3.3	- DINÂMICA MARINHA NO AMBIENTE COSTEIRO.....	65
3.3.1	- Análise morfodinâmica.....	66
3.4	- SEDIMENTOLOGIA.....	68
3.4.1	- Análise dos cálculos estatísticos.....	70
3.5	- A VARIAÇÃO À CURTO E MÉDIO PRAZO DO DEPÓSITO PRAIAL.....	72
3.6	- FORMAÇÃO DO RELEVO COSTEIRO E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO LITORAL PIAUIENSE.....	73
3.7	- LEVANTAMENTO DOS TRECHOS SUSCETÍVEIS À EROÇÃO.....	74
3.8	- ANÁLISES DE DADOS SECUNDÁRIOS PROVENIENTES DO GEOPROCESSAMENTO E SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (INTERPRETAÇÃO DE SATÉLITE E IMAGENS AÉREAS).....	74
3.8.1	- Recursos técnicos utilizados e procedimentos de análise espacial.....	75
3.9	- A VULNERABILIDADE DA COSTA À EROÇÃO.....	77
4	ASPECTOS CLIMÁTICOS, GEOLÓGICOS E GEOAMBIENTAIS.....	79
4.1	- ASPECTOS FÍSICO-AMBIENTAIS E SEUS FATORES CONDICIONANTES.....	79
4.2	- A MORFOESTRUTURA CONTINENTAL: A PROVÍNCIA PARNAÍBA E	90

A BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA.....	
4.2.1 A morfoestrutura regional: Geologia da planície costeira do Piauí.	98
5 ASPECTOS EVOLUTIVOS DO RELEVO COSTEIRO E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO LITORAL PIAUIENSE.....	111
6 DINÂMICA EÓLICA NO LITORAL PIAUIENSE.....	131
7 ONDAS, MARÉS E CORRENTES ATUANTES NO LITORAL PIAUIENSE...	140
7.1 - AS ONDAS.....	140
7.2 - AS MARÉS.....	149
7.3 - A CORRENTE LONGITUDINAL	151
8 VARIAÇÃO À CURTO E MÉDIO PRAZO DO PERFIL DE PRAIA	153
8.1 A VARIAÇÃO INTERANUAL DO PERFIL DE PRAIA.....	153
8.2 A VARIAÇÃO VOLUMÉTRICA DE SEDIMENTOS NA PRAIA.....	184
9 MORFODINÂMICA DAS PRAIAS DO LITORAL DO PIAUI.....	186
10 USO E OCUPAÇÃO DO LITORAL PIAUIENSE E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS EROSIVOS COSTEIROS.....	202
10.1 - ANTECEDENTES HISTÓRICOS.....	202
10.2 - ASPECTOS DEMOGRÁFICOS DO LITORAL DO PIAUÍ NA ATUALIDADE.....	205
10.3 – OS INDICADORES DE VULNERABILIDADE A EROÇÃO COSTEIRA E O COMPORTAMENTO DA LINHA DE COSTA.....	211
CONCLUSÕES.....	218
REFERÊNCIAS.....	225
LISTAS.....	240

1 - INTRODUÇÃO

A zona costeira compõe porção do território de extrema importância para a maioria dos países costeiros de forma geral, e há, por conseguinte, preocupações com o futuro dessa área, pautada principalmente no estado dos recursos naturais que a compõe e que são o suporte de vida e de oportunidades de desenvolvimento econômico para as sociedades costeiras (CLARK, 1994). Para Carter & Woodroffe (1994) isso se dá pelo fato do litoral ser uma interface entre a terra e o oceano que sofre mudanças muito rapidamente e onde vive grande parte da população mundial. Dessa forma as costas estão sob a ameaça de uma variedade de impactos naturais e antropogênicos, tais como o clima ou a mudança do nível do mar.

O litoral do Estado do Piauí, inserido numa paisagem costeira geológica recente no nordeste setentrional do Brasil, é marcado por uma variedade de feições geomorfológicas distintas, praias arenosas baixas, recifes de arenito, sistemas estuarinos e marinhos complexos, lagoas costeiras, planícies de marés, esporões arenosos (*spits*), extensos campos dunares, planície deltaica dentre outras, são resultantes da ação conjugada de ondas, correntes costeiras, ação fluvial e outros fatores climato-meteorológicos que, ao longo do tempo geológico, permitiram à paisagem costeira do Piauí tal configuração. Somam-se a esses fatores as variações do nível do mar durante o Quaternário e as interferências antrópicas no Quaternário-Tecnógeno.

Assim, a área de estudo compreende a planície costeira do Estado do Piauí (Figura 1) e integra parte da Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba tendo uma extensão de aproximadamente 66 km. Com praias arenosas dispostas (no sentido E-W) em quatro municípios: Cajueiro da Praia, Luís Correia, Parnaíba e Ilha Grande de Santa Isabel (Tabela 1).

Este trecho do litoral do nordeste brasileiro merece destaque pela importância sócio-econômica e ambiental que representa principalmente para o Estado do Piauí, apesar de ser um litoral pouco extenso (cerca de 66km). Outro fato que denota sua relevância é a diversidade de ambientes e sistemas naturais que ali se encontram e que subsidiaram, nas últimas décadas, a execução de atividades sociais e econômicas importantes como a pesca artesanal, a extração mineral de sal, a aquicultura, a urbanização, o turismo dentre outras.

Figura 1 – Localização da área de estudo: Planície costeira do Estado do Piauí.



Tabela 1: Municípios e praias da planície costeira do Estado do Piauí.

Município	Topônimo
Cajueiro da Praia	Praia do Mangue (praia fluvial e marinha junto à foz do rio Ubatuba) Praia da sede de Cajueiro da Praia Praia do Morro Branco Praia do Sardim Praia de Barrinha Praia de Barra Grande Praia da Ponta do Anel (até à foz dos rios Cardoso/Camurupim)
Luís Correia	Praia do Macapá (a partir da foz dos rios Cardoso/Camurupim) Praia de Maramar Praia de Carnaubinha Praia do Arrombado Praia de Itaqui Praia do Coqueiro Praia de Barro Preto Praia de Peito de Moça Praia de Atalaia, antes chamada de Praia da Amarração (até à foz do rio Igarapu)
Parnaíba	Praia das Ostras, antes chamada de Praia do Leão (a partir da foz do rio Igarapu) Praia da Eólica, antes chamada de Praia do Velho Mendes
Ilha Grande de Santa Isabel	Praia da Pedra do Sal Praia do Cotia Praia do Maceió Praia da Barra das Canárias (na foz do Parnaíba)

Verificam-se ao longo da área proposta, transformações significativas nos sistemas naturais, ora em virtude do desenvolvimento acelerado de algumas dessas atividades, ora pelo declínio de outras, e ora pela inobservância às potencialidades e suscetibilidades inerentes aos ambientes que compõe a zona costeira.

Desse modo variações nessas atividades (indo de apogeu ou modismo até o declínio) imprimem marcas e deixam vestígios no ambiente costeiro e alteram de forma significativa a paisagem costeira. A pesca artesanal, por exemplo, que foi sobrepujada às outras atividades socioeconômicas como o turismo, a urbanização e o comércio. Desse modo, em poucas décadas “as velas das jangadas nas praias cederam lugar às pipas do kitesurf”. A praias vão dando espaço para as mais diversas construções e atividades, reflexos da supervalorização dos espaços costeiros principalmente pela urbanização (hotéis, pousadas, segundas residências e outras).

Para justificar a relevância ambiental desse trecho do litoral brasileiro considera-se ainda que a ocorrência de condições ambientais ímpares fazem dessa área berçário e habitat de várias espécies como do peixe-boi, tartarugas e cavalos marinhos. Igualmente, desenvolve-se na porção Oeste da área (nas ilhas de sedimentação deltaica) complexa vegetação de mangue e vegetação pioneira que permite outra série de relações ecológicas entre flora e fauna do ambiente deltaico.

Seguindo esse raciocínio, e considerando os potenciais e atributos da referida área, a ocupação e o processo de desenvolvimento de atividades sociais e econômicas sem o diagnóstico prévio da capacidade de suporte dos ambientes utilizados, representa o comprometimento da qualidade destes.

Portanto, a zona costeira do Estado do Piauí que compreende parte do Baixo Parnaíba (incluindo seu delta), tornou-se alvo de interesses diversos que alteram as condições de uso e ocupação até então ocorrentes. Por conseguinte, com o crescimento da ocupação dessa área, a intensificação das formas de uso é reflexo singular que irá representar um panorama com tendências degradacionais com o comprometimento inicialmente do patrimônio natural, e em segundo momento o social e econômico.

Isto posto, e agindo no sentido de garantir a sustentabilidade das ações em desenvolvimento, foi que a União elegeu essa área como prioritária para proteção criando em 1996 a Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba por meio do Decreto de 28 de agosto de 1996, abrangendo uma área aproximada de 313.800ha, localizada nos Municípios de Luís Corrêa, Morro da Mariana e Parnaíba (no Estado do Piauí); Araióses e Tutóia (no Estado do Maranhão); Chaval e Barroquinha (no Estado do Ceará), e nas águas jurisdicionais, com o objetivo de:

- I - proteger os deltas dos rios Parnaíba, Timonha e Ubatuba, com sua fauna, flora e complexo dunar;*
- II - proteger remanescentes de mata aluvial;*
- III - proteger os recursos hídricos;*
- IV - melhorar a qualidade de vida das populações residentes, mediante orientação e disciplina das atividades econômicas locais;*
- V - fomentar o turismo ecológico e a educação ambiental;*
- VI - preservar as culturas e as tradições locais.*

O decreto de implementação da APA do Delta do Parnaíba exigia a elaboração do Zoneamento Ecológico-Econômico (ZEE) para a área, sendo o mesmo iniciado com um Plano Piloto no ano de 2000, com o objetivo de subsidiar a elaboração de planos, programas e projetos e propor alternativas aos tomadores de decisão, permitindo a coleta, sistematização, análise e disponibilização de um conjunto de informações sobre a natureza e a sociedade. Assim, as atividades e projetos em desenvolvimento na região almejavam ocorrer de forma integrada, se evitando a sobreposição de ações e dispersão de esforços.

Em 16 de novembro de 2000 é criada também a Reserva Extrativista Marinha do Delta do Parnaíba nos Municípios de Ilha Grande de Santa Isabel –

antigo Morro da Mariana (Estado do Piauí), Araióses e Água Doce (Estado do Maranhão), com uma área aproximada de vinte e sete mil, vinte e um hectares com o objetivo de garantir a exploração auto-sustentável e a conservação dos recursos naturais renováveis tradicionalmente utilizados pela população extrativista da área. Entretanto, a legislação por vezes tem sido subjugada a interesses, no mínimo, dubitáveis.

A zona costeira em questão, como todas as outras, está subjugada aos processos dinâmicos que são compostos pelas ações dos agentes de transporte, erosão e deposição, tendo como causas originais a variação do nível do mar (relacionada diretamente com as variações climáticas), a corrente de deriva litorânea, a influência das marés, o comportamento climático, a ação eólica e, principalmente, a ação antrópica. Este último é vetor que muito influencia na configuração da zona costeira de forma geral, e na morfologia praias, visto que a susceptibilidade desse ambiente à ação humana é relativamente elevada.

Para Maia et al. (1998), a implementação de uma política de gestão da zona costeira eficaz envolve a busca de um equilíbrio entre tais formas de usos e os recursos costeiros. Isto é porque, em geral, qualquer política aplicada na zona costeira implica na utilização de recursos que podem não ser renováveis. Por isso, interferências como a realização de construções desordenadas ou obras de engenharia nas áreas de influência das marés; ocupação e degradação de dunas; construções de barragens nos sistemas fluviais (que bloqueiam o aporte de sedimentos para o litoral); intensa exploração de recursos minerais, causam uma infinidade de impactos negativos, posto que é bastante complexa a dinâmica da zona costeira.

Tal dinâmica se reflete na vulnerabilidade da praia que, de acordo com Pinheiro et al. (2001), é uma associação integrada dos fluxos de energia existentes entre o conjunto da energia, geometria, material da praia, o grau de urbanização e de intervenções na zona costeira. Dentre os impactos advindos da interação dessa gama de processos está principalmente a mudança no padrão de resiliência do sistema praias, deixando a área mais vulnerável aos processos erosivos, bem como suscetível a possíveis mudanças na linha de costa, o que compromete as estruturas urbanas e afeta o desenvolvimento socioeconômico e a qualidade ambiental.

Assim, uma das principais consequências das atividades humanas intervenientes verificada na zona costeira é transformação desta em área vulnerável à erosão com mudanças na linha de costa em função de dois fatores principais:

- a dinâmica intrínseca do próprio sistema costeiro, entendida aqui como a “dinâmica costeira” englobando todos os seus processos (hidrodinâmicos, climáticos, e morfodinâmicos), e
- processos antropogênicos de uso e ocupação dos espaços costeiros sem a correta compreensão da “dinâmica costeira”.

Outro fato relevante é que muitos dos cursos fluviais de drenagem exorréica, situados na porção leste da área, apresentam desembocadura com morfologia peculiar. Geralmente são cursos fluviais que convergem para um ponto comum e apresentam uma desembocadura única formando sistemas estuarinos como o Timonha/Ubatuba, Cardoso/Camurupim. Já a porção oeste da área apresenta desembocaduras múltiplas formando o Delta propriamente dito. Verificou-se ainda que a área apresenta forte indicativo quanto aos processos de migração de suas embocaduras; processo de erosão e remodelagem costeira na Praia de Pedra do Sal à montante do promontório de nome homônimo (na Ilha Grande da Santa Isabel-PI) com prejuízo sobre as estruturas costeiras; reabilitação de praias e interferências significativas na alimentação sedimentar da localidade de Coqueiro (Luis Correia-PI) bem como processos de requalificação de trechos do litoral como ocorre na Praia de Atalaia (o que aumenta consideravelmente o fluxo local).

Além disso, o desenvolvimento das atividades humanas (extração mineralógica em campos dunares, praias, aluviões e lagoas costeiras; a especulação imobiliária e exploração turística, bem como o uso e ocupação inadequados) representam o comprometimento e a destruição de importantes ecossistemas que interagem de forma significativa na dinâmica costeira.

Fatores estes que reforçam a necessidade de compreender melhor a dinâmica costeira que rege o litoral da APA do Parnaíba em território piauiense, de modo que sejam elencadas e utilizadas variáveis úteis à tomada de decisão para o uso e ocupação no litoral.

Desse modo a razão de se estudar a referida área está pautada, inicialmente, pela relevância natural, social e econômica que a mesma tem para a sociedade como um todo. E, mais especificamente por apresentar uma série de indagações que trazem a inquietude ao espírito investigativo, pois há ainda muito a ser estudado acerca do litoral onde está inserido o Delta do Parnaíba.

Assim, ao levantar informações sobre os estudos realizados na área detectou-se uma escassez de pesquisas - no sentido estrito - para este trecho do litoral brasileiro (mesmo considerando a importância denotada em diversos documentos que realçavam suas características peculiares), sobretudo acerca do comportamento da dinâmica da natureza na elaboração e transformação da interface oceano-continente, ou seja, na dinâmica da linha de costa e comportamento da face praial.

Logo, a discussão da presente tese se faz sobre a “dinâmica morfológica e costeira atuante nas praias oceânicas do litoral piauiense”. Tal discussão traz ainda à tona a compreensão dos elementos e fatores naturais que conduzem a dinâmica costeira da área, e de que maneira as ações gestoras têm considerado as peculiaridades dessa dinâmica. Nesse ínterim, na compreensão dos processos que engendram a dinâmica costeira da área é importante considerar escalas (temporais e espaciais) diferenciadas em função de cada um dos elementos ou fatores postos em discussão podem expressar comportamentos variados em função dos períodos e áreas de análise.

A presente pesquisa parte da tese de que “as ações humanas têm negligenciado a dinâmica costeira da região, em função da carência de dados seguros sobre o comportamento dos processos costeiros e suas variáveis” (mesmo com a existência de diretrizes e instrumentos normativos que apontam a mais de uma década, a necessidade da realização de pesquisas na área).

Portanto, a meta delineada para o desenvolvimento desta tese é identificar quais são as variáveis que comandam os processos costeiros atuantes, e quais delas são as mais relevantes para a gestão da área, de modo que estas sejam entendidas como primordiais para a tomada de decisão das ações gestoras na zona costeira estudada. Além disso, o conhecimento da dinâmica costeira da área e a identificação de tais variáveis permitirão esclarecer se as alterações costeiras, como a variação na linha de costa, verificada em algumas das áreas do litoral

citado, tem relação com as atividades humanas presentes e como ocorre tal relação.

Parte-se ainda do entendimento que a compreensão dessas variáveis perpassa análises que vão desde a caracterização dos aspectos físico-ambientais e suas ações condicionantes, e as classificações do litoral estudado (sob o aspecto morfodinâmico, dos níveis de ocupação e vulnerabilidade aos processos costeiros), o levantamento de fontes de suprimento de sedimentos etc.

Para tanto, foram levantadas e discutidas variáveis condicionantes da dinâmica costeira, que são reconhecidamente utilizadas no meio acadêmico e técnico como subsídio para às ações gestoras. Tais variáveis são aqui analisadas sob o ponto de vista integrado permitindo que seja feito um confronto entre tais variáveis. Assim acredita-se que esse confronto permitiu afirmar a presente tese. Mas como saldo, este trabalho traz ainda todo um levantamento de dados que servirá de base para pesquisas subsequentes ou como ferramenta que auxilie a gestão dos espaços costeiros da região.

Por conseguinte, estudos que buscam compreender a dinâmica do litoral em seus mais diversos aspectos (hidrodinâmica, morfodinâmica, comportamento climático e processos associados) e que caracterizam áreas e indicam suas adequadas utilizações tem justificativa dada em função da necessidade de se harmonizar os interesses humanos com a proteção do ambiente. Isso exige, portanto, planejamento, programação e execução de ações bastante particulares, que considerem as propriedades intrínsecas de cada ambiente para o seu correto uso e manejo. Com isso almeja-se a melhoria da qualidade de vida da população local, proteção do seu patrimônio ambiental, histórico-cultural e econômico, além de permitir o aprofundamento de pesquisas sobre o tema para a região.

As discussões sobre a erosão costeira, vulnerabilidade e morfodinâmica do litoral do Estado do Piauí (tema da presente pesquisa) tiveram como base teórica os trabalhos referentes à temática que versa sobre os impactos socioambientais no litoral; a erosão costeira, sua tipologia mensuração e processos associados; a sedimentologia e suas contribuições em relação à dinâmica das zonas costeiras, além de outros temas que interagem com a questão proposta como o planejamento e gestão em zonas costeiras; dinâmica populacional na zona costeira; a meteorologia e clima da região; geologia e geomorfologia costeira, dentre outros.

1.1 HIPÓTESE

A planície costeira do Estado do Piauí que integra parte da Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba tem passado por diversas intervenções em função das atividades humanas. Por conseguinte, a execução de muitas dessas atividades tem representado o comprometimento dos recursos naturais costeiros ou alterações na qualidade ambiental da área, mesmo denotando-se que há legislação específica para as Áreas de Preservação Permanente, bem como para as áreas limítrofes com o oceano. Tal legislação tem o papel de delinear e direcionar as ações e políticas públicas da área, mas por várias vezes as atividades ocorrem sem planejamento ou manejo adequados, passando despercebidas pelos órgãos fiscalizadores e/ou gestores, denotando a despreocupação com a área.

Portanto, pautando-se nessa exposição e na vivência da área de estudo apresenta-se aqui a hipótese de que a planície costeira do Estado do Piauí representa uma unidade de paisagem que mesmo sem apresentar grande ocupação já apresenta indicativos de tensão ambiental no que se refere à erosão costeira, e por isso pretende-se elucidar as causas desses indicativos. Considera-se ainda que o desenvolvimento das atividades humanas sem o devido acompanhamento e execução de planos de manejo trará a intensificação das alterações ambientais no ambiente costeiro.

As mudanças e alterações resultantes das formas de uso da planície costeira estão trazendo diversos impactos de forma negativa, como o aprisionamento de sedimentos com o desenvolvimento da urbanização em áreas de influência das marés; a poluição por resíduos sólidos nas faixas de praia e pós-praia; contaminação das águas superficiais e subsuperficiais dos recursos hídricos da região, dentre outros.

Tais problemas geralmente estão associados à falta de conhecimento acerca do comportamento (dinâmica) dos ambientes que compõe a planície costeira, seja por parte de usuários ou proprietários (de forma geral), bem como à falta de fiscalização por parte dos órgãos competentes, e carência de políticas públicas e diretrizes eficientes para se fazer cumprir a legislação vigente.

1.2 OBJETIVOS

Com base nas considerações apresentadas o objetivo geral do trabalho é levantar e discutir o comportamento das variáveis que comandam os processos costeiros atuantes nas praias oceânicas da planície costeira do Estado do Piauí, no intuito de compreender a relação destes com as formas de intervenção humana e os indicadores de erosão da área.

Desse modo, o presente objetivo se subdivide nos seguintes:

- Levantar os aspectos físico-ambientais que influenciam ou interferem no comportamento da dinâmica costeira da área, considerando principalmente papel do clima com análise sobre a pluviometria e comportamento eólico;
- Conhecer a morfoestrutura (geologia) e morfoestrutura (geomorfologia), enquanto fatores condicionantes e limitantes dos processos costeiros;
- Verificar o comportamento dos processos condicionantes da morfologia costeira, abordando ondas, marés e correntes;
- Apresentar um panorama evolutivo da região no Quaternário considerando ainda o papel da variação do nível do mar na configuração desse ambiente, usando para isso indicadores;
- Verificar a variação à médio e curto prazo do depósito praiial tendo por base as escalas **Decadal** (por meio da análise da variação da linha de costa, com o uso de imagens aéreas ou de satélite) e **Intraanual** (por meio da realização dos perfis de praia e verificação de quais são as componentes, elementos, reações ou ações que controlam a variação do perfil), permitindo ainda conhecer o volume de sedimentos transportado na faixa de praia;
- Caracterizar a sedimentologia da área, que dará base para a aplicação dos modelos de classificação dos estágios morfodinâmicos;
- Aplicar e comparar diferentes modelos de classificação morfodinâmica para as praias estudadas e identificar os parâmetros mais indicados para a região;
- Identificar, com base nas análises realizadas e sua hierarquização, os trechos mais vulneráveis à erosão na área, bem como a relação das variáveis utilizadas no trabalho com a intervenção humana;
- Propor medidas e ações, no âmbito político-administrativo, voltadas para a gestão adequada com vista ao planejamento e gestão ambiental regional que considere as suscetibilidades da área.

1.3 ORGANIZAÇÃO DA TESE

No intuito de organizar a apresentação do conteúdo, o presente trabalho encontra-se subdividido em três partes, podendo ser assim descritas:

Na primeira parte do trabalho, é apresentada uma descrição do quadro natural da planície costeira do Estado do Piauí, com foco principalmente nos processos climáticos e ambientais associados, sendo essa descrição fundamental para a compreensão da dinâmica particular da área como um todo.

Tendo em vista a necessidade de compreender o papel a ação, a intensidade e as consequências dos agentes morfoestruturais e morfogênicos, em face de sua importância geomorfológica e socioambiental, são apresentados, na segunda parte do trabalho, levantamentos e interpretações de estudos acerca da área de modo a trazer a compreensão do arranjo morfo-estrutural das unidades geoambientais que compõem a área.

A terceira etapa do trabalho consta de dois outros capítulos. Inicialmente, apresenta-se a evolução da planície costeira do Piauí (com foco no Quaternário), considerando indicadores dispostos na região, bem como dados secundários de pesquisas sobre a região. Essa análise pretendeu demonstrar a distinção evolutiva dessa área em relação a outros setores do litoral setentrional do nordeste. No seguinte capítulo são apresentados um conjunto de variáveis analisadas com base nos levantamentos de campo abordando o comportamento dos ventos; comportamento das ondas, marés e correntes; as variações morfológicas e volumétricas da faixa de praia; a resposta desses processos na morfodinâmica da área (com análise sob a ótica de vários parâmetros). Finalizando a terceira parte, são levantados e discutidos os indicadores locais de vulnerabilidade à erosão, tendo por base as informações produzidas neste trabalho principalmente, de modo que em seguida são propostas sugestões e medidas que possam ser incorporadas aos gestores da região em suas estratégias de planejamento e ordenamento da planície costeira do Estado.

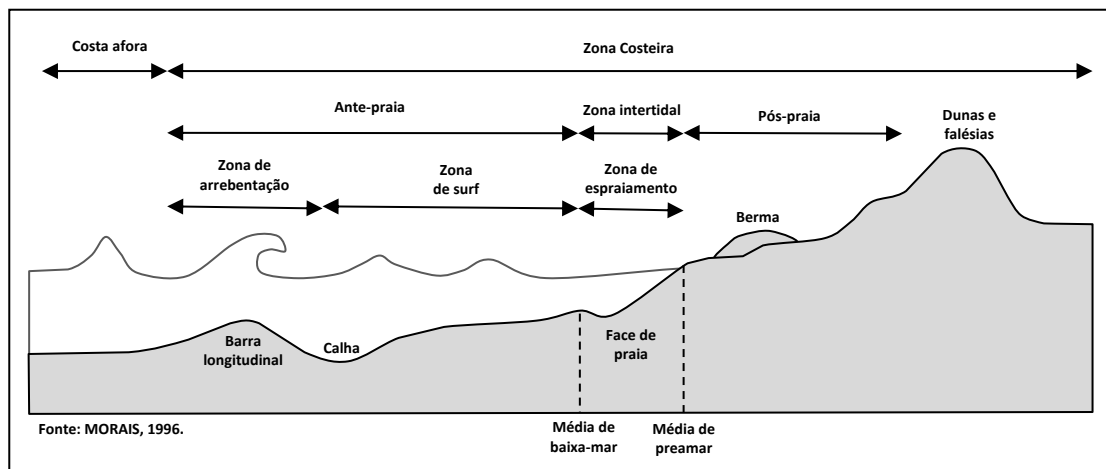
2 - CONCEPÇÕES TEÓRICAS SOBRE A ZONA COSTEIRA E PROCESSOS COSTEIROS.

2.1 - ZONA COSTEIRA: ESTRUTURA, DEFINIÇÕES E PROCESSOS

Em função de diversos profissionais estudarem a zona costeira (oceanógrafos, geógrafos, geólogos, geomorfólogos, biólogos dentre outros) verifica-se a ocorrência de algumas diferenciações na terminologia adotada para as compartimentações da zona costeira. Assim, ora as definições parecem bem claras, e ora elas parecem se sobrepor, gerando por vezes interpretações errôneas pelos diversos profissionais. Some a isso o fato de quê há ainda problemas resultantes de classificações feitas em línguas estrangeiras e que acabam por serem adaptadas para a língua portuguesa (TESSLER & MAHIQUES, 2000).

Nesse sentido adotou-se neste trabalho a nomenclatura utilizada pelos profissionais que estudam esta área sob os aspectos morfológico e hidrodinâmico. Dessa maneira a compartimentação das feições presentes na zona costeira consideram, segundo Morais (1996): a influência das marés, a influência das ondas, e a disposição dos sedimentos no perfil transversal da praia (Figura 2).

Figura 2: Compartimentação das feições presentes na zona costeira considerando a influência das marés, a influência das ondas, e a disposição dos sedimentos no perfil transversal da praia.



Fonte: Morais, 1996.

Ao considerar a **influência das marés**, chama-se de zona de pós-praia (*backshore*) a área acima da influência da maré alta e que somente é atingida pelas ondas de ressaca ou tempestade ou em marés excepcionalmente altas; A zona intertidal ou estirâncio é a parte de litoral que é exposta em maré baixa e subseqüentemente recoberta pelas águas de maré alta; a zona de ante-praia (*foreshore*) é a parte da zona litorânea que está permanentemente coberta de água mas que pode ser em parte descoberta excepcionalmente em maré baixa.

Considerando-se a **influência das ondas**, são definidas também três zonas. A zona de arrebentação, zona de surf e zona de espraiamento. A zona de arrebentação é o local onde as ondas começam a ficar instáveis e se quebram gerando as zonas de surf com ondas menores e que são projetadas para a face de praia gerando a zona de espraiamento (zona de varrido). A zona de surf é a que é gerada como consequência do quebramento das ondas. A zona de espraiamento é a que fica sujeita a ação da subida e descida das águas na praia.

A classificação das zonas litorâneas que considera a **disposição dos sedimentos** leva em conta também a disposição topográfica que é cheia de altos e baixos com a presença de cristas, cordões litorâneos, barras, e que basicamente formam os seguintes elementos dirigindo-se de terra para a água: Falésias e/ou dunas situadas no limite superior da pós - praia. Bermas são elevações planas com mergulho abrupto situadas no início da zona de pós-praia e são resultado da deposição efetuada pelas ondas no limite da zona de espraiamento. Face de praia é a parte do mergulho suave na praia antes da zona de berma.

Quando as praias são de mergulho mais suave podem ocorrer barras de espraiamento que são barras arenosas largas e baixas separadas por depressões que estão paralelas à costa. Estas barras são formadas pelo movimento de sedimentos nas zonas de surf e espraiamento quando estão migrando sobre a praia. Existem ainda as barras longitudinais são formadas além da zona de quebra das ondas e são características da época de inverno quando há uma diminuição da ocorrência de bermas.

As praias são, segundo a definição de Bird (2008), “uma acumulação de sedimentos inconsolidados, tais como areia, cascalho ou pedras, que às vezes podem ficar confinadas ao antepraia mas que frequentemente se estendem até além da zona de espraiamento”. Esse material é constantemente retrabalhado pelos processos costeiros atuantes, as ondas, as marés, os ventos, as correntes

etc. De forma generalizada é nessa interface continente-oceano de extrema dinâmica e fragilidade que se desencadeiam diversos processos que podem representar o comprometimento do ambiente costeiro e principalmente da orla.

2.1.1 - Ondas, correntes e marés

As ondas são a forma da superfície da água, ou seja, uma deformação da superfície de um corpo d' água provocada principalmente pelo vento (Morais, 1996; Moura, 2009), constituindo-se, segundo Muehe (1996) no principal fator de modelagem das zonas costeiras.

Para Moraes (1996) o clima de onda é a caracterização estatística numa base anual de altura de onda, período e direção, para se calcular a energia de onda de um lugar particular. O entendimento do clima de onda juntamente com o balanço praial (entrada, permanência e saída de sedimentos em um prisma de praia) fornece dados necessários para formular e avaliar o suprimento dos sedimentos e ainda fazer considerações sobre a erosão costeira, informações imprescindíveis e básicas para o gerenciamento costeiro. Assim, o clima de espraiamento (McArdle e McLachlan, 1992) representa a relação entre o gradiente da praia, textura do sedimento e clima de ondas (que inclui a medida do período, velocidade, e extensão do espraiamento).

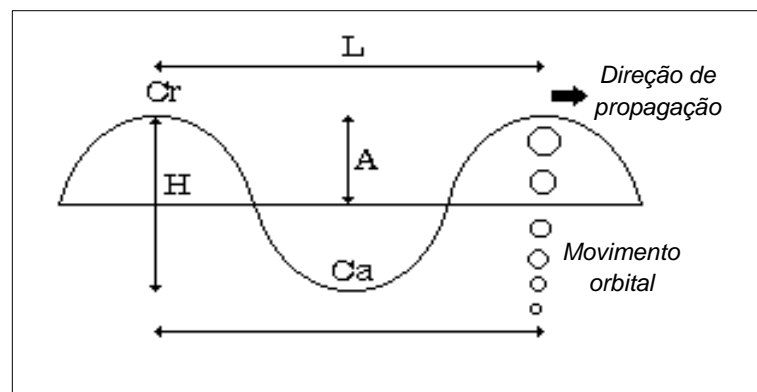
O estudo de ondas aliado ao conhecimento das condições eólicas de uma zona costeira é de fundamental importância uma vez que a força motriz por trás de quase todo processo costeiro é devido às ondas e ao vento (Morais, 1996).

As ondas constituem-se da forma da superfície da água, uma deformação da superfície de um corpo d' água provocada principalmente pelo vento. E de acordo com MORAIS (1996) são o principal fator de modelagem das zonas costeiras, pois ao chegarem à praia geram um movimento resultante chamado corrente longitudinal que realiza o transporte de sedimentos que vai alimentando as faixas de praia das zonas litorâneas. Este fato é corroborado por outros trabalhos como Bird (1984, 2008), Emery (1961), Carvalho et al. (1994), Moura (2012).

O movimento praticamente aparente das águas que compõe a onda resulta da transferência da energia dos ventos para o meio líquido (superfície do mar), sendo esta caracterizada por dois tipos de energia, a potencial e cinética, que são responsáveis, respectivamente, pela forma da onda e pelo movimento orbital desta.

As principais características das ondas (Figura 3) são: **crista (Cr)**, que é o ponto mais alto da onda; **calha** ou **depressão (Ca)**, o ponto mais baixo; **altura (H)**, que é distância vertical entre a crista e a calha; **amplitude (A)**, que mostra o quanto a altura variou, correspondendo metade desta; **comprimento (L)**, distância entre duas calhas ou duas cristas; **período**, que é o tempo necessário para duas cristas passem em um mesmo ponto; **frequência**, que é a variável que quantifica o número de cristas ou calhas que passam em um ponto por segundo, e **esbeltez**, que é a relação existente entre o comprimento da onda e sua altura (MORAIS, 1996). Ao chegar à praia as ondas tentam ajustar-se a morfologia do piso marinho (refração) e geram um movimento resultante (corrente longitudinal), responsável pelo transporte de sedimentos ao longo da costa.

Figura 3: Principais características de uma onda.



Fonte: Adaptado de Morais, 1996.

Portanto, o estudo minucioso das características e do comportamento das ondas é imprescindível para estudar o desenvolvimento morfológico da praia, dado que a área em estudo tem como uma de suas principais características a presença de pontas rochosas e recifes, o que intensifica o processo de refração de ondas, processo este em que as cristas das ondas dobram até ficar paralelas à batimetria à medida que se aproximam da linha de costa, contribuindo para a alteração da topografia da praia, seja gerando erosão ou deposição. Neste último caso, a refração tem sua maior importância, pois é responsável pelo transporte de sedimentos em deriva litorânea (MORAIS, 1996).

A dimensão das ondas depende da intensidade dos ventos, do intervalo de tempo, e do comprimento da massa de água afetada pelo mesmo, denominada de superfície de *fetch*. Durante o processo de propagação, as ondas perdem pouca

energia, podendo viajar dezenas de quilômetros sem que a energia total sofra diminuição apreciável por efeito de dissipação térmica ou de atrito.

Uma vez gerada, as ondas mantêm sua trajetória mesmo fora da área de ação dos ventos, quando passam a ser denominadas de *swell*. Esse tipo de onda viaja centenas ou milhares de quilômetros antes de alcançarem a costa. São em geral caracterizadas por um comprimento de 30 a 50 vezes a sua altura, possuem forma suave, pequena esbeltez e longo período (MAGALHÃES, 2000 *in* PINHEIRO, 2000). As ondas geradas pelos sistemas de ventos locais são denominadas de *sea*. Essas ondas são altamente irregulares, de cristas pontudas, elevada esbeltez e comprimento entre 10 e 20 vezes sua altura e período curto.

Silva e Araújo (2010) destacam que dentre os vários tipos de ondas de ocorrência no oceano, as mais conhecidas são as ondas superficiais de gravidade geradas pelo vento, denominadas de *vagas* ou *sea* (que apresentam um período de pico $[T_p]$ entre $3 < T_p < 9,9$ segundos) e as ondas formadas fora de seu local de aparecimento, definidas por *marulhos* ou *swell* (com $T_p > 10$ segundos).

Estas ondas são as principais responsáveis pela configuração das feições costeiras, mas representam ainda efetiva ameaça às obras costeiras. Desse modo, Silva e Araújo (2010) afirmam que o “*conhecimento do clima de ondas de uma região e a capacidade de previsão do estado de agitação marítima é de fundamental importância para todas as atividades ligadas ao oceano*”.

As ondas, ao se aproximarem da costa, sofrem modificações que dependendo do tipo, podem ser chamadas de refração, difração, reflexão ou empinamento. Além disso, ao interagirem com o piso marinho, durante a propagação, são extensivamente modificadas, passando de uma forma sinusoidal simétrica para uma forma assimétrica, onde a velocidade e o comprimento diminuem, a altura e o declive aumentam e, somente o período permanece constante (READING & COLLINSON, 1996 *in* PINHEIRO 2000). A perda do equilíbrio entre o comprimento e aumento da altura da onda resulta na arrebentação, produzindo o espriamento de uma massa d'água sobre a faixa de praia.

Após a arrebentação, a onda atravessa a zona de surf até atingir a face praial, onde ocorre o espriamento (*swash*) e logo em seguida o refluxo (*backwash*). De acordo com os cálculos de Villes & Spencer (1995) *in* Pinheiro (2000) as formas de arrebentação (ou quebra) em relação ao gradiente de praia

podem ser deslizantes, mergulhantes, frontais e ascendentes. Suas características são detalhadas na Tabela 2:

Tabela 2: Formas de arrebentação (quebra) das ondas e respectivas características.

Formas de arrebentação	Características
Deslizantes (<i>spilling</i>)	<ul style="list-style-type: none"> São originadas quando a camada superior da crista se move mais rápido do que a onda como um todo. Estas ondas têm uma área grande de espuma e turbulência nas suas cristas à medida que se aproximam da praia gastando energia numa área de <i>surf</i> relativamente grande.
Mergulhantes (<i>plunging</i>)	<ul style="list-style-type: none"> À medida que o declive da praia aumenta formam-se ondas mais violentas que as deslizantes. Essa onda é arqueada, com o lado posterior convexo e a frente côncava, a crista torna-se espiralada, mergulhando com força considerável, dissipando sua energia numa curta distância. Carregam mais materiais que as deslizantes e têm tendência de carregar sedimentos da praia para o largo até o limite exterior da linha de quebra. É a forma de arrebentação de ondas que incidem em praias de declividade relativamente suave, frequentemente associadas a ondas longas ou <i>swells</i>.
Frontais (<i>collapsing</i>)	<ul style="list-style-type: none"> Essas ondas são similares as mergulhantes, diferenciando-se pelo fato de que sua crista ao invés de enrolar, desaba. Estas ocorrem em praias de mergulho moderado em condições de vento regulares.
Ascendentes (<i>surging</i>)	<ul style="list-style-type: none"> Esse tipo de onda ocorre em praias de declividade acentuada. São tipicamente formadas a partir de ondas de períodos longos e baixa altura, a face frontal e a crista permanecem relativamente inteiras, com a onda deslocando sobre a praia.

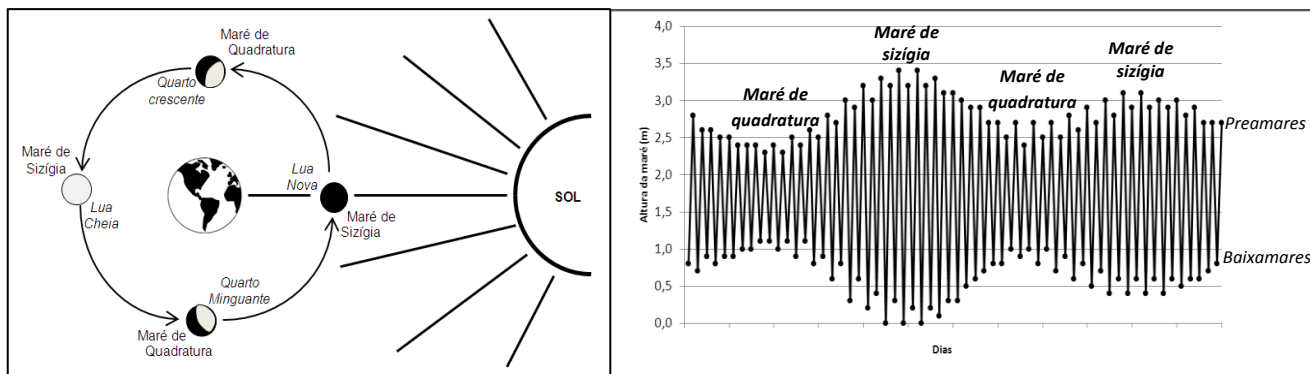
Fonte: Villes & Spencer (1995)

Em escala regional as correntes de contorno oeste (onde se inclui a Corrente Norte do Brasil-CNB) que proporcionam movimentos de larga escala nas porções sul e equatorial do Atlântico; os ventos sinóticos e locais influenciados pela variação da Zona de Convergência Intertropical-ZCIT; os sistemas meteorológicos frontais, e as marés representam, de acordo com Segundo (2007) as principais forçantes da circulação das águas na plataforma continental brasileira. Porém, de forma específica são as correntes litorâneas que estão associadas ao comportamento hidrodinâmico e morfodinâmico das praias, formadas pela ação conjunta dos ventos e ação das ondas. Onde se destaca a corrente longitudinais que move-se paralela a linha de costa (em resposta à incidência oblíqua das ondas), sendo responsável pela distribuição longitudinal dos sedimentos. As correntes de retorno, também atuantes na zona costeira são responsáveis pelo transporte de sedimentos no sentido contrário ao mergulho do declive, levando os sedimentos costa afora.

As marés são movimentos ondulatórios das massas de água dos oceanos, gerando a oscilação vertical da superfície do mar causada primariamente pelas diferenças na atração gravitacional da Lua e, em menor extensão, do Sol sobre os diversos pontos da Terra (MIGUENS, 1996). A amplitude de variação das marés

está subjugada a atração gravitacional e o alinhamento dos astros Terra, Lua e Sol (Figura 4).

Figura 4: As marés de sizígia e quadratura e as fases da lua.



Fonte: Adaptado de Miguens (1996).

As forças de atração da Lua e do Sol se somam duas vezes em cada lunação (intervalo de tempo entre duas conjunções ou oposições da Lua, em 29,5 dias) devido a Lua Nova e a Lua Cheia, produzindo **marés de sizígia** (marés vivas, marés de águas vivas), com premares (PM) muito altas e baixamares (BM) muito baixas. As forças de atração do Sol e da Lua se opõem duas vezes em cada lunação, nas luas de quarto crescente e quarto minguante, produzindo **marés de quadratura** (marés mortas, marés de águas mortas), com PM mais baixas e BM mais altas (MIGUENS, 1996).

Miguens (1996) expõe que o padrão normal de marés é a ocorrência de duas PM e duas BM no período de 1 dia lunar (24h 50m). Este tipo de maré é chamado de semidiurna. Entretanto esse padrão pode variar em função dos efeitos das massas terrestres, latitude do lugar, águas restritas, efeito de Coriolis dentre outras produzindo marés diurnas e marés mistas. As marés diurnas apresentam apenas uma PM e uma BM durante um dia lunar. Já as marés mistas constituem um tipo de maré no qual as oscilações diurnas e semidiurnas são ambas fatores importantes, sendo a maré caracterizada por grandes diferenças de altura entre duas PM ou duas BM consecutivas.

2.2 - EVOLUÇÃO DAS ZONAS COSTEIRAS

As zonas costeiras têm evoluído desde a formação dos primeiros oceanos da Terra, mas linhas de costa iniciais conservadas são exemplos raros, pois grande parte delas já foi destruída pelos processos erosivos e muitas vezes recobertas por novos sedimentos. Para Bird (2008), as evidências da formação das zonas costeiras e seus processos só ficaram mais claras a partir do Quaternário, que compreende o Pleistoceno (que começou cerca de 2,3 milhões de anos atrás) e Holoceno sucedendo (os últimos 10 000 anos).

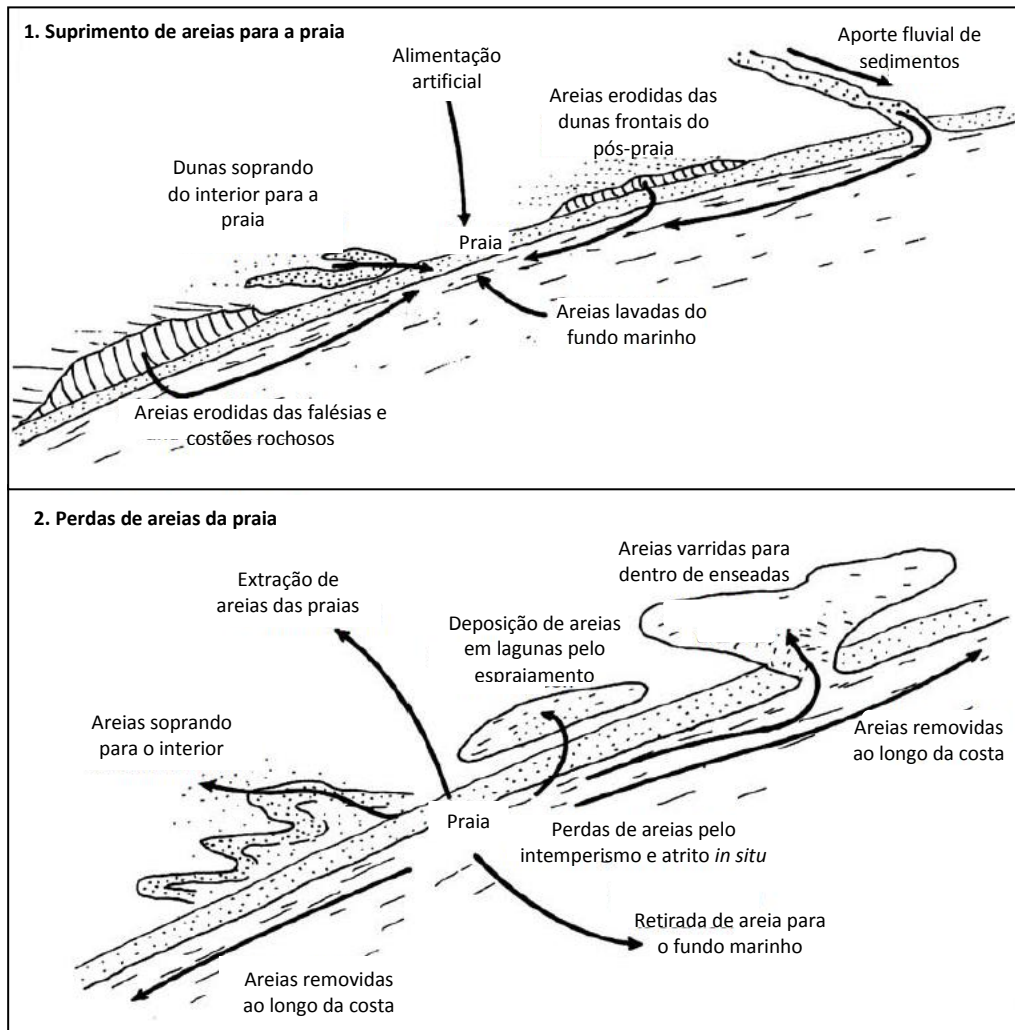
Esse período (Quaternário) representa um dos mais importantes em termos de variações climáticas globais e conseqüentemente em flutuações do nível do mar. Logo, são diversos os registros de vestígios de antigas linhas de praias do Quaternário encontradas acima e abaixo do nível do mar atual. Durante as fases de clima frio do Quaternário, quando as geleiras e camadas de gelo tornaram-se extensas, o nível do mar era muito mais baixo do que é agora, e quando o clima da Era do Gelo deu lugar a condições mais amenas, houve um grande aumento mundial do nível do mar. Assim, as formas costeiras resultantes têm sido amplamente moldadas ao longo dos últimos 6000 anos, quando o mar ficou em ou perto de seu nível atual, e o clima se aproximou de suas características atuais.

A formação dos relevos costeiros é influenciada por uma série de fatores morfogênicos, incluindo a geologia, que determina o padrão de afloramentos de rocha na costa, no fundo do mar e no interior, e os movimentos da crosta terrestre, o que resulta em elevação, inclinação, dobramentos, falhas e subsidência de formações costeiras. Além disso, o clima é fator primordial na formação e modelagem desta zona, influenciando os regimes de ventos e ondas, bem como na aceleração ou retardo dos processos de intemperismo, nas tipologias de fauna e flora. Os processos costeiros, que representam as resultantes dos fatores citados, incluem os efeitos de subida e descida das marés, correntes, ação dos ventos, ondas principalmente.

Dessa forma a compreensão da evolução das zonas costeiras e das praias atuais depende diretamente do entendimento das feições atuais e pretéritas associadas aos processos atuantes, de modo que seja possível avaliar se os processos predominantes geram aporte ou de perda de material na face praial (BIRD, 2008). Por exemplo, a gênese, manutenção e evolução das praias arenosas

estão associadas a fatores como o gradiente transversal da costa (entre 0,1 e 0,8°), as fontes de suprimento de material arenoso, bem como possíveis sumidouros. A presença de falésias, campos dunares direcionados para a face de praia e contribuições da drenagem representam geralmente ganho de material (Figura 5).

Figura 5: Formas de perdas e ganhos de areias de uma praia.



Fonte: Adaptado de Bird (2008)

Já a subida de material para o continente em função da presença de largas plataformas continentais e largas faces praias, associadas à boas condições de vento indicam a produção de sedimentos na direção oceano-continente representando muitas vezes o aprisionamento desse material no continente (em lagoas, lagunas). Logo esses fatores são vistos com sumidouros de sedimentos.

Destacando ainda que a área em questão tem sua porção ocidental inserida numa região deltaica de uma bacia sedimentar, o que imprime maior complexidade a estes processos, pois as fontes de suprimento e os sumidouros não estão

associados apenas à dinâmica costeira de uma área como as outras, mas sim a uma costa que pode ter grandes interferências em função do papel da descarga fluvial, e pela própria feição deltaica. Faz-se, portanto, necessária a discussão pormenorizada acerca desta feição de grande relevância na área, inclusa por conseguinte, como alvo deste estudo.

Os deltas são feições, neste caso das planícies costeiras, que estão intimamente ligadas às desembocaduras de cursos fluviais importantes. A exposição de conceituação a seguir considera os trabalhos de Miall (1984), Martin, Suguio & Flexor (1993); Bird (2008) e outros. O termo delta foi introduzido pelo grego Heródoto, estudioso do século V a. C., descrevendo-o como uma grande planície aluvial na foz do Rio Nilo, que se assemelhava a letra grega de nome homônimo (Miall, 1984). Tornou-se um termo geomorfológico para planícies definir planícies deposicionais formadas em torno das desembocaduras de rios, mesmo que não ultrapassem o contorno geral da costa. Martin, Suguio & Flexor (1993) apresentam um panorama evolutivo do termo, podendo assim ser apresentado:

O termo “delta” foi introduzido nos estudos de geologia em 1853, por Lyell, como sendo "um terreno aluvial formado por um rio em sua desembocadura, sem contudo possuir uma forma definida". O termo teve ainda várias definições, mas todas relacionadas a um depósito sedimentar associado à descarga fluvial. A definição mais abrangente para o termo foi apresentada por Wright (1978) *in* Martin, Suguio & Flexor (1993) como:

acumulações costeiras subaquosas e subaéreas construídas a partir de sedimentos trazidos por um rio, adjacentes ou em estreita proximidade com o mesmo, incluindo os depósitos que foram modelados secundariamente pelos diversos agentes da bacia receptora, tais como, ondas, correntes e marés.

Para Bird (2008) os deltas a formação dos deltas relaciona-se a sedimentos trazidos por rios que enchem a desembocadura de vales afogados pela submersão marinha Holocênica formando um depósito que se projeta do forma além da linha de costa. Isso ocorre quando a taxa de acumulação de sedimentos na foz do rio excede a velocidade das correntes, que são responsáveis pela erosão e transporte ao longo da linha de costa. Bird (op cit.) afirma ainda que “o volume de sedimentos depositados nos deltas do mundo durante o Holoceno é enorme, mas, coletivamente, eles ocupam apenas cerca de um por cento da costa do mundo”.

Postas tais definições, um delta pode englobar uma variedade de formas de acumulações costeiras, tais como, praias, dunas, planícies de marés, manguezais, lagunas, ilhas-barreiras, baías, além de depósitos de canal e desembocadura fluvial. Percebe-se, portanto, que o conceito de delta é bastante amplo, sendo utilizado para denominar conjuntos de fácies que constituem zonas de progradação da linha de costa associadas a um curso fluvial, tendo sido construídas originalmente a partir de sedimentos carreados por este rio.

A condição determinante para que ocorra a construção deltaica, segundo Martin, Suguio & Flexor (1993), é que haja um déficit de energia do meio receptor (neste caso o oceano) em relação ao aporte sedimentar sendo, desta maneira, os sedimentos empilhados em torno da desembocadura fluvial. A energia do rio, que ali está representada pela velocidade de suas águas, deverá em geral ser suficiente para manter um ou mais canais escavados através dos próprios sedimentos. Com a manutenção do processo de deposição, o delta progradará para dentro do corpo aquoso.

Os fatores que condicionam os processos de sedimentação deltaica são diversos e mudam bastante, gerando em consequência, diferentes tipos de deltas. Os deltas quaternários são formados da combinação desses fatores. Deste modo, alguns ocorrem ao longo de costas com amplitude de maré desprezível e energia de onda mínima, enquanto que outros são originados sob condições de grande amplitude de maré ou de intensa atividade de ondas. Apesar das diversidades ambientais, determinadas pela combinação de diferentes fatores que condicionam os processos deltaicos, todos os deltas de progradação ativa apresentam um atributo em comum, isto é, um rio fornece sedimentos terrígenos à zona costeira e à plataforma interna mais rapidamente do que eles podem ser removidos por processos litorâneos.

Martin, Suguio & Flexor (1993), apresentam que diferentes critérios podem ser usados para a classificação de deltas:

- A natureza da bacia receptora;
- Considerando os contrastes de densidade entre as águas do afluente fluvial principal e do corpo líquido receptor.
- A configuração em planta das planícies deltaicas emersas;
- Em comparativo a outros deltas (aqueles que são mais detalhadamente estudados);

Atentando-se a natureza da bacia receptora, os referidos autores citam a classificação de Lyell (1832) em deltas em continentais e marinhos. Bates (1953) in Roberts et al. (2012) procurou estabelecer relação entre a descarga fluvial e a densidade da água (do rio e do corpo líquido receptor) como determinantes nos processos de sedimentação deltaica. Assim, ele organizou três condições de densidade da água e sedimentação resultantes, que denominou de:

a) Condições Hiperpicnais (Delta Hiperpicnal): ocorre onde a descarga proveniente do curso fluvial tem águas mais densas do que as água da bacia receptora. Neste caso, a concentração de sólidos em suspensão é responsável pelo aumento da densidade da água do rio sobre a água do corpo receptor. Esta situação resulta em sedimentos que devem ser carreados por meio de correntes de turbidez de fundo, sob influencia da força da gravidade. Deltas sob estas condições devem formar-se nos sopés de taludes continentais nas desembocaduras de canhões submarinos.

b) Condições homopicnais (Delta Homopicnal): Envolvem um efluente de densidade igual à água da bacia de recepção. Neste caso não há gradiente de densidade vertical, nem gradiente tridimensional de mistura. Estas são características típicas de deltas lacustres.

c) Condições Hipopicnais (Delta hipopicnal): Ocorrem quando o efluente do rio é menos denso do que a água da bacia receptora. Este é caso dos rios que deságuam nas bacias marinhas. A propagação de sedimentos em suspensão na água doce sobre a água salgada mais densa promove a ampla distribuição de sedimentos finos pela expansão da pluma e migração em ambientes basinais onde os processos físicos (vento forte, corrente costeira ou alta energia de ondas) não permitem que pluma turva fique confinada a uma zona estreita ao longo da costa.

A classificação das planícies deltaicas a partir da sua configuração em planta foi, segundo Miall (1984) e Martin, Suguio & Flexor (1993), atribuída por Scott & Fisher (1969). Esses autores adotaram, especificamente para os deltas marinhos, uma classificação morfogenética (natureza e intensidade dos agentes oceânicos em jogo) e na distribuição das fácies nas porções subaéreas do delta. Deste modo, estabeleceram duas grandes subdivisões:

- **Deltas construtivos:** onde há predominância de fácies fluviais
- **Deltas destrutivos:** onde ocorre a predominância de fácies marinhas.

O primeiro grupo é subdividido em deltas lobados e alongados, já o segundo é subdividido, conforme a predominância das ondas ou das marés, em tipo em cúspide (dominado por ondas) e tipo em franja (dominado por marés). Galloway (1975) *in* Roberts et al. (2012) apresentou uma classificação considerando o trabalho de Fisher (1969) mas estando ainda baseada na ação recíproca dos processos marinhos e fluviais e no papel desempenhado por estes na construção deltaica, propondo grande variedade de tipos de deltas, que podem ser agrupados em um diagrama triangular (Figura 6), segundo três extremos: a) deltas de domínio fluvial, b) deltas dominados por ondas e c) deltas dominados por marés. Roberts et al. (2012) destaca que ao mesmo tempo que Galloway (1975) publicou sua classificação dos tipos de deltas, Coleman & Wright (1975) adicionaram a esta a geometria do corpo de areia. Considerando tal classificação Wright et al., (1974) *in* Miall (1984) fez várias combinações dos três processos principais, gerando seis tipos de formas principais para os deltas (Figura 7). Mais tarde, Orton e Reading (1993) *in* Morelock & Ramirez (2010), acrescentaram o tamanho de grão como mais um parâmetro para a classificação deltaica criando uma outra dimensão para o diagrama básico ternário de classificação (Figura 8).

Figura 6: Classificação de Galloway (1975) *in* Miall (1976 e 1984) baseada nos padrões de variação do transporte nos deltas.

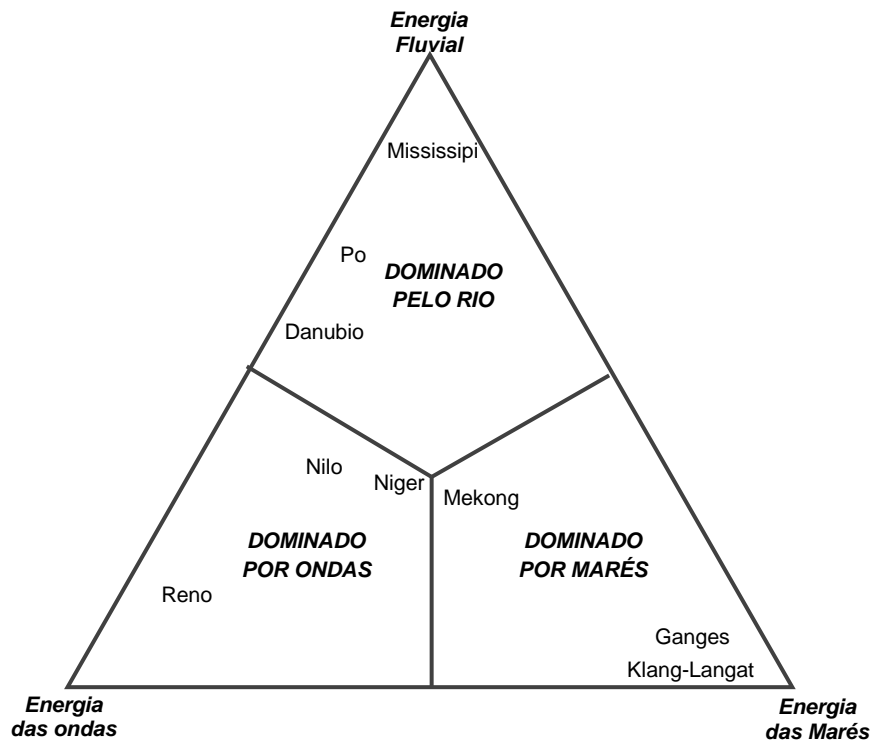
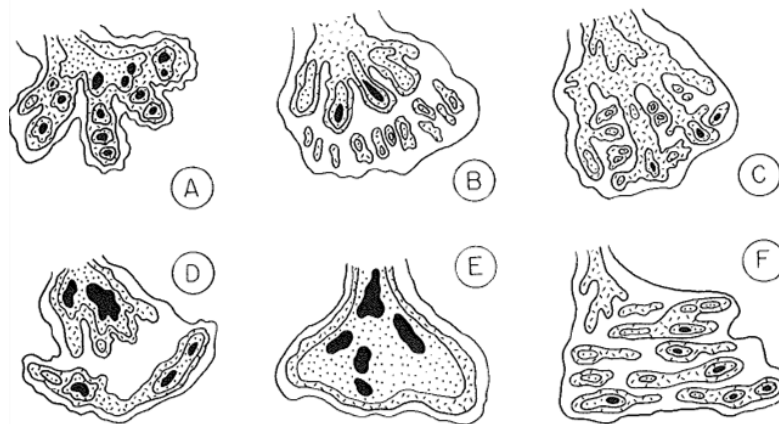
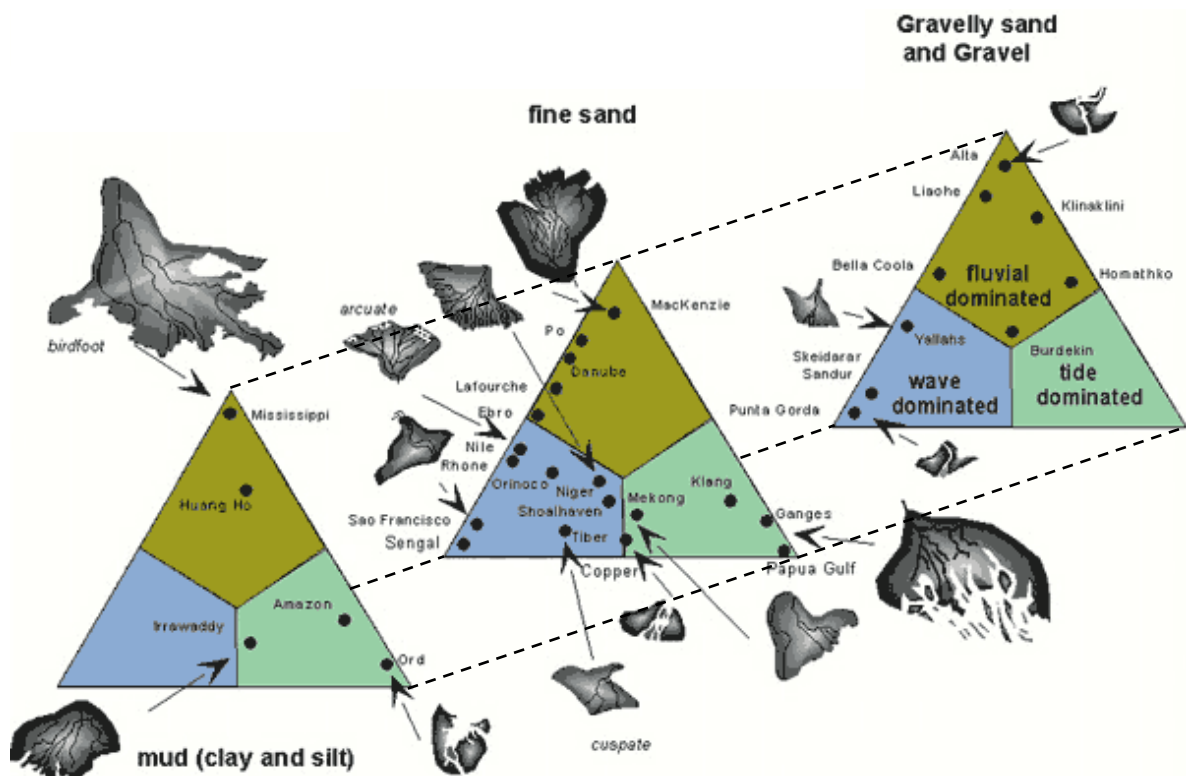


Figura 7: Modelos de deltas de Coleman & Wright (1975) in Miall (1976, 1984).



A) Dominado por rio com baixa energia de ondas e marés; **B)** Dominado por rio com baixa energia de ondas, alta amplitude de maré e fraca deriva litorânea; **C)** Energia moderada de ondas, alta amplitude de maré e fraca deriva litorânea; **D)** Energia moderada de ondas e baixa amplitude de maré; **E)** Alta energia de ondas e fraca deriva litorânea; **F)** Alta energia de ondas e forte deriva litorânea.

Figura 8: Classificação dos deltas considerando o domínio fluvial, por ondas ou marés. Os deltas também podem ser agrupados pelo tamanho dos grãos de sedimentos, que tem efeito na morfologia deltaica, conforme propôs Orton e Reading (1993).



Fonte: Morelock & Ramirez (2010), adaptado de Orton e Reading (1993).

Outros pesquisadores têm caracterizado os deltas em comparação aos mais detalhadamente estudados, mas sem perder de vista a ação recíproca dos processos marinhos e fluviais e a configuração morfológica e características

sedimentares. Assim, os deltas passam a ser denominados, por exemplo: “Tipo Ródano, tipo Mississippi, tipo Níger etc.”

De forma resumida, Martin, Suguio & Flexor (1993) definem que o delta passa a ser o resultado exclusivo da atividade fluvial somente quando a bacia receptora se caracteriza por baixos níveis de energia. Ao contrário, quando os níveis de energia da bacia receptora são elevados, a acumulação deltaica resulta da sedimentação marinha através de ondas e marés, que retrabalham os sedimentos fluviais e constroem a morfologia deltaica.

Entretanto, Dominguez (1990) contesta a classificação deltaica de Coleman & Wright (1971, 1975); Wright & Coleman (1972, 1973) afirmando que estes fizeram o uso do termo (delta) e sua classificação de forma inapropriada. Para Dominguez (1990) o conhecimento dos processos de sedimentação devem considerar ainda fatores que vão além da descarga fluvial, amplitude das marés e energia das ondas. Seria necessário atentar para: as **variações do nível do mar** que alteraram a morfologia dos deltas; a **alimentação transversal versus alimentação longitudinal**, pois muitas vezes os sedimentos costeiros juntos à foz do rio não são originários deste, o que não deveria configurar um ambiente deltaico; e **autociclicidade versus alociclicidade**, onde deve ser abordado o conceito de “ciclos deltaicos” que tem como prerrogativa que os deltas raramente constroem indefinidamente em uma única direção, podendo haver ou não, ciclos de sedimentação em direções distintas. Outro fator citado por Dominguez (1990) que comprometeu tais classificações foi que as classificações realizadas basearam-se em exemplo de deltas holocênicos, cuja evolução, ao tempo em que os trabalhos de classificação foram escritos não era bem conhecida.

2.3 PRAIAS ARENOSAS: COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO E PROCESSOS ASSOCIADOS

As praias arenosas são, de acordo com Short (1996), acumulações de areias que ficam entre base das ondas modais e o limite do espraiamento e que são depositadas principalmente pelas ondas, mas também são influenciadas pelas marés e pela topografia. Assim, a morfologia e dinâmica das praias arenosas é função do tamanho dos grãos de areia que a compõe e do clima de ondas atuante (incluindo a altura, o período, a variação da maré, ângulo de incidência). Porém,

cada uma destas variáveis tem comportamento e variação espaço-temporal, o que resulta em diversos tipos de praia. O sistema praiial é caracterizado ainda, segundo Albuquerque et. al. (2009), como produto da interação entre ondas e sedimentos, influenciados por variados parâmetros adicionais.

O termo “morfodinâmica” teve como percussor a abordagem que buscava compreender a “forma-processo” do comportamento praiial. Abordagem esta realizada, inicialmente, pelas pesquisas do Instituto de Estudos Costeiros (CSI) na Universidade do Estado da Louisiana (EUA) com financiamento dos Programas de Geografia e do Escritório de Pesquisas Navais (Office of Naval Research-ONR) dos Estados Unidos. Os estudos do referido instituto centraram-se inicialmente no comportamento do Delta do Mississipi, mas se estenderam para os sistemas praiiais no final dos anos 60 (SHORT, 2012). O termo “morfodinâmica” foi introduzido, segundo Short (1999), nos estudos costeiros por Wright & Thom (1977). Onde definiam como sendo um “ajuste mútuo da topografia e a dinâmica do fluído (a água) na praia, envolvendo o transporte de sedimentos”.

A introdução dos parâmetros oceanográficos e sedimentológicos aos estudos de morfodinâmica têm sido realizada desde os anos 30, a exemplo do trabalho de Evans (1939) *in* Suguio (2003), mas ainda não era utilizada tal nomenclatura (morfodinâmica). Bascom (1951) *apud* Suguio (2003) discutiu a relação entre a declividade da face de praia com a esbeltez das ondas. Entretanto, a partir da década de 70 é que se evidencia mais fortemente o desenvolvimento de modelos específicos para o maior entendimento do funcionamento do sistema praiial (CALLIARI et. al., 2003).

De acordo com Calliari et. al. (2003) “morfodinâmica praiial” é um método de estudo que tenta integrar as observações morfológicas da face de praia e zona de arrebentação, juntamente às características dos processos hidrodinâmicos que nelas atuam. Assim, entende-se que os estudos de morfodinâmica são usados para designar a “assembléia” ou conjunto completo das formas deposicionais e sua relação com os processos morfodinâmicos (SOUZA et. al., 2005; Wright & Short, 1984; Short, 1991; e Masselink & Short, 1993).

Estudos iniciais, como os de Evans e Bascom *in* Suguio (2003) não consideravam muitos parâmetros como se faz atualmente, consideravam, no entanto, a relação direta do perfil com a tipologia geral das ondas. Tal classificação era vista de forma generalizada considerando apenas a esbeltez das ondas. Logo,

os perfis eram classificados em perfis de tempestade, associados à ondas de alta esbeltez; e/ou perfis de ondulação associados à ondas de baixa esbeltez.

Entretanto, a morfologia de uma praia e a configuração do perfil da mesma estão relacionados a uma maior complexidade de variáveis que transcendem a esbeltez das ondas incidentes. As características dos sedimentos, das ondas imediatas e antecedentes, das condições de maré e ventos, bem como do estágio de praia antecedente são fatores que devem ser considerados nos estudos de morfodinâmica.

Depois disso, já passaram a ser consideradas as características dos sedimentos e os processos de transformação de ondas atuantes na plataforma interna e antepraia, associados à morfologia tridimensional e a hidrodinâmica da praia. Assim a compreensão da morfodinâmica passou a ser vista de forma mais integrada e mais próxima da realidade. Nessa perspectiva passaram a ser desenvolvidos modelos que atestassem o comportamento morfodinâmico dos sistemas praias. Destacaram-se na elaboração de modelos as escolas australiana e americana.

Segundo Muehe (1998a), Calliari et. al. (2003) e Souza et. al. (2005), podem ser citados como pioneiros na elaboração de modelos para a classificação morfodinâmica de praias arenosas, os trabalhos de Short (1979), Sasaki (1980), Wright & Short (1984) e Short (1991).

Calliari et. al. (2003) destaca que os intensivos estudos de morfodinâmica realizados em praias do sudeste da Austrália foram responsáveis pela classificação das praias considerando “estágios” que representam estados morfológicos da praia associados a regimes hidrodinâmicos particulares. Tal classificação foi desenvolvida pela **Escola Australiana de Geomorfologia Costeira** na década de 70 e tem sua utilização indicada para regiões de micromarés, porém o desenvolvimento de adaptações associadas a esta classificação sugerem uma aplicabilidade mais ampla da mesma.

Entretanto, Shepard (1950) *in* Muehe (1998) fez tentativas de compreender e prever a resposta morfológica de uma praia às condições oceanográficas desde a década de 50. Shepard verificou alterações cíclicas sazonais nos perfis de praia (perfil de inverno e verão). Em New Brunswick (na Baía de Kouchibouguac), Canadá, McCann & Briant (1970) e (1972) também fizeram considerações acerca

da relação entre as características sedimentológicas ao longo dos perfis morfológicos das ilhas barreiras e a atuação da maré, ondas e correntes costeiras.

Segundo Souza et al. (2005) diferentes modelos conceituais da morfodinâmica praial tem sido propostos, destacando-se os das escolas americana (Sazaki, 1980, *apud* Carter, 1988) e australiana (Wright & Short, 1984; Short, 1991).

Souza et al. (2005) apresenta os principais índices morfodinâmicos praias e suas características (Tabela 3). Tais características foram estabelecidas por Sazaki (1980) *apud* Carter (1988), considerando três estágios morfodinâmicos dissipativo, reflexivo e intermediário. Tal modelo é, segundo, Souza et al. (2005) bastante útil quando não se dispõe de dados sobre o clima de ondas. Souza (1997) introduziu ainda a esse modelo as conceituações de “alta energia” para costas abertas e “baixa energia” para costas abrigadas gerando cinco estágios morfodinâmicos para esse modelo.

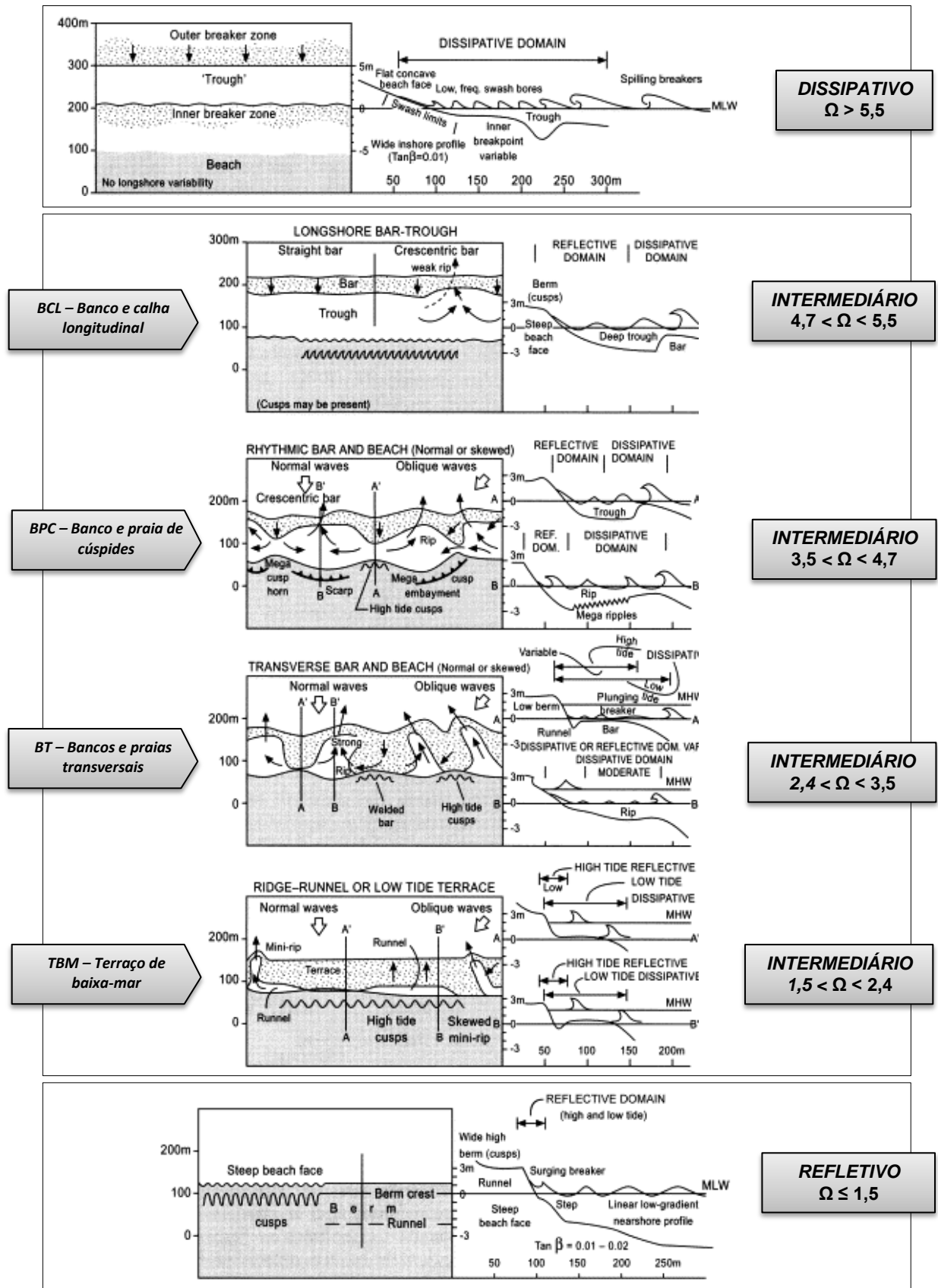
Tabela 3: Principais índices morfodinâmicos praias (Modelo da escola americana [Sazaki, 1980]).

Parâmetros	Estado morfodinâmico		
	Dissipativo	Intermediário	Refletivo
Ondas			
Tipo de quebra	Deslizante (spilling)	Deslizante - Mergulhante (spilling) (plunging)	Mergulhante – Frontal (plunging) (collapsing)
Número de quebras	>3	1-3	1
Reflexividade	Baixa	-	Alta
Nível relativo de energia	Alto	Médio	Baixo
Ângulo de incidência	Normal à costa	Médio (0-10°)	Oblíquo (10-45°)
Correntes			
Horizontais	Grandes giros	Pequenos giros	Unidirecional
Costa afora	Fortes correntes de retorno	Médias correntes de retorno	Fluxo rumo sotamar
Morfologia			
Barras	Múltiplas, paralelas	Em crescente	Sem barras
Inclinação da praia e zona submersa	< 2°	2-4°	>4°
Cúspides	Embaixamentos rítmicos, aperiódicos	Cúspides de surfe	Cúspides de lavagem (de maré)
Perfil praial	Plano	Transicional	Em degraus
Transporte de sedimentos			
Resultante ao longo da costa	Baixo	Médio	Alto
Costa-adentro/Costa-afora	Alto	Médio	Baixo
Modo dominante	Suspensão	Misto	Carga de fundo
Granulometria	Fina	Média	Grossa
Atividade eólica	Alta	Média	Baixa

Fonte: Souza et al. (2005)

O modelo de classificação feita pela escola australiana, feita por Wright & Short (1984), considera dois estágios morfodinâmicos extremos (dissipativo e reflexivo) e quatro estágios intermediários com comportamento distintos associados a diferentes regimes de ondas e marés (Figura 9).

Figura 9: Características morfológicas dos seis estados morfodinâmicos, segundo Muehe (1998b).



Fonte: Adaptado de Short (1999) e Muehe (1998b).

Este modelo foi baseado nas características do clima de ondas tendo como fator principal a velocidade de decantação adimensional das partículas mobilizadas pela onda incidente calculada pelo parâmetro de Dean (1973) *in* Wright & Short (1984) também conhecido como Ômega (Ω) usando variáveis como altura da onda na arrebentação, período da onda e a velocidade de decantação das partículas.

Muehe (1998a) destaca que entre os diversos modelos e índices do estado morfológico, este é o de maior aceitação, e um dos mais compreensíveis. Entretanto como ele geralmente tem sido utilizado em praias com regimes de micromarés precisa de adaptações para ter sua utilização expandida a outras praias de regime de meso e macromarés (PAULA et al. 2002).

O cálculo do parâmetro de Dean que relaciona os estágios da praia e as características das ondas e dos seus sedimentos é representado pela Equação 1, onde **Hb** é a altura significativa da onda na arrebentação, que é responsável pela definição da direção principal de transporte de sedimentos na zona de arrebentação. O **Ws** é a velocidade média de decantação das partículas em suspensão da face de praia, e **T** é o período médio das ondas. Isso denota a importância de estudos acerca do clima de ondas nas praias. Este parâmetro indica a tendência de um grão colocado em suspensão pela energia da onda ao ser transportado para a praia vindo de águas mais profundas, o que dá uma indicação da direção do transporte transversal e em consequência, a tendência de acumulação e erosão de um perfil de praia.

$$(\Omega) = Hb/Ws \cdot T$$

(Equação 1)

Segundo Pinheiro (2000), Short “estabeleceu um modelo de previsão empírica para as variações dos estados morfodinâmicos da praia e da zona de surfe definidos a partir de uma escala de equilíbrio de Ômega”. O resultado da associação dos elementos morfológicos, granulométricos e energéticos, aplicado em um modelo de variação espacial da praia e da zona de surfe é definido por este parâmetro (Tabela 4).

Tabela 4: Classes de estados morfodinâmicos propostos por Wright & Short (1984) considerando os valores de $\hat{\Omega}$.

Estágio morfodinâmico	Valor de $\hat{\Omega}$
Refletivo (R)	$\leq 1,5$
Terraço de baixa-mar (TBM)	$1,5 \leftrightarrow 2,4$
Barra Transversal (BT)	$2,4 \leftrightarrow 3,5$
Barra e praia de cúspide (BCP)	$3,5 \leftrightarrow 4,7$
Barra e calha longitudinal (BCL)	$4,7 \leftrightarrow 5,5$
Dissipativa (D)	$> 5,5$

Calliari et al. (2003) destaca que o significado físico do parâmetro adimensional $\hat{\Omega}$ é que este indica se um grão de areia (ao ser exposto à energia das ondas) pode ser ou não sofrer suspensão pela passagem da onda, e pode ou não, se sedimentar durante o tempo em que o fluxo de água atua em direção a praia. Ao passo que isto acontece, o sedimento vai se mover da zona de arrebatção para a praia (subindo) e produz um perfil de acresção (*swell*) mais refletivo. Em situação contrária, o grão ficando em suspensão por um período mais longo, tende a se deslocar em direção ao mar desenvolvendo, assim, um perfil de erosão (mais dissipativo).

Calliari et al. (2003) fez uma boa revisão das praias e seus estados morfodinâmicos (Tabela 5), podendo se perceber que os estados intermediários têm propriedades dos dois extremos (dissipativo e refletivo), mas em geral apresentam progressiva redução da largura da calha longitudinal (*longshore trough*), em decorrência da migração do banco submarino em direção à praia.

Tabela 5: Estados morfodinâmicos e principais características das praias.

.Estados	Características da praia
Dissipativo	<ul style="list-style-type: none"> ▪ zona de surfe larga; ▪ baixo gradiente topográfico; ▪ elevado estoque de areia na porção subaquosa da praia; ▪ Condições dissipativas são favorecidas por ondas altas e de elevada esbeltez (de tempestade) ou pela presença de areias de granulometria fina; ▪ em geral, em tais condições, a zona de surfe é "saturada", ou seja, as ondas arrebatam longe da face da praia, decaindo progressivamente em altura à medida que dissipam sua energia através da arrebatção; ▪ em função da baixa declividade da face da praia, o espraiamento da onda na face da praia (<i>run-up</i>) é reduzido; ▪ como a reserva de areia se encontra na zona submarina da praia, bancos longitudinais, paralelos à praia, são comuns.

Tabela 5: Estados morfodinâmicos e principais características das praias (continuação).

Estados	Características da praia
Refletivo	<ul style="list-style-type: none"> ▪ elevado gradiente topográfico, o que reduz de forma significativa a largura da zona de surfe tendo o fundo marinho adjacente; ▪ Em geral prevalecer em praias fortemente compartimentadas, em zonas protegidas entre promontórios, na presença de areias grossas ou após longos períodos de acreção; ▪ a reserva de areia se encontra, principalmente, na porção subaérea da praia, com pouca areia depositada na porção submarina, assim mesmo em condições de energia reduzida ocorre erosão subaérea; ▪ em condições refletivas, a energia das ondas pode ser aprisionada por refração mantendo, assim, uma onda de borda (<i>edge wave</i>) subarmônica (de duas vezes o período da onda incidente) responsável pela formação de cúspides praias na zona do estirâncio; ▪ ao contrário das praias dissipativas, o espraio na face de praia é máximo.
Intermediário <i>Banco e calha longitudinal</i> <i>Banco e praia de cúspide</i>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ podem se desenvolver a partir de um perfil dissipativo numa sequência acrescional; ▪ as ondas dissipam energia no banco, se reformam na cava mais profunda e, ao atingir a face da praia, condições refletivas geralmente predominam; ▪ o espraio na face da praia é relativamente alto e a formação de cúspides praias é comum; ▪ no estágio de banco e praia de cúspide correntes de retorno (<i>rip currents</i>) podem ocorrer nas depressões dos bancos; ▪ nos bancos desenvolvem-se condições dissipativas, enquanto que nas pequenas baías, predominam condições refletivas.
Intermediário <i>Banco e praia transversais</i>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ o estado caracterizado bancos dispostos transversalmente à praia (mega cúspides) e fortes correntes de retorno (<i>transverse-bar and rip</i>) se desenvolve, preferencialmente, em sequências acrescionais quando as extremidades dos bancos, em forma de cúspide, se soldam à face da praia; ▪ as áreas rasas dos bancos com grande dissipação, baixo espraio da onda na face da praia se alternam com áreas mais inclinadas (baías) as quais apresentam elevado espraio da onda; ▪ tais gradientes (entre área mais inclinadas e menos inclinadas) condicionam fortes correntes de retorno, as quais são proporcionais à energia das ondas.
Intermediário <i>Terraço de baixa-mar</i>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ o terraço de baixa-mar (<i>low tide terrace</i>) é o tipo de praia intermediária com o menor nível de energia; ▪ ocorrem geralmente nas partes extremas mais protegidas de longas praias, em baías moderadamente abrigadas ou em regiões mais expostas, onde a areia é fina; ▪ é caracterizada por uma face de praia relativamente íngreme, a qual é conectada, no nível de baixa-mar, a um terraço plano ou banco, daí o nome terraço de baixa-mar; ▪ o terraço prolonga-se de alguns metros a dezenas de metros em direção ao mar continuando ligado à praia ao longo da costa; ▪ pode ser plano e sem feições, apresentar uma crista central ou sulcos representados por canais rasos (<i>mini-rips</i>) a intervalos de algumas dezenas de metros; ▪ durante a preamar ondas de altura inferiores a 1 m ultrapassam o terraço sem romper e a praia se comporta como refletiva; ▪ durante a baixamar, especialmente a de sizígia, o terraço é totalmente exposto, podendo apresentar um relevo de bancos e calhas dispostos paralelamente à praia (<i>ridge and runnel</i>).

Fonte: Calliari et al. (2003)

Segundo Dias & Rocha Barreira (2011) diferentes modelos conceituais de praias têm sido propostos e aplicados tentando reconhecer a relação entre a

morfologia e conceituações empíricas, destacando-se as propostas das escolas americana e australiana de Geomorfologia Costeira buscando estabelecer uma classificação universal para praias submetidas a regimes de macro, meso e micromarés.

Desse modo surgiram vários índices que podem ser utilizados para a classificação morfodinâmica das praias, mas o uso de cada um deles deve considerar algumas características particulares. Nesse sentido, o parâmetro adimensional de Dean (Ω) índice pioneiro na classificação morfodinâmica permitiu o desenvolvimento de adaptações, além da criação de outros índices como é citado na literatura: *Índice do Estado Praial-BSI* (Short, 1996); *Índice do Depósito Praial-BDI* (McLachlan & Dorvlo, 2005); *Variação Relativa das Marés-RTR* (Masselink & Short, 1993); o *Índice de Área* e o *Índice da Praia-BI* (McLachlan & Dorvlo, 2005); o *parâmetro de medida de arrebatamento* (ϵ) ou *surf scaling parameter* (Guza & Inman, 1975 *in* Muehe, 1998).

Masselink & Short (1993) e Masselink & Turner (1999) passaram a considerar também os efeitos das marés na configuração da morfologia das praias e não apenas a altura e período das ondas. Eles combinaram os modelos pré-existentes com o conceito de Davis & Hayes (1984) sobre a variação relativa das marés (Relative Tide Range, RTR) para classificação de praias arenosas dos tipos micro, meso e macromaré.

Esse parâmetro considera ainda, além da altura das ondas na arrebatamento, a variação da maré. Logo, para valores de RTR elevados há maior domínio por marés e valores baixos designam áreas dominadas por ondas. Souza et. al. (2005) destaca que a maioria dos autores no Brasil utiliza os conceitos e modelos da escola australiana para a classificação morfodinâmica de praias arenosas. Entretanto, muitos deles introduzem ajustes como pode ser citado Klein & Menezes (2001) ao trazer conceitos de praias expostas, semi-expostas, protegidas e semiprotetidas, reunindo em sua classificação os vários parâmetros morfodinâmicos da escola australiana, incluindo ainda o RTR.

Calliari et. al. (2003) fala da importância dada a morfodinâmica de praias em áreas de macro e mesomaré, e denota o pouco conhecimento que existe sobre a dinâmica costeira das áreas de meso e macro-marés. De acordo com Short & Hesp (1982) *in* Calliari et. al. (2003) nos ambientes de macro-marés os estados morfodinâmicos e a mobilidade da praia devem ser alterados com a variação

significativa da maré resultando em diferenciações morfodinâmicas nas partes superiores e inferiores dois perfis conseqüente da dominância relativa dos diferentes processos de transporte de sedimentos. Ou seja, além de constituírem importantes mecanismos de transporte de sedimentos, os efeitos de meso e macromarés sobre a praia dizem respeito, principalmente, ao deslocamento periódico da posição da face praial, da zona de surfe e de deformação "*shoaling*" das ondas sobre o perfil praial. Logo, para compensar tal variação introduziu-se o parâmetro RTR de Masselink (1993), resultante de experimentos laboratoriais. O RTR (Relative Tide Range Parameter) é definido pela seguinte equação:

$$\text{RTR} = \text{TR} / \text{Hb}$$

(Equação 2)

Onde **TR** é a variação média da maré de sizígia em metros e **Hb** é a altura significativa, em metros, das ondas na arrebentação. Assim, para Masselink (1993) praias com $\text{RTR} < 2$ podem ser descritas com base no parâmetro ômega utilizado para classificar praias de micromarés. Acima deste valor faz-se necessário atentar para o efeito da maré.

Em continuação aos trabalhos de Wright & Short (1983) e Short (1991), foi apresentado por Masselink & Short (1994) um modelo conceitual baseado no parâmetro ômega (Ω) e no parâmetro de variação relativa da maré (RTR) para classificação de praias arenosas dos tipos micro, meso e macromaré.

Em geral, $\text{RTR} < 3$, corresponde aos três tipos de praia de micromaré propostos por Wright & Short (1983) – dissipativa, reflexiva e intermediária. Para $3 < \text{RTR} < 7$ as praias de baixa energia começam apresentando característica reflexiva por ocasião da preamar e a presença de um terraço de baixamar sem correntes de retorno (rips).

Entretanto, variações do parâmetro ômega (Ω) da praia precisam ser consideradas, pois pode haver mudança no comportamento passando por estado intermediário na baixamar e/ou até para estado dissipativo quando os valores de ômega são maiores que 5. Para áreas de $7 < \text{RTR} < 15$, praias de baixa energia apresentam-se refletivas na preamar, enquanto que na maré baixa assumem o tipo intermediário de Terraço de Baixamar (TBM). Por fim, quando $\text{RTR} > 15$ a ação das ondas é quase totalmente sobrepujada pela ação das marés e sistemas sob estas condições tendem às características de planícies de maré.

De acordo com Short (1994) *apud* Calliari et. al. (2003) todas as costas abertas e muitas praias estuarinas dominadas por ondas e influenciadas por marés podem ser classificadas de acordo com sua morfologia tri-dimensional e dinâmica de ondas utilizando-se os parâmetros ômega (Ω) e RTR. Calliari et al. (2003) afirma ainda que é preciso atentar para o fato de que os modelos de Wright & Short (1984) e outras adaptações deste são baseados em praias com sedimentos unimodais de composição essencialmente quartzosa. A presença de sedimentos bimodais e mesmo polimodais de composição variada (quartzosa com biodetríticos carbonáticos) pode influir sensivelmente nos valores de ômega (Ω).

Assim, considerando a variação relativa das marés influenciando a morfologia das praias Short (1991) fez contribuições para as classificações de praias de meso e macromarés definindo as características de três grupos diferentes de praias podendo ser assim caracterizados:

- O **Grupo 1** (praias de ondas altas, declive plano e uniforme) ocorre em ambientes de alta energia dominados por ondas. É caracterizado por praias de gradientes relativamente íngremes ($1-3^\circ$) de perfil côncavo e superfície plana sem presença de ondulações arenosas ou bancos. Cúspides ocorrem comumente na zona de espraiamento por ocasião da preamar enquanto condições mais dissipativas dominam a face praial média a inferior.
- O **Grupo 2** (praias de ondas moderadas e múltiplas barras) consiste de sistemas multibancos com crista e calha de baixos gradientes intermaré ($\sim 0,5^\circ$) que ocorrem em ambientes de energia mais baixa expostos à atuação episódica de ondas. A praia de maré alta pode apresentar cúspides e areias mais grossas enquanto que os bancos intermaré são compostos por areias mais finas apresentando frequentemente marcas de ondulação, principalmente localizadas nas cavas, geradas por ondas e correntes.
- O **Grupo 3** (praias de ondas baixas e planícies de marés) representa ambientes de transição entre praias e planícies de maré. Estes ocorrem em sistemas dominados por ondas baixas e consistem de face praial composta por sedimentos relativamente grossos formando um perfil planar de elevada declividade que transiciona abruptamente para uma planície de maré de granulometria fina, declividade suave ($0,1-0,3^\circ$) e coberta de ondulações de areia ou dunas.

Tanto Short (1991) quanto Calliari *et. al* (2003) afirmam que a ocorrência de um padrão refletivo por ocasião da preamar e de outro mais dissipativo na maré baixa e intermediária são fatos comuns às praias do tipo meso-macromaré. Sendo que, sob condições de ondas altas, há predomínio de processos erosivos dissipativos, o que resulta na formação de escarpas na pós-praia e mínimas modificações na face da praia. Conseqüentemente as praias são muito estáveis tanto espacialmente (assumindo a inexistência de gradientes de energia no sentido longitudinal) quanto no tempo (meses a anos).

Outra modificação do modelo de Wright & Short foi feita por Muehe (1998) sendo visto como um bom parâmetro a ser utilizado em áreas onde se devem levar em consideração as variações significativas das ondas. Muehe (op. cit.) destaca que como a zona de surfe funciona como um filtro cuja eficiência é função da sua capacidade de modificar a onda fazendo-a perder parte de sua energia, sendo esta capacidade função da morfologia do fundo (gradiente e presença de bancos e cavas). Ou seja, do estado morfodinâmico, pode-se supor que a comparação entre os parâmetros da onda na zona de espraiamento na face da praia com os parâmetros da onda na zona de arrebentação mais externa, representa uma abordagem mais diagnóstica do estado morfodinâmico do que o parâmetro de Dean. Fazendo uma relação entre a altura da onda na zona de surfe e a altura atingida pela onda na face da praia Muehe chegou ao que ele denominou de coeficiente de dissipação definido por:

$$h = \text{sen}\beta \cdot D_{\text{espr}}$$

(Equação 3)

Onde **h** é a altura do espraiamento acima do refluxo máximo da onda na face da praia, e **β** a declividade da face da praia e **D_{espr}** é a distância de espraiamento da onda na face da praia, medida a partir da posição do refluxo máximo da onda. Assim, a relação h/H_b representa a perda de energia da onda durante seu deslocamento.

No uso dessa correlação, o referido autor observou boa distinção entre os três estados, sendo que no estado refletivo a altura alcançada pela onda na face da praia é superior à altura da onda na arrebentação, mostrando a reduzida perda de energia cinética da mesma devido à quase ausência de uma zona de surfe. Nas

praias dissipativas observa-se o contrário, a altura da onda na zona de espraiamento é geralmente menos da metade da altura na arrebentação. Nos estados intermediários a altura na zona de espraiamento é também menor que na arrebentação, mas a perda de energia da onda não é tão acentuada quanto no estado dissipativo.

Entretanto, Muehe (op. cit.) atesta que apesar da boa discriminação entre os estados morfodinâmicos extremos, os diferentes estados intermediários não são bem caracterizados por esta relação, havendo em muitos momentos superposição de estados para uma mesma praia. Avançando nisso, Muehe associou o coeficiente de dissipação ao regime de fluxo proposto por Kemp & Plinstone (1968) *in* Muehe (1998) chegando a um novo parâmetro, que chamou de delta (Δ), representado por:

$$\Delta = \frac{(\text{sen}\beta \cdot D_{\text{espr}}) / H_b}{T_{\text{esp}} / T} \quad (\text{Equação 4})$$

Com isso passam a ser levada em consideração tanto a altura quanto o período da onda e sua modificação em direção à praia. O resultado obtido permitiu uma distinção bastante razoável entre os diferentes estados, inclusive entre os estados intermediários. Podendo ser classificados com dois estágios extremos e três estágios intermediários considerando os valores de delta (Δ) (Tabela 6). Os modelos e parâmetros discutidos, muitos deles têm sido aplicados nos trabalhos de morfodinâmica no Brasil, sendo relevantes para estudos voltados para discussão da vulnerabilidade à erosão costeira de algumas praias.

Tabela 6 – Classes de estágios morfodinâmicos propostos por Muehe (1998a)

Estágio morfodinâmico	Valor de Delta (Δ)
Reflectivo	> 2,0
Terraço de baixa-mar	1,0 ↔ 2,0
Bancos Transversais	0,8 ↔ 1,0
Bancos e Calha Longitudinal	0,5 ↔ 0,8
Dissipativa	< 0,5

O parâmetro de medida de arrebentação (ϵ) ou parâmetro dimensionador do surfe ou *surf scaling parameter* (Guza & Inman, 1975 *in* Muehe, 1998b) aponta relação entre os tipos de arrebentação e a morfologia das praias fato também apontado por Carter (1988), Viles & Spencer (1995) *in* Bird (2008) e Calliari et al. (2003). O parâmetro dimensionador do surfe é representado a seguir (Equação 5), onde a_b é a amplitude da onda na arrebentação, e σ é a frequência angular da onda incidente definido por $(2\pi/T)$, g é a aceleração da gravidade e $\tan\beta$ é a declividade do perfil praial.

$$\epsilon = \frac{a_b \cdot \sigma^2}{g \cdot \tan^2\beta} \quad (\text{Equação 5})$$

Desse modo para valores de $\epsilon < 2,5$, a praia é reconhecidamente refletiva, caracterizada por arrebentação ascendente (*surging*) e alta porcentagem de energia incidente sendo refletida na escarpa de praia. Para $2,5 < \epsilon < 20$ a praia deve apresentar-se em estágios intermediários. Já para $\epsilon > 20$ a praia é reconhecidamente dissipativa com ondas deslizantes ou progressivas (*spilling*) onde a energia da onda se dissipa através do amplo perfil plano da praia.

O índice da praia (BI) proposto por McLachlan & Dorvlo (2005) relaciona por meio de uma função logarítmica a declividade do perfil ($\tan\beta$) o tamanho médio (Md) dos sedimentos dado em $\phi + 1$ e a variação da amplitude da maré de sizígia (TR) em metros (Equação 6). Assim para valores de $BI < 1,5$, a praia é refletiva. Para $1,5 < BI < 3$ a praia é intermediária. E com $BI > 3$ a praia é dissipativa.

$$BI = \frac{\log(Md_{\text{sand}} + 1) \cdot TR}{\tan\beta} \quad (\text{Equação 6})$$

Os trabalhos de Paula et al. (2002) em Aquiraz; Morais et al. (2002), em Beberibe; Morais et al. (2005), em Caucaia e Aquiraz; Pinheiro (2001b) em Cascavel; Albuquerque et al. (2009) em Fortaleza; Moura (2012) em Aquiraz; Dias

& Rocha-Barreira (2011) em São Gonçalo do Amarante são alguns dos exemplos que usaram no Estado do Ceará índices dentre os ora citados para correlacionar os processos costeiros à morfologia da praia, permitindo maior entendimento do comportamento costeiro. Alguns trabalhos relacionam ainda a importância da morfodinâmica e sedimentologia da face praias na distribuição da fauna bentônica, conforme destacam os trabalhos de McLachlan & Dorvlo (2005 e 2007) e Gomes & Rosa-Filho (2009), por exemplo.

2.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A EROÇÃO E VULNERABILIDADE COSTEIRA.

2.4.1 Erosão costeira: definições, tipologia e sua relação com as ações humanas no litoral.

A erosão costeira é um processo natural e está associada a diversos fatores que apresentam escala espacial e temporal diversificados, estando intimamente relacionada às variações do nível relativo dos mares (SUGUIO, 2001); aos fenômenos meteorológicos e à climatologia, bem como aos paleoclimas; à hidrodinâmica atual; e principalmente com as alterações modeladoras de caráter antropogênico.

Este processo é um fenômeno que pode ser observado em diferentes zonas costeiras ao longo do mundo todo distinguindo-se necessariamente na forma, tipologia e intensidades de ocorrência. Logo, este é um fenômeno globalizado (CAI et al. 2009). Porém este não é um problema recente, mas que só recebeu a atenção devida a partir dos últimos 50 anos. De acordo com BRASIL (2008) esse é um processo dinâmico que sempre ocorreu ao longo da história geológica da Terra e foi responsável pelo modelado da linha de costa por todo o planeta até as condições atuais, não representando necessariamente risco às comunidades até o momento em que a humanidade passou a exercer maior pressão sobre as zonas costeiras. Muehe (2004) afirma, com base em dados da União Geográfica Internacional – UGI, que 70% das costas sedimentares do mundo estão passando por erosão, enquanto 10% estão em progradação e 20-30% estão estáveis.

Morais (1996) faz uma discussão bem detalhada sobre a definição e caracterização do processo de erosão: A erosão costeira tem início quando o material erodido é levado da linha de costa em maior proporção do que é

depositado. Sendo a razão remoção/deposição o fator relevante para a identificação de ocorrência de erosão costeira em uma determinada área.

Considerando que a erosão costeira é um processo natural que precede a ocupação humana Keller (1996) *apud* Morais (1996), refere-se a erosão como sendo mais um processo costeiro do que um risco costeiro. Entretanto, as preocupações humanas com esse processo se dão pelo fato da ocorrência maior da utilização dos ambientes costeiros nas últimas décadas com a valorização das praias. Desse modo, este autor classifica a erosão costeira em dois tipos principais:

A ***erosão natural*** e a ***erosão induzida direta ou indiretamente pelas atividades humanas***. A ***erosão natural*** que está associada a causas naturais como: a erosão-agradiação rítmica em função de que a linha de praia é estabelecida como produto da interação entre o suprimento de sedimento, processos costeiros e condições meteorológicas e oceanográficas, de modo que variações em um desses fatores faz com que a linha de praia recue ou avance; a variação eustática do nível do mar que independente do movimento continental pode levar-se ou rebaixar, estando ainda interligada ao descongelamento de calotas polares e geleiras; a eventos meteorológicos extremos (tempestades, furacões e tsunamis) que são fenômenos que podem amplificar as condições do vento, das ondas e causar elevação instantânea do nível do mar e que estes agindo isoladamente ou em conjunto constituem sempre fatores de risco para a zona costeira; a perda de suprimento de sedimentos resultante da interrupção ou redução do suprimento para o litoral em função de mudanças nos sistemas fluviais continentais; e características da costa que vão desde o material de origem que compõe as praias, o alinhamento e disposição geográfica das mesmas, e as feições presentes que afetam de forma considerável a atuação dos processos hidrodinâmicos e oceanográficos atuantes.

A ***erosão induzida direta ou indiretamente pela ação humana***, também denominada de erosão antrópica, é resultante das formas de intervenção quando da instalação ou execução das atividades social e econômica no litoral e até mesmo no continente. Atividades como construção de barragens em rios, mineração ou dragagem de areias e cascalhos do leito dos rios, alteração do sistema de drenagem, são pontos cruciais do problema. Acrescente-se a isto atividades na própria praia como a desmatamento e atividades de agricultura, dragagem e mineração de areias e cascalhos, construção perto da praia,

disposição de lixo sólido e aterros, lixo industrial. As atividades dentro d'água perto da praia como a mineração do fundo, construções, estabilização de costas e braços de mar também são atividades contribuintes. Souza et al. (2005) apresenta ainda um resumo das causas naturais e antrópicas da erosão costeira (Tabela 7 e 8)

Tabela 7: Principais causas naturais da erosão costeira, e seus respectivos efeitos e processos associados (Fonte: Souza et al., 2005).

Causas naturais	Efeitos e processos associados
1. Dinâmica da circulação costeira: presença de centros de divergência de células de deriva litorânea em determinados locais.	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Na zona de barlamar de uma célula de deriva litorânea, o processo erosivo é naturalmente predominante. Os processos de refração de onda associados a um centro de divergência de energia de energia entre duas células adjacentes produzem as correntes de retorno levando sedimentos para fora da área de atuação da corrente de deriva, criando em geral embaixamentos na praia.
2. Morfodinâmica praial: mobilidade e suscetibilidade à erosão costeira	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Praias intermediárias são mais suscetíveis à erosão em função da mobilidade dos sedimentos que as compõe e a variabilidade de seus estados. As refletivas de alta energia (expostas) são mais suscetíveis do que as dissipativas de alta energia. Estas últimas apresentam alto estoque sedimentar no perfil submerso e são menos atacadas pela ondas em função da inclinação do perfil. Tanto as refletivas quanto às dissipativas de baixa energia (abrigadas) são mais estáveis e menos suscetíveis à erosão.
3. Aporte sedimentar naturalmente ineficiente	<ul style="list-style-type: none"> ▪ O aporte sedimentar constante é o fator de equilíbrio do balanço de sedimentos. Mudanças naturais na fonte de sedimentos (continente, praia e/ou fundo marinho adjacente) alteram o padrão e forma do aporte de sedimentos.
4. Irregularidades na linha de costa	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Irregularidades como a mudança brusca na orientação da linha de costa, ou a presença de promontórios rochosos e cabos inconsolidados na linha de costa geram dispersão de sedimentos e erosão em certos trechos. Elas causam a interrupção local da deriva litorânea resultante, provocando: acumulação de sedimentos à montante e erosão à jusante destas irregularidades.
5. Amplas zonas de transporte de sedimentos (<i>by-pass</i>)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Em certos segmentos longos e retos de linha de costa, a zona de transporte da célula de deriva litorânea resultante é muito ampla, causando deposição e erosão ao mesmo tempo, pois os sedimentos em fluxo contínuo pouco permanecem na praia. Em geral, o que se verifica é a erosão praial, principalmente se houverem outros fatores que contribuam para o déficit de sedimentos.
6. Modificação da deriva litorânea devido a presença de desembocaduras fluviais e/ou lagunares, barras de desembocaduras fluviais, ilhas, recifes, arenitos de praia e baías.	<ul style="list-style-type: none"> ▪ A migração de desembocaduras causada por fortes correntes de deriva litorânea tem efeito erosivo direto sobre a linha de costa no sentido da migração. Mas se o fluxo fluvial é mais intenso este funciona como "molhe hidráulico", lançando parte dos sedimentos costa-afora, gerando acumulação à montante e erosão à jusante da foz. As feições criadas costa-afora são obstáculos para as ondas e geram difração e refração, induzindo à formação de tombolos. Baías abertas no sentido da deriva litorânea e desembocaduras lagunares são armadilhas naturais de sedimentos, provocando déficit nas praias à sotamar.
7. Inversões bruscas da orientação da deriva litorânea causada por fenômenos climático-meteorológicos	<ul style="list-style-type: none"> ▪ A passagem de ciclones extratropicais ou Anticiclone Tropical do Atlântico (frentes frias estacionárias) e a atuação intensa do "El Niño/ENOS" são fenômenos que alteram o regime dos ventos e seu efeito sobre as ondas, podendo gerar inversões de correntes de deriva litorânea.
8. Elevações do NM de curto período devido a efeitos combinados de fenômenos astronômicos, meteorológicos e oceanográficos	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Referem-se a variações horárias, diárias e sazonais do NM geradas por mudança na intensidade e direção dos ventos, acompanhada de variações na pressão atmosféricas, ambas relacionadas à passagem de frentes frias (sistemas frontais). Ocorre a inundação de praias e parte das planícies costeiras e a migração do perfil praial rumo ao continente, causando erosão severa na linha de costa.
9. Efeitos primários da elevação do NM durante o último século, em taxas de até 50cm/século ou 4mm/ano.	<ul style="list-style-type: none"> ▪ O predomínio de erosão costeira é um dos principais efeitos da elevação do NM, provocando a retrogradação da linha de costa e a diminuição geral da largura das praias.
10. Efeitos secundários da elevação do nível do mar de longo período	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Por meio da regra de Bruun (processos erosivos no perfil emerso da praia e deposição no perfil submerso e fundo marinho adjacente) sugere-se a investigação do deslocamento de sedimentos da praia subaéreas para o fundo marinho adjacente, que também gera déficit de sedimentos.
11. Evolução quaternária das planícies costeiras: balanço sedimentar de longo prazo negativo e dinâmica e circulação costeira atuante na época	<ul style="list-style-type: none"> ▪ A maior ou menor presença de sedimentos quaternários reflete se o balanço sedimentar foi negativo ou positivo, bem como o comportamento geral do transporte costeiro. Áreas sob a ação de intensa erosão no passado ou à grande retenção de sedimentos por processos eólicos (grandes campos de dunas) têm atualmente baixo estoque de sedimentos disponível no sistema costeiro
12. Balanço sedimentar atual negativo originado por processos naturais individuais ou combinados.	<ul style="list-style-type: none"> ▪ O déficit de sedimentos em uma praia pode ser causa e efeito dos processos erosivos. Todos os fatores naturais citados acima também induzem ao balanço sedimentar negativo.
13. Fatores tectônicos	<ul style="list-style-type: none"> ▪ A neotectônica exerce papel fundamental na atuação dos processos erosivos costeiros de longo período, condicionando altos e baixos estruturais.

Tabela 8: Principais causas antrópicas da erosão costeira, e seus respectivos efeitos e processos associados (Fonte: Souza et al., 2005).

Causas antrópicas	Efeitos e processos associados
1. Urbanização da orla, com destruição de dunas e/ou impermeabilização de terraços marinhos holocênicos e eventual ocupação da pós-praia.	▪ Essas intervenções causam processos erosivos diretos, pois eliminam estoques sedimentares da praia e interferem na circulação de correntes costeiras, principalmente durante as ressacas e premares de sizígia em algumas praias.
2. Implantação de estruturas rígidas ou flexíveis, paralelas ou transversais à linha de costa (em geral para conter ou mitigar a erosão costeira).	▪ Espigões (de pedra ou bolsa-roca), molhes, enrocamentos, guias-corrente, canais de drenagem, anteparos e muros/muretas (pedra, concreto e outros materiais), gabiões e quebra-mares interferem na circulação de correntes costeiras, e modificam o ângulo de incidência das ondas, o padrão de refração causando modificações nas células de deriva e alterações no perfil praiial.
3. Armadilhas de sedimentos associadas à implantação de estruturas artificiais.	▪ As estruturas artificiais não paralelas à linha de costa são efetivas armadilhas de sedimentos, pois interrompem as correntes de deriva litorânea, dividindo a célula original em duas células de deriva menores, havendo acumulação à montante e erosão à jusante de cada uma das estruturas.
4. Retirada de areias de praias e dunas.	▪ A retirada de areias de praias e dunas para os diversos fins causa erosão na praia local e adjacentes alterando o balanço sedimentar.
5. Extração de areias fluviais (desassoreamento de desembocaduras fluviais e mineração) e dragagens em canais de maré e plataforma continental	▪ Alteram o balanço sedimentar regional e desencadeiam processos erosivos nos sistemas fluvial, estuarino, lagunar e nas praias. Por outro lado, podem aumentar o aporte de sedimentos no sistema costeiros, pelos menos momentaneamente.
6. Conversão de manguezais, planícies fluviais e lagunares, pântanos e áreas inundadas em terrenos para urbanização e atividades antrópicas; mudanças no padrão de drenagem.	▪ Tais modificações causam desequilíbrios no balanço sedimentar regional, aumentando os processos erosivos no sistema costeiro e, conseqüentemente, nas praias. Além disso, muitos desses terrenos passam a ser suscetíveis a inundações.
7. Balanço sedimentar atual negativo decorrente de intervenções antrópicas.	▪ O déficit de sedimentos em uma praia pode ser causa e efeito dos processos erosivos. Todos os fatores antrópicos citados acima também induzem ao balanço sedimentar negativo.

Desse modo, o vertiginoso crescimento populacional tem acarretado para a zona costeira grande pressão sobre os recursos naturais causado principalmente pela urbanização e uso inadequados. Tessler (2007) destaca que o crescimento da ocupação humana brasileira no litoral já supera 1/4 da população em função das potencialidades sociais, econômicas e ambientais que essa área apresenta. A erosão costeira resultante de tal ação antropogênica é um dos grandes impactos verificados ao longo do litoral do Brasil.

Os impactos decorrentes da urbanização nas zonas costeiras, incluindo a erosão, são também ações que, segundo Moraes (1999), Esteves (2004) e Nicholls & Small (2003), vêm sendo largamente discutidas na literatura. Segundo Nicholls & Small (op. cit.) estimativas recentes mostram que 1.2 bilhões de pessoas vivem nos primeiros 100 km de distância da linha de costa e nas altitudes inferiores a 100 m, onde a densidade populacional é cerca de 3 vezes maior do que a média global, em valores percentuais isso representa 18,46% da população mundial vivendo na faixa dos primeiros 100km de continente.

As zonas costeiras, não só do Brasil, mas de todo o mundo, estão subjugadas aos processos de dinâmica que são compostos pelas ações dos

agentes de transporte, erosão e deposição, tendo como causas primeiras a variação do nível do mar (relacionada diretamente com as variações climáticas), a corrente de deriva litorânea, a influência das marés, a ação eólica e principalmente à ação antrópica, fator que muito influencia na morfologia praial, visto que a suscetibilidade desse ambiente à ação humana é relativamente elevada (MORAIS, 1996). Em várias cidades litorâneas do Brasil estão sendo realizadas tentativas diversas para minimizar, remediar e até prevenir os processos erosivos costeiros. Isso se converte ainda em maciços investimentos dos governos federal e estaduais em obras de engenharia e pesquisas para conhecer melhor o processo de forma mais precisa. Muehe (2004) denota a importância que tem sido dada aos estudos sobre a erosão nas praias brasileiras, ao afirmar que cerca de 40% dos estudos sobre erosão na costa brasileira são referentes às praias, 20% de escarpas sedimentares e 15% das desembocaduras de rios e estuários.

Mesmo destacada a importância e necessidade da manutenção e avanço nas pesquisas nas zonas costeiras, em alguns casos ainda se verifica a carência de informações qualitativas e quantitativas acerca das alterações naturais e antropogênicas no litoral com vistas aos reflexos na erosão costeira. A área de estudo, situada no litoral do Estado do Piauí, exemplifica bem essa realidade. Verifica-se que diversas atividades em execução (como a atividade portuária, a urbanização e a execução de atividades relacionadas ao lazer) têm competido com as suscetibilidades naturais da área no tocante à erosão costeira, associado a isso está a insuficiência de conhecimentos e informações acerca dos processos costeiros atuantes.

No entanto, Muehe (2005) destaca que, mesmo a erosão costeira ocorrendo de forma generalizada em muitos lugares do litoral brasileiro, muitas vezes até de forma bastante pronunciada, esta “não representa uma ameaça quando se considera a orla costeira do Brasil como um todo”. Os maiores problemas estão associados às intervenções humanas que induzem mudanças nos regimes hidro e morfodinâmicos da zona costeira. Somente 20% da população do Brasil (cerca de 30 milhões de pessoas) reside em municípios costeiros (Muehe & Neves, 1995, *in* Muehe, 2004). Nas cidades litorâneas, onde a densidade populacional é maior, é que a erosão costeira torna-se mais preocupante e geralmente está sob a intervenção do homem nos processos costeiros, seguido da urbanização da orla e a falta de suprimento de sedimentos.

Assim, qualquer interferência como a realização de obras de engenharia ou construções desordenadas nas áreas de constante influência das marés, ocupação e degradação de depósitos eólicos costeiros, construções de barragens que bloqueiam o aporte de sedimentos dos rios para o litoral, exploração de recursos minerais costeiros, obras de engenharia costeira mal projetadas, causam uma infinidade de interferências no sistema costeiros e geram impactos negativos, em função da grande complexidade que envolve a dinâmica da zona costeira (PINHEIRO, 2000).

Por conseguinte, um dos aspectos fundamentais para o estudo da zona costeira e seu gerenciamento é o conhecimento de sua vulnerabilidade em relação à modificação da posição da linha de costa. As modificações na posição da linha de costa decorrem em grande parte da falta de sedimentos, provocado pelo esgotamento da fonte, principalmente a plataforma continental. Outros fatores também interferem na instabilidade da linha de costa, como possíveis modificações naturais do clima de ondas ou da altura do nível relativo do mar (BRASIL, 2008).

Entretanto, Muehe (2005) destaca ainda que a identificação das causas da erosão costeira tem sido freqüentemente um exercício difícil devido à falta de informações sobre a tendência de variação do nível do mar, do clima de ondas e da evolução da linha de costa em alguns setores da costa brasileira. Havendo muitas vezes dificuldades de se distinguir entre episódios de erosão ou progradação de tendências de longo prazo.

Isso denota ainda a necessidade de ser estabelecido políticas de incentivo à produção científica nessa área, de forma a subsidiar a construção de um banco de dados significativo em termos espaciais e temporais do comportamento costeiro do Brasil com vistas ao gerenciamento costeiro e processos desencadeados por ele.

2.4.2 Vulnerabilidade de praias arenosas à erosão costeira

O uso do conceito de “vulnerabilidade” nos estudos ambientais tem sido bastante aplicado nas últimas décadas principalmente a partir do trabalho de Tricart (1977) ao estudar a ecodinâmica das paisagens. Caseti (2005) atesta que como resultado do entendimento integrado da paisagem com seus parâmetros físicos, bióticos e socioeconômicos, se levaram ao entendimento da vulnerabilidade e potencialidade da natureza. Logo, o conceito de “vulnerabilidade” volta-se aos

fatores de natureza física e biótica, considerando a suscetibilidade dos referidos parâmetros em função do uso e ocupação.

De acordo com Dutriex et. al. (2000) o conceito de vulnerabilidade para o sistema costeiro está associado diretamente à relação entre a **sensibilidade** (relacionada às características naturais de um ambiente) e os **fatores de risco** (relacionados ao uso que se faz do mesmo).

A sensibilidade do ambiente depende das características intrínsecas do ambiente e varia de acordo com suas especificidades. Ela é definida pela capacidade do ambiente de suportar a deterioração de sua riqueza natural e sua capacidade de resistir a pressões (resiliência).

Já os **fatores de risco** dependem das atividades humanas em desenvolvimento, e variam de acordo com a tipologia das mesmas. Ao se considerar a sensibilidade de vários ambientes e os riscos a que são submetidos, é possível identificar áreas "vulneráveis".

McCarthy et al. (2001) *in* Mallmann (2008) define vulnerabilidade como sendo "o grau de susceptibilidade e inaptidão de combater efeitos adversos apresentado por um sistema".

Mallmann (2008) discutiu acerca da vulnerabilidade costeira à erosão com aplicações em diversos segmentos costeiros do litoral sul de Pernambuco, a fim de representar o potencial de reação da linha de costa às forças que atuam no sistema praias e aos efeitos do uso antrópico na área, tendo conseguido atribuir diferentes graus de vulnerabilidade para as praias estudadas, identificando ainda os fatores que mais contribuem para a vulnerabilidade destas.

A vulnerabilidade, no sentido amplo é também definida por Schneider & Sarukhan (2001) como o grau em que um sistema natural ou social é suscetível a danos ou em suportar modificações.

Ao discutir sobre a vulnerabilidade costeira, a resiliência e adaptação às mudanças climáticas Klein (2002) destaca que muitas oportunidades econômicas presentes nos sistemas costeiros naturais induzem à superexploração dos recursos costeiros, poluição, aumentando fluxos de nutrientes, diminuição da disponibilidade de água doce, a escassez de sedimentos e elevada urbanização. Tais mudanças afetam, sobremaneira, a capacidade natural dos sistemas costeiros para lidar com o estresse, ficando todo o sistema costeiro vulnerável. Entretanto, todos os sistemas costeiros naturais são, em diferentes graus, capazes de compensar os

efeitos da intervenção humana, mas em muitas áreas costeiras as intervenções são tão pronunciadas que a sua resistência natural à novas mudanças já foi substancialmente reduzida.

A vulnerabilidade costeira para as Geociências representa segundo Tabajara et. al. (2005) um arranjo de atributos que caracterizam a fragilidade de trechos costeiros a desastres e incidência de fenômenos naturais, bem como aos fluxos e interações entre os elementos componentes da paisagem litorânea (fatores e processos meteorológicos, fatores e processos oceanográficos, fatores e processos morfológicos e sedimentológicos, as fatores de proteção da morfologia da área e as atividades humanas). A integração desses componentes reflete diretamente a configuração da costa e sua vulnerabilidade.

Dal Cin & Simeoni (1994) em trabalho sobre vulnerabilidade a erosão costeira na costa de Marche, Itália, sugerem uma classificação da zona costeira usando indicadores de vulnerabilidade à erosão costeira associados as características morfológicas do perfil de praia (onde considera-se a taxa de variação da linha de costa como a variável mais importante) e ainda ao grau de urbanização da área. Essa metodologia foi utilizada ainda por Pinheiro et. al. (2001a) e Moura (2009, 2012) no Estado do Ceará. Lins-de-Barros (2005) aplicou tal classificação na orla no Rio de Janeiro e Mazzer (2008) em Santa Catarina.

Souza et. al. (2005) trabalha a vulnerabilidade na perspectiva de “indicadores de risco à erosão costeira” apresentando elementos para classificar por meio de uma matriz de presença com base em Souza (1997 e 2001) e Souza & Suguio (2003). Essa proposta metodológica já integra indicadores de vulnerabilidade e indicadores de erosão.

De maneira geral, e independente do conceito adotado, os autores concordam que para a determinação da vulnerabilidade costeira à erosão requer a análise de atributos relacionados tanto ao sistema físico costeiro, quanto ao sistema antrópico que utiliza esse ambiente ou outros integrados a ele.

Porém, a determinação da vulnerabilidade costeira ainda é um método em construção, mas que à medida que se vão construindo as bases do método vão sendo elaborados acervos de informações preditivas do comportamento das zonas costeiras do Brasil, sendo a sistematização dessas informações o ponto culminante para permitir a maior sensibilização dos gestores sobre a questão da erosão costeira.

Capobianco et al. (1999) aponta que o IPCC (*The Coastal Zone Management Sub-Group of the Intergovernmental Panel on Climate Change*) desenvolveu uma metodologia baseada em sete passos para a avaliação da vulnerabilidade costeira à elevação do nível do mar, sendo importante: **a)**. Delimitar a área em estudo e especificar as condições de elevação do nível do mar para a região; **b)**. fazer inventário das características da área de estudo; **c)**. identificar os fatores relevantes para o desenvolvimento da região; **d)**. avaliar as mudanças físicas e de resposta do sistema natural; **e)**. formular estratégia de resposta e avaliar seus custos e efeitos; **f)**. avaliar o perfil de vulnerabilidade e interpretar resultados; e **g)**. identificar ações relevantes para o desenvolvimento de um planejamento de longo prazo para a Gestão integrada da Zona Costeira.

Para Albuquerque (2013), a posição da linha de costa e sua confiabilidade, como medida para estimar tendências erosivas ao longo do tempo, dependem da variabilidade dos indicadores escolhidos e da metodologia empregada, sendo necessário atentar para a relação destes com as condições dinâmicas naturais e antrópicas atuantes. Desse modo, para as quantificações das variações históricas da linha de costa, os métodos mais utilizados são as fotografias aéreas e as imagens de satélites. Sendo possível ainda agregar a estas quantificações dados de relatos das populações tradicionais da área analisada.

2.4.3 Considerações sobre as preocupações com a zona costeira no Brasil

A atenção dada ao litoral do Brasil no século XX esteve inicialmente relacionada aos meios de ocupação da zona costeira. Moraes (1999) cita que a intensificação do processo de ocupação nas últimas décadas, é decorrente de três vetores principais: a urbanização, a industrialização e a exploração turística.

Com a real intensificação desses processos e com o desencadeamento do aumento da pressão sobre os recursos naturais costeiros, e ainda, considerando o contexto mundial sobre as preocupações com as questões ambientais, começaram a surgir, em meados do século XX, ações e mecanismos com vistas à manutenção da qualidade ambiental do litoral.

No Brasil, em 1974 é criada a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), objetivando a implantação do programa de Zoneamento da Zona Costeira a ser executado pelos órgãos de meio ambiente estaduais. São criados

também nesse mesmo contexto o Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM); o Projeto GEOMAR; o Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) e o programa sobre os Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva-ZEE (REVIZEE), que em linhas gerais buscavam realizar o reconhecimento da costa e da plataforma continental do Brasil.

Em 1982 a CIRM designa uma subcomissão de Gerenciamento Costeiro e cria em 1987, o Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro (PROGERCO), dando diretrizes metodológicas para a realização do zoneamento costeiro no Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC). Isso gerou um acervo significativo de informações sobre a costa brasileira e culminou em vários zoneamentos.

Até então, muitos conceitos buscaram definir o que é a zona costeira, mas, a maioria deles não expressava o real sentido do termo. Como forma de evitar interpretações múltiplas a Resolução 1 de 21/11/1990, da Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM) apresentou a definição para o termo relacionando em seu conceito os ecossistemas terrestres que interagem com o meio marinho. Assim a zona costeira foi definida como:

Área de abrangência dos efeitos naturais resultantes das interações terra-mar-ar, leva em conta a paisagem físico-ambiental, em função dos acidentes topográficos situados ao longo do litoral como ilhas, estuários e baías, comporta em sua integridade os processos e interações características das unidades ecossistêmicas litorâneas e inclui as atividades socioeconômicas que aí se estabelecem.

Essa definição traz ainda a condição de interdependência dos elementos que compõem a zona costeira, transcendendo a idéia (errônea) que se tinha sobre o termo, onde para muitos era entendido apenas como o conjunto composto pelas faixa praial e campos dunares adjacentes.

Assim, tal definição é vista como a mais adequada e que teve como premissa a proteção dos ambientes terrestres que se alterados trazem interferências significativas para a zona costeira como um todo. Desse modo, inseridos na zona costeira brasileira estão: o mar territorial, a plataforma continental, as praias, as dunas, as restingas, os terrenos de marinha, estuários, ilhas fluvio-marinhas, ilhas marítimas e continentais inseridas no mar territorial, por exemplo.

Considerando as mudanças ocorridas na zona costeira do Brasil e as novas formas de ocupação e uso do litoral, é que em 1997, o PNGC foi revisado, sendo então criado PNGC II, que procurava adequar as diretrizes do PNGC original às

práticas atuais e às demandas da sociedade. Este novo plano estabeleceu as normas gerais com vistas à gestão ambiental da Zona Costeira do país, lançando as bases para a formulação de políticas, planos e programas estaduais e municipais. O PNGC II considera, segundo BRASIL (1997), como atribuições e competência da esfera estadual:

- Elaborar, implementar, executar e acompanhar o Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro, obedecidas às normas legais federais;
- Estruturar, implementar, executar e acompanhar os programas de monitoramento através de relatórios de Qualidade Ambiental da Zona Costeira;
- Promover articulação intersetorial e interinstitucional no nível estadual e promover o fortalecimento das atividades envolvidas diretamente no Gerenciamento Costeiro.

Partindo dessa premissa, em 1998, é publicado o Plano de Ação Federal para a Zona Costeira, tendo por objetivo a implantação e acompanhamento das atribuições do PNGC II. Nesse plano fica já delineado a instituição de mecanismos que melhorem a articulação entre as políticas ambiental e patrimonial da União, e como uma harmonização de ações com os governos estaduais e municipais, tendo por objeto os espaços praias e as demais áreas definidas como “terrenos de marinha e seus acrescidos”. Surge aqui o início do esboço do Projeto Orla (GRUBER, BARBOZA & NICOLODI, 2003).

De forma efetiva, o projeto Projeto Orla é apresentado em 2004, sob o nome de Projeto de Gestão Integrada da Orla Marítima. Vem como uma ação inovadora no âmbito do Governo Federal, conduzida pelo Ministério do Meio Ambiente, por meio da Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos, e pela Secretaria do Patrimônio da União do Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, buscando, segundo BRASIL (2004), implementar uma política nacional que harmonize e articule as práticas patrimoniais e ambientais, com o planejamento de uso e ocupação do espaço que constitui a sustentação natural e econômica da Zona Costeira, a Orla. Em resumo, a distinção dos termos é apresentada a seguir (Quadro 1).

Toda essa preocupação “recente” com a zona costeira e a busca para que sua gestão ocorra de forma integrada, bem como a proteção dos ambientes que compõem essa área, surgiu decorrente de encontra-se ali um conjunto complexo de ecossistemas de alta relevância ambiental que, de propriedades geoecológicas, se converte em propriedades sócio-reprodutoras (Krüger, 1976 *in* Casseti, 1991).

Quadro 1: Distinção conceitual de Zona Costeira e Orla Marítima.

Zona Costeira	Orla Marítima
<i>Área de abrangência dos efeitos naturais resultantes das interações terra-mar-ar, leva em conta a paisagem físico-ambiental, em função dos acidentes topográficos situados ao longo do litoral como ilhas, estuários e baías, comporta em sua integridade os processos e interações características das unidades ecossistêmicas litorâneas e inclui as atividades socioeconômicas que aí se estabelece. (BRASIL, 1990)</i>	<i>... constitui a faixa de contato da terra firme com um corpo de água e pode ser formada por sedimentos não consolidados (praias e feições associadas) ou rochas e sedimentos consolidados, geralmente na forma de escarpas ou falésias de variados graus de inclinação. (MUEHE, 2004)</i>
<i>...área constituída pelos territórios dos municípios litorâneos, mais o mar territorial (de 12 milhas náuticas de largura), tendo como escalas adequadas de representação cartográfica 1:50.000 a 1:100.000. (MORAES E ZAMBONI, 2004)</i>	<i>... é espaço que constitui a sustentação natural e econômica da Zona Costeira. (BRASIL, 2004)</i>
	<i>... é parte específica da zona costeira, isto é, a área de contato imediato terra/mar e de interface de processos terrestres e aquáticos, sendo, portanto, a borda marítima, estuarina ou lagunar da zona costeira e tendo por escala cartográfica de representação adequada a de 1:5.000, no máximo. (MORAES E ZAMBONI, 2004)</i>

Ou seja, seus sistemas ambientais (entendidos aqui como ecossistemas e geossistemas) desempenham funções extremamente importantes que afetam, sobremaneira, as esferas ambiental e socioeconômica. Contudo, essa área apresenta fragilidade muito elevada em função de suas suscetibilidades, pois se configura como um ambiente transicional. A execução e desenvolvimento das atividades humanas impõem pressões sobre as áreas naturais representando a perda da qualidade ambiental destas, com reflexos principalmente nas atividades ora implementadas, seja a curto, médio ou longo prazo.

Entretanto, nem todos os estados costeiros têm avançado com seus Planos Estaduais de Gerenciamento Costeiro bem como o desenvolvimento do Projeto Orla. Apesar de sido escolhido estrategicamente o litoral do Estado do Piauí (na Área de Proteção Ambiental do Delta do Parnaíba, nos municípios de Luís Correia, Parnaíba, Cajueiro da Praia e Ilha Grande) para a aplicação e validação metodológica que deu base para o desenvolvimento do Projeto Orla, pouco tem sido feito a respeito nos últimos anos. Essa área foi elencada em virtude dos diferentes níveis e arranjos político-institucionais existentes entre as esferas municipal e estadual, as características naturais e impactos ambientais em cada localidade, e as questões envolvendo o patrimônio da União.

Oliveira & Nocolodi (2012) destacam ainda que esse trecho do litoral é uma das regiões mais paradoxais do Brasil, pois apresenta ao mesmo tempo grande potencial turístico e de conservação da natureza, mas que está aliada a índices de risco social bastante elevados. Entende-se aqui que tal afirmativa se dá em função

de que nesse litoral constatam-se situações extremamente contrastantes das condições sociais e econômicas. A área é marcada pela forte presença das segundas residências equipamentos turístico/hoteleiros.

Ainda assim, passados 10 anos da gestação e implementação do Projeto Orla no Brasil, e que é apontado por Oliveira & Nocolodi (2012) como um projeto que apresenta algumas falhas, mas que de todo modo tem apresentado êxito se analisado considerando o litoral do Brasil como um todo, nos municípios piauienses que deveriam ser contemplados pelo projeto pouco se tem visto nas ações para “implementar uma política nacional que harmonize e articule as práticas patrimoniais e ambientais, com o planejamento de uso e ocupação da Orla”. Entretanto, a ação de maior destaque verificada no litoral do Piauí foi a revitalização da Orla na Praia de Atalaia (município de Luís Correia) e a implementação da usina eólica da Pedra do Sal (de iniciativa privada). As outras ações realizadas têm sido muito pontuais, desarticuladas e sem haver transparência para a sociedade.

O conhecimento dos mecanismos normativos e reguladores, bem como os mecanismos de gestão em funcionamento numa determinada zona costeira é essencial para o entendimento da sua dinâmica socioespacial. Tal contextualização denota e reafirma a importância de se conhecer em profundidade a referida zona costeira, sua compartimentação e as ações executadas, com o intuito de melhor utilizar desse espaço considerando sua dinâmica natural e suas suscetibilidades.

3 - MATERIAIS E MÉTODOS

A análise do comportamento dos processos costeiros englobou o levantamento de dados em campo, análise laboratorial de amostras de sedimentos, e etapas de gabinete com a interpretação de imagens aéreas de satélite (multitemporais) e também de levantamento aerofotogramétrico, além de haver nessa etapa a organização e integralização das informações produzidas ao longo da pesquisa, e por fim a apresentação de relatório enquanto produto final.

As atividades que concretizam os procedimentos metodológicos são descritos a seguir:

Quadro 2: Etapas de realização das atividades e procedimentos metodológicos.

<i>Etapa Inicial</i>				
Levantamento bibliográfico	Banco de dados documental e teórico sobre o tema			
Levantamento cartográfico e iconográfico	Análise e geoprocessamento de imagens com destaque na interface oceano-contidente			
	Análise das imagens aéreas da região para escolha de áreas de monitoramento ou de levantamento de informações <i>in loco</i> .			
<i>Trabalho de campo em campanhas específicas</i>				
Reconhecimento da área para confirmação das áreas e pontos de monitoramento	Levantamento de dados para a caracterização ambiental			
Levantamento de dados de anemometria no campo de dunas				
Atualização da linha de costa atual (caminhamento com sistema de posicionamento global)				
<i>Trabalho de campo sistemático</i>				
Nivelamento topográfico	Amostragem de sedimentos	Amostragem de dados de hidrodinâmica		
<i>Trabalho de laboratório</i>				
Análise granulométrica no Lab. Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica (LGCO) da UECE.				
<i>Trabalho de gabinete</i>				
Análise de dados resultantes de coletas <i>in loco</i>	Tabulação e análise dos dados de caracterização ambiental	Tabulação e análise dos dados de hidrodinâmica	Confecção e análise de perfis topográficos (análise interanual da variação da linha de costa e volume do perfil)	
	Tabulação e análise dos dados de ventos nas dunas da região	Tabulação e análise dos dados de sedimentologia	Levantamento de indicadores de vulnerabilidade à erosão costeira	
Dados coletados por sensor remoto	Geoprocessamento e análise de imagens aéreas	Confecção de cartas temáticas	Análise interdecadal da variação da linha de costa 1987, 200 e 2010.	Interpretação da dinâmica eólica considerando imagens multitemporais
<i>Tratamento e integralização dos dados e produção de resultados</i>				

Como a ocorrência dos processos costeiros e a configuração pretérita e atual da planície litorânea estão subjugadas a uma série de fatores naturais e antrópicos, foram adotados critérios metodológicos que serviram de ponto de partida para a presente análise.

3.1 - ASPECTOS CLIMATO-AMBIENTAIS

Ao considerar o clima como principal energia motriz dos processos que atual na interface de contato atmosfera, hidrosfera e litosfera, propôs-se como ponto de partida a análise da pluviometria e comportamento dos ventos da região. Assim, foram levantados os dados das médias mensais considerando os dados diários da **Estação agrometeorológica convencional do INMET**, localizada na área experimental da Embrapa Meio-Norte, município de Parnaíba-PI (03°05' S; 41°46' W) e ainda dados já trabalhados pela própria EMBRAPA para a caracterização climática da região.

Foi realizada também (de forma experimental) a análise da dinâmica eólica da área por meio da instalação de estação climática portátil da marca Weather Wizard III (Professional Home Weather Station) onde foram mensurados velocidade e direção dos ventos incidentes, como intuito de se conhecer a intensidade da influência eólica na área. Este experimento foi realizado em dias típicos de sol (no período de estiagem) e durante oito horas consecutivas (das 08 às 18 horas), conforme proposta metodológica de Leatherman (1978) *in* Maia (1998).

3.2 - A MORFOESTRUTURA (ARCABOUÇO GEOLÓGICO)

Muitos dos processos atuantes na linha de costa estão associados a configuração da zona costeira e sua estrutura geológica, sendo impossível a análise adequada sem a interpretação do papel da geologia da região. Esta representa, ao mesmo tempo, fator condicionante e limitante de muitos dos processos costeiros. A análise de produtos de levantamentos acerca da caracterização da geologia da área (a exemplo do mapeamento geológico da CPRM, a caracterização geoambiental do Macrozoneamento Costeiro do Estado do

Piauí e incursões na área) permitiram a compreensão do papel da geologia dentro do entendimento das potencialidades e limitações desta.

3.3 - DINÂMICA MARINHA NO AMBIENTE COSTEIRO

A morfologia costeira e a faixa praias são diretamente influenciadas pela dinâmica marinha na zona costeira representada pela atuação das ondas, marés e correntes costeiras. Isso porque é a ação conjunta desses processos é que é responsável pela mobilização dos sedimentos das praias e a distribuição ao longo da costa, ajustando-se à fisiografia costeira, ora apresentando-se mais como agentes condicionantes de uma morfologia específica e ora como agentes com atuação limitada em função das características morfo-estruturais mais resistentes. Pensando nisso buscou-se verificar o comportamento das marés por meio da análise das variações interanuais das amplitudes de maré usando as tábuas de marés da DHN para a região do Porto de Luís Correia.

Já o comportamento do clima de ondas baseou-se fundamentalmente em levantamentos de campo, coletando informações sobre altura na arrebentação (H_b), período (T) e direção das ondas incidentes por meio do ângulo de incidência (α_b). Através da medição das ondas obteve-se os valores da altura média, e ainda os valores da altura significativa (H_s), separando-se 1/3 das ondas mais altas mensuradas. Para dar mais segurança à análise, buscou-se ainda complementar com dados do MCT/INPE/CPTEC sobre as ondas incidentes na região.

A coleta de dados em campo da altura da onda, inicialmente foi realizada por meio de visadas horizontais perpendiculares ao ângulo de incidência do trem de ondas, sendo mensurados os valores de dez cristas e cavas consecutivas. De modo a tentar corrigir distorções desse método, coletou-se ainda no ano de 2012 valores de H_b nos meses março e julho por meio de medição direta com ingresso até a zona de arrebentação e medição repetindo o procedimento anterior, fazendo assim na análise da variação do erro, que foi em média de 20% superestimado pelo método anterior.

O período da onda foi mensurado por meio de cronometro digital, obedecendo a contagem de duas cristas de onda sucessivas por um mesmo ponto fixo imaginário na zona de arrebentação. Após a leitura de 11 ondas consecutivas, tem-se o valor de 10 períodos de onda, conforme Muehe (1996). Dados de boias instaladas na região do Porto do Pecém também foram utilizados para a análise do

período de ondas. A identificação do valor dos períodos das ondas incidentes permitiu a classificação dos tipos de ondas em relação a esse parâmetro, onde ondas do tipo *swell* tem períodos superiores a 10 segundos e ondas *sea* entre 4 e 9 segundos.

O ângulo de incidência das ondas foi calculado por meio de bússola profissional e equipamentos topográficos. Depois de alinhada a bússola em relação ao Norte magnético e também o limbo horizontal do nível topográfico, realizou-se visada no nível topográfico de modo a traçar uma linha perpendicular imaginária em relação ao trem de ondas incidente. Desse modo o limbo horizontal é movido de forma circular permitindo verificar o valor em graus da incidência das ondas.

A coleta de dados sobre altura, período e direção de ondas permitiu o cálculo do transporte longitudinal dos sedimentos, ou seja, da competência da corrente costeira. Associado a isso se levantou ainda valores da velocidade da corrente longitudinal (V_1), que segundo Muehe (1996) está relacionada a altura e obliquidade da incidência de ondas na zona de arrebentação (Equação 1). Onde g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$), α_b o ângulo de incidência das ondas.

$$V_1 = 1,19 (gH_b)^{0,5} \text{sen}\alpha_b \text{cos}\alpha_b$$

(Equação 1)

3.3.1 - Análise morfodinâmica

Associando-se os dados da dinâmica marinha no ambiente costeiro e da sedimentometria foi possível aplicar e comparar diferentes modelos de classificação morfodinâmica para as praias da área com vistas à identificar os parâmetros mais indicados para a classificação região. Utilizou-se como parâmetros para a análise e classificação morfodinâmica os seguintes:

a). O RTR (Relative Tide Range Parameter) é definido pela seguinte equação, sendo conjugado ao parâmetro Ômega:

$$RTR = TR / H_b$$

(Equação 2)

Onde TR é a variação média da maré de sizígia em metros e H_b é a altura significativa, em metros, das ondas na arrebentação. Assim, para Masselink (1993)

praias com $RTR < 2$ podem ser descritas com base no parâmetro $\hat{\Omega}$ utilizado para classificar praias de micromarés. Acima deste valor faz-se necessário atentar para o efeito da maré.

Em geral, $RTR < 3$, corresponde aos três tipos de praia de micromaré propostos por Wright & Short (1983) – dissipativa, reflexiva e intermediária. Para $3 < RTR < 7$ as praias de baixa energia começam apresentando característica reflexiva por ocasião da preamar e a presença de um terraço de baixamar sem correntes de retorno (rips).

b). O parâmetro delta (Δ), representado por:

$$\Delta = \frac{(\text{sen}\beta \cdot D_{\text{espr}}) / H_b}{T_{\text{esp}} / T} \quad (\text{Equação 3})$$

Onde H_b é a altura significativa, em metros, das ondas na arrebentação; β a declividade da face da praia; D_{espr} é a distância de espraiamento da onda na face da praia, medida a partir da posição do refluxo máximo da onda. Assim, a relação h/H_b representa a perda de energia da onda durante seu deslocamento.

c). O parâmetro de medida de arrebentação (ϵ) ou parâmetro dimensionador do surfe ou *surf scaling parameter*:

$$\epsilon = \frac{a_b \cdot \sigma^2}{g \cdot \tan^2\beta} \quad (\text{Equação 4})$$

Onde a_b é a amplitude da onda na arrebentação, e σ é a frequência angular da onda incidente definido por $(2\pi/T)$, g é a aceleração da gravidade e $\tan\beta$ é a declividade do perfil praial. Desse modo para valores de $\epsilon < 2,5$, a praia é reconhecidamente refletiva, caracterizada por arrebentação ascendente (*surging*) e alta porcentagem de energia incidente sendo refletida na escarpa de praia. Para $2,5 < \epsilon < 20$ a praia deve apresentar-se em estágios intermediários. Já para $\epsilon > 20$ a praia é reconhecidamente dissipativa com ondas deslizantes ou progressivas (*spilling*) onde a energia da onda se dissipa através do amplo perfil plano da praia.

d). O índice da praia (*BI*):

$$BI = \frac{\log (Md_{\text{sand}} + 1) \cdot TR}{\tan\beta} \quad (\text{Equação 5})$$

Índice proposto por McLachlan & Dorvlo (2005) que relaciona por meio de uma função logarítmica a declividade do perfil ($\tan\beta$) o tamanho médio (*Md*) dos sedimentos dado em $\phi + 1$ e a variação da amplitude da maré de sizígia (**TR**) em metros. Assim para valores de **BI** < 1,5, a praia é refletiva. Para $1,5 < \mathbf{BI} < 3$ a praia é intermediária. E com **BI** > 3 a praia é dissipativa.

3.4 SEDIMENTOLOGIA

A análise dos sedimentos da área foi realizada buscando compreender: i) os elementos ou vetores que funcionam como aporte (fonte/suprimento) ou dispersão (sumidouro) de sedimentos que interferem no balanço sedimentar da face praial; ii) a variação modal dos sedimentos considerando a sedimentometria de modo a correlacionar com o comportamento morfodinâmico das praias.

Para a análise da sedimentometria de tais amostras, este trabalho fundamentou-se nos estudos de Muehe (2001), Suguio (1973), Suguio (1980) e Mabesoone (1983), que tratam sobre as características texturais dos sedimentos. As análises sedimentológicas foram realizadas no Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica e Ambiental (LGCO) da Universidade Estadual do Ceará (UECE). A análise englobou, sobretudo a caracterização granulométrica, ou seja, tamanho e textura dos grãos que estão relacionados aos agentes de transporte e/ou ambientes de deposição.

Os sedimentos coletados no campo são inicialmente colocados para secar em estufa a uma temperatura de 60°C, para que não ocorram modificações nos argilominerais sensíveis a altas temperaturas. Após a primeira secagem, essas amostras foram homogeneizadas e quarteadas. Posteriormente, utilizando uma balança analítica de tipo MICRONAL B6000 foram separadas 100g de cada amostra homogeneizada que foram submetidas ao peneiramento úmido. Esse processo constitui da lavagem da amostra em uma peneira de malha 0,062mm de diâmetro, possibilitando a retirada de sais, e a separação dos sedimentos

grosseiros dos sedimentos finos presentes. Depois de separadas tais frações, as frações grossas foram condicionadas em recipientes apropriados e levados novamente à estufa. A fração retida na peneira corresponde às frações que variam de areia fina a cascalho, já as frações recolhidas sob a peneira correspondem às frações de silte e argila.

Após a nova secagem, a fração maior do que 0,062mm foi colocada em uma bateria de 12 (doze) peneiras com aberturas variando de 2,830mm à 0,062mm (correspondendo a escala de ϕ [phi] variando entre -2,00 a 4,00 ϕ) de acordo com Wentworth (1922) *in* Suguio (1973). Em seguida foram postas para vibrar por 10 (dez) minutos no agitador mecânico “Rotap sieve-shaker” fazendo o peneiramento seco. As frações retidas em cada peneira foram pesadas e acondicionadas em sacos plásticos devidamente identificados com a malha da peneira.

A fração fina inferior a 0,062 mm foi analisada pelo método de pipetagem seguindo a Lei de Stockes *in* Suguio (1980), que se baseia na velocidade de queda das partículas em meio aquoso. Em uma proveta de 1.000 ml foi feita uma solução composta de sedimentos (coletados sob a peneira, após o peneiramento úmido), água destilada e pirofato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$). Em seguida, através de agitação manual homogeneizou-se a amostra deixando-a em seguida em repouso. Após esse procedimento, com uma pipeta de 10 ml foram realizadas várias pipetagens em vários intervalos de tempo e profundidade correspondendo dessa forma, a velocidade de decantação das frações de silte grosso, silte médio, silte fino e argila (Tabela 9). O material amostrado foi levado à estufa para secar e posteriormente foi pesado.

Tabela 9 - Tempo/Profundidade e granulações para análise granulométrica por pipetagem

Sedimento	Diâmetro	Mm	Profund. (cm)	Hora	Minutos
silte grosso	1/2	0.032	20	0	03
silte médio	1/64	0.016	20	0	07
silte fino	1/128	0.008	10	0	31
Argila	1/256	0.004	10	2	03

Fonte: Adaptado de Wentworth *in* Suguio (1980).

3.4.1 - Análise dos cálculos estatísticos

A análise estatística permitiu descrever os sedimentos em termos de suas várias propriedades, incluindo a média e a mediana, obtendo-se as seguintes medidas: diâmetro médio, mediana, desvio padrão, assimetria e curtose. O resultado final coletado da análise textural foi inserido no programa estatístico chamado de Sistema de Análise Granulométrica (SAG), desenvolvido pelo Departamento de Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense - RJ, que constrói os histogramas e curvas de frequência.

Este programa efetua os cálculos estatísticos de porcentagens simples e acumulada; determina por interpolação, os percentis da curva acumulada para o cálculo dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957) *apud* Suguio (1973) e Folk (1968) *apud* Muehe (2001).

A análise dos parâmetros estatísticos foram realizados utilizando os dados gráficos obtidos de curvas acumulativas de distribuição de frequência, calculados com os dados na escala de **phi** (ϕ), servindo para caracterizar a curva em relação a sua tendência central, grau de assimetria e grau de curtose. Estes valores possibilitaram descrever os sedimentos em termos de suas várias propriedades, incluindo as seguintes medidas: diâmetro médio, mediana, assimetria e curtose e desvio padrão.

Estes dados permitiram um tratamento gráfico com: a construção de histogramas de frequência simples, para um melhor visualização das propriedades de tamanho como classe modal, dispersão e número de classes texturais (SUGUIO, 1973). As escalas de variação dos valores obtidos dos cálculos estatísticos e sua interpretação tiveram como base a literatura clássica.

A **moda**, **mediana** e a **média** são apontadas como valores de tendência central de uma amostra. A mediana (**Md**) se encontra entre a moda e a média. A moda é o valor correspondente à maior frequência de ocorrência de um dado tamanho granulométrico. A média (**Mz**) é valor que representa todas as classes granulométricas da amostra. Ela trata-se do valor que divide a amostragem ao meio, ou seja, situa-se em determinada equidistância entre os pontos extremos da amostra.

As medidas de **dispersão** e **assimetria** procuram fornecer informações sobre o formato da curva. O **desvio padrão** descreve a dispersão em relação à

média. Os limites para a classificação do selecionamento pelo desvio padrão, em valores de *phi* estão expressos na Tabela 10.

Tabela 10: Valores limites e classificação do grau de selecionamento dos sedimentos, segundo a classificação de FOLK.

Classificação do selecionamento	Valores em phi (φ)
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente bem selecionado	0,50 a 0,71
Moderadamente selecionado	0,71 a 1,00
Pobrementemente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobrementemente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	> 4,00

Fonte: MUEHE (2001)

A **assimetria** (S_k) procura descrever se a curva é simétrica ou assimétrica. Descreve ainda para que lado a cauda mais longa da curva se inclina quando assimétrica. Numa curva assimétrica positiva a cauda da curva à direita do valor modal se estende mais que a localizada à esquerda, dirigindo-se em direção aos sedimentos mais finos (valores em *phi* mais elevados). Na assimetria negativa ocorre o contrário, ou seja, a cauda mais estendida é a do lado esquerdo do valor modal, direcionando para as frações grosseiras.

Numa distribuição simétrica a posição da moda, mediana e da média coincidem. A partir disso, a simples análise da posição da média em relação à mediana já nos dá uma ideia se uma distribuição tende mais para o lado das frações grosseiras ou finas. Se tender para as frações grosseiras a média tem valor, em *phi*, menor que o valor da mediana, portanto, a amostra terá assimetria negativa. No caso de tender para as frações finas o valor da média será maior que o valor da mediana, tendo assimetria positiva. Os valores limites para a classificação da assimetria estão expressos a seguir na Tabela 11:

Tabela 11: Valores limites e classificação da assimetria dos sedimentos, segundo a classificação de FOLK.

Classificação da assimetria	Valores em phi (φ)
Assimetria muito negativa	-1,0 a -0,3
Assimetria negativa	-0,3 a -0,1
Simétrica ou aproximadamente simétrica	-0,1 a 0,1
Assimetria positiva	0,1 a 0,3
Assimetria muito positiva	0,3 a 1,0

Fonte: MUEHE (2001)

A **curtose** (K_G) que é um parâmetro instável que define o grau de agudez dos picos nas curvas de distribuição de frequência utilizando a média onde as amostras variaram de platicúrtica, mesocúrtica e leptocúrtica. De acordo com PONÇANO (1975) *apud* GUERRA (2001) as distribuições leptocúrticas são características de áreas de transporte de sedimentos e as platicúrticas características de áreas de deposicionais. As distribuições mesocúrticas são transicionais entre os dois estados. Os valores limites para a classificação da curtose estão descritos na Tabela 12.

Tabela 12: Valores limites e classificação da curtose dos sedimentos, segundo a classificação de FOLK.

Classificação da curtose	Valores em phi (ϕ)
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito Leptocúrtica	1,50 a 3,00
Extremamente Leptocúrtica	> 3,00

Fonte: MUEHE (2001)

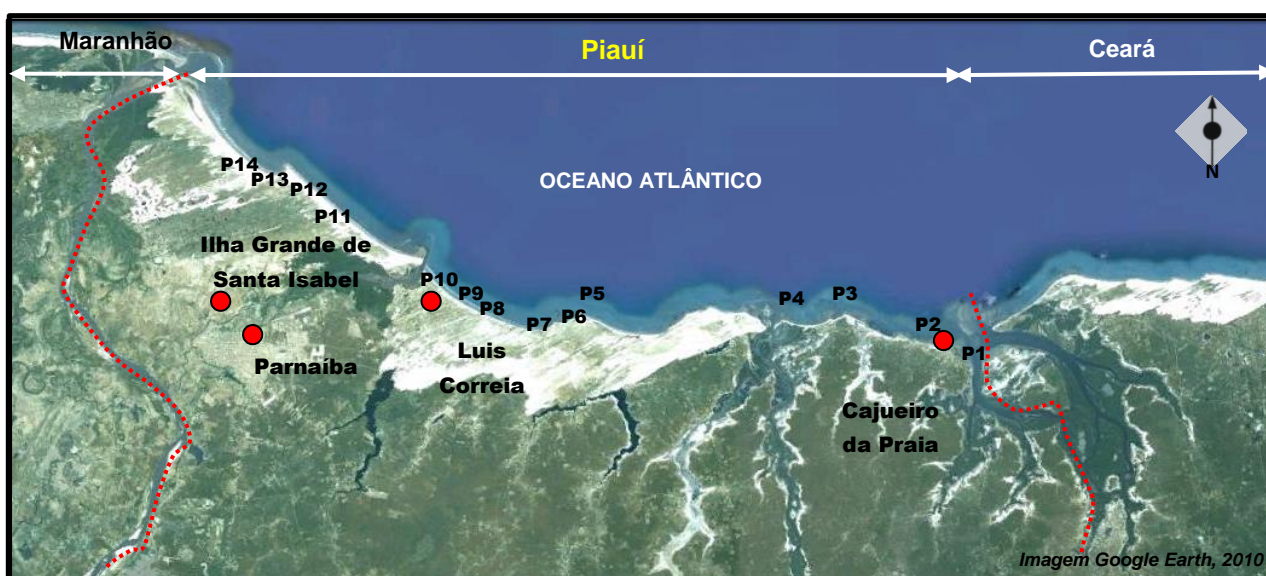
3.5 - A VARIAÇÃO A CURTO E MÉDIO PRAZO DO DEPÓSITO PRAIAL

A avaliação da variação do depósito praiial teve por base as escalas temporais **inter-anual** (por meio da realização dos perfis de praia e verificação de quais são as componentes, elementos, reações ou ações que controlam a variação do perfil) e **decadal** (por meio da análise da variação da linha de costa, com o uso de imagens de satélite dos anos de 1987, 2000 e 2010). Essas análises permitiram identificar (na escala decadal) as áreas de maior variação da linha de costa apontando as áreas de recuo e progradação, bem como os valores de tal variação. Já na escala intraanual foi possível verificar as variações morfológicas e volumétricas ao longo dos 14 perfis analisados, sendo possível fazer um balanço anual sobre o perfil.

O comportamento da morfologia da faixa de praia foi acompanhado ao longo de dois anos (2010 e 2011) com a realização de perfis topográficos em meses específicos, de modo que fosse possível verificar a variação sazonal do perfil (com levantamentos no período de estiagem e período de chuva). No total foram distribuídos ao longo dos 66 quilômetros de extensão do litoral do Piauí 14 pontos

para realização dos perfis (Figura 10) considerando na escolha destes pontos, a própria extensão do litoral (que sugere a princípio ser “curto”, mas que para efeito de monitoramento apresenta algumas particularidades), a acessibilidade, a urbanização (onde é mais sentido o efeito das mudanças da linha de costa), as estruturas costeiras naturais e antrópicas (recifes, promontórios, molhes) e a dinâmica natural dos pontos em relação à configuração do litoral.

Figura 10: Localização dos perfis transversais na área de estudo ao longo dos 66km de extensão.



3.6 - FORMAÇÃO DO RELEVO COSTEIRO E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO LITORAL PIAUIENSE

Para a discussão acerca da formação do relevo costeiro do litoral do Piauí, bem como o comportamento do nível relativo do mar para a região, utilizou-se como procedimento o levantamento de indicadores ambientais da variação do nível marinho na região (feições diversas, antigas linhas de praia, afloramentos de paleomangues) e ainda uso de dados secundários de outros trabalhos (resultantes de levantamento arqueológico com identificação de sambaquis realizado na área) bem como o comportamento da morfoestrutura regional, que permitiram mediante a interpretação dos dados propor um panorama evolutivo ao longo do Holoceno, principalmente.

3.7 - LEVANTAMENTO DOS TRECHOS SUSCETÍVEIS À EROÇÃO:

Foram identificados com base na hierarquização das variáveis levantadas e analisadas ao longo da pesquisa e no levantamento expedito, os trechos mais vulneráveis à erosão, considerando a ação conjunta dos processos naturais e da ação humana.

3.8 - ANÁLISES DE DADOS SECUNDÁRIOS PROVENIENTES DO GEOPROCESSAMENTO E SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (INTERPRETAÇÃO DE SATÉLITE E IMAGENS AÉREAS).

A compreensão dos padrões de organização dos ambientes na planície costeira, bem como das atividades humanas no espaço costeiro (o uso do solo) na área estudada é item fundamental na compreensão da relação entre as atividades humanas e as alterações no comportamento da resultante dos processos costeiros. Além disso, a interpretação de imagens de satélite (multitemporais) é extremamente necessária na análise da variação da linha de costa bem como para análise de tendências. Esta apresenta-se como técnica bastante útil nos estudos de análise ambiental e sobre o comportamento da linha de costa. Além disso, permite fornecer, em curto prazo, grande quantidade de informações acerca dos registros de uso do ambiente costeiro.

Foram ainda utilizadas nesse trabalho ortofotocartas georeferenciadas elaboradas a partir do convênio entre Secretaria do Meio Ambiente e Recurso Hídricos do Piauí (SEMAR-PI), Programa Regional de Desenvolvimento do Turismo (PRODETUR) e Ministério do Turismo por meio do levantamento aerofotogramétrico denominado **Pólo Costa do Delta** na escala de 1:10.000 e 1:2.000 datadas de 2010, com restituição digital da planimetria e altimetria. Estas imagens foram gentilmente cedidas pela SEMAR-PI.

Foi utilizada também nos mapas temáticos, como imagem de fundo, a representação tridimensional do relevo a partir da imagem SRTM, elaborada pela NASA, em 2001. Assim é possível se ter maior compreensão do arranjo das feições destacadas pelos temas dos mapeamentos e a topografia dos elementos espaciais.

O uso do geoprocessamento neste trabalho teve o intuito de apresentar a possibilidade de obter a maior quantidade de dados espaciais, sem necessariamente a catalogação ou levantamento por toda a área de estudo. Além do fato dos dados temporais que só estão registrados nas imagens pretéritas.

Algumas das análises realizadas foram confirmadas com o levantamento expedito e coleta de informações georreferenciadas, unindo dessa maneira o geoprocessamento ao Sistema de Informação Geográfica (SIG), o que vem aperfeiçoar e melhorar a qualidade das informações levantadas. Toda a base cartográfica utilizada e produzida neste trabalho foi processada em Projeção Cartográfica Universal Transversal de Mercator (UTM) utilizando-se o Datum SAD 69 como referência.

3.8.1 Recursos técnicos utilizados e procedimentos de análise espacial

Para a análise das informações digitais (imagens aéreas e de satélite) foi necessário software habilitado para processar dados georreferenciados, além da necessidade de se conseguir os dados a serem processados. Desta forma, o presente trabalho utilizou os seguintes materiais e equipamentos:

- Microcomputador Intel® Core™ 2 Quad, 2,50 GHz de 4 GB de RAM.
- Software Arcview 9.3 e extensões principais (ArcMap, ArcToolbox, ArcCatalog);
- Cartas DSG, Folhas Bitupitá (MI-555), Chaval (MI-616), Parnaíba (MI-554) e Cocal (MI-615) na escala de 1:100.000 do ano de 1980.
- Carta-Imagem de Radar da DSG, Folha Parnaíba (SA-24Y-A) na escala de 1:250.000 do ano de 1980.
- Imagens aéreas (ortofotos: Esc. de 1:10.000 e 1:2.000 da SEMAR-PI (de 2010);
- Imagens do satélite Landsat 5 TM (datadas dos anos de 1987, 2000 e 2010); e
- Imagem SRTM, Folha Parnaíba (SA-24Y-A), da NASA, do ano de 2001.

Na análise espacial, o primeiro dado a ser coletado se refere à delimitação da área, que foi feito tomando como base o limite da área através da base cartográfica pré-existente e georreferenciada (Cartas DSG digitalizadas pela SEMAR-PI). Outro parâmetro importante considerado para a delimitação da área de estudo foi a base utilizada no Macrozoneamento Costeiro do Estado do Piauí, que serviu de referência para a presente pesquisa. Os limites da área foram vetorizados e anexados ao banco de dados destinado especificamente para a análise das imagens (aéreas e de satélite) no software Arcview 9.3.

A utilização de imagens de satélite com resolução de 30m serviram principalmente para a análise da variação multitemporal da linha de costa, permitindo uma análise interdecadal aproximada (1987, 2000 e 2010) contemplando 33 anos de intervalo. O uso das bandas 1, 2, 3, 4 e 5 tiveram importância fundamental em função das necessidades de análise. Para o delineamento da drenagem utilizou-se principalmente da banda 4 (pois nesta banda os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, permitindo o melhor mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água). Para verificação da atuação dos processos costeiros (correntes e plumas de sedimentos) utilizou-se da composição das bandas 321, onde as bandas 1 e 2 foram principais. A banda 1 por permitir grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo análise da batimetria, e a banda 2 por apresentar grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade, bem como a identificação da área de abrangência das plumas de sedimentos no litoral e atuação das correntes. A utilização de imagens aéreas retificadas (com restituição plani-altimétrica) teve importância fundamental em função do detalhamento do levantamento (aproximando-se bastante da realidade em função da boa escala). Essas imagens auxiliam em informações sobre feições costeiras, variações da faixa praias, e aspecto do clima de ondas etc.

A classificação das imagens foi confeccionada da seguinte forma:

- Visualização das imagens (no formato tiff e geotiff, já georreferenciadas), com as bandas multi-espectrais na seguinte ordem: 1- R (vermelho), 2 - G (verde) e 3 - B (azul);
- Visualização da imagem a ser classificada;
- Correção do georreferenciamento de imagens, quando necessário, considerando pontos de controle;
- Delimitação da área tomando como base o limite em arquivo digital pré-existente;
- Atualização do limite da área a partir da vetorização de uma polilinha ao longo dos limites estaduais (Ceará/ Piauí/Maranhão em sentido E-W) e ao sul tendo por limite a coordenada 9674844 N.

Uma das grandes vantagens da utilização do geoprocessamento é a possibilidade de se manipular vários dados cartográficos ao mesmo tempo. Logo, sobre a base foram sendo sobrepostas imagens de datas diferenciadas e foram sendo vetorizadas as feições costeiras de interesse permitindo as análises espaciais e morfométricas da área, bem como foram sendo construídos os mapas pertinentes ao tema abordado.

O mapa geológico e mapas derivados (a exemplo do mapa de unidades geoambientais) foram confeccionados a partir dos dados vetoriais (do tipo shape file “.shp”) disponibilizados pela CPRM referentes ao mapa geológico do Piauí, na escala de 1:500.000, publicado em 2003. Assim, esses dados foram ajustados à projeção e datum utilizados no trabalho.

O mapa de hipsometria foi gerado a partir do delineamento das curvas de nível sobre a imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), permitindo o estabelecimento de intervalos altimétricos de acordo com as necessidades do trabalho.

3.9 - A VULNERABILIDADE DA COSTA À EROÇÃO

As variáveis que serviram de base para a análise da vulnerabilidade à erosão foram elencadas atentando para as informações disponíveis e considerando a metodologia proposta por Souza et al. (2005) que organiza indicadores de erosão e suas causas resultando numa matriz de classificação de risco à erosão.

Assim foram considerados em tal análise dados secundários e dados resultantes das campanhas de campo, com caminhamento ao longo da costa de toda a área de estudo levantando os indicadores. Esse levantamento teve como elemento norteador o conjunto dos principais indicadores de erosão costeira identificados no Brasil, segundo Souza et al., 2005 (Tabela 13). Assim, foram preenchidas planilhas de “presença” e “ausência” com medições, quando necessárias, do indicador para se calcular os valores percentuais de cada indicador na praia em que o mesmo foi identificado).

Tabela 13: Indicadores de erosão costeira propostos e/ou utilizados por Souza (1997), Souza (2001), Souza e Suguio (2003) e Souza (2005).

Indicadores de erosão costeira	
I	Pós-praia muito estreita ou inexistente devido à inundação durante as preamares de sizígia (praias urbanizadas ou não).
II	Retrogradação geral da linha de costa nas últimas décadas, com diminuição da largura da praia em toda sua extensão, ou mais acentuadamente em determinados locais dela (praias urbanizadas ou não).
III	Erosão progressiva de depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias, sem o desenvolvimento de falésias ou escarpamentos em dunas e terraços marinhos (praias urbanizadas ou não).
IV	Presença de falésias com alturas de até dezenas de metros em rochas sedimentares mesozóicas, sedimentos terciários (Formação Barreiras) e rochas de praia pleistocênicas e holocênicas, e presença de escarpamento em depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias (praias urbanizadas ou não).
V	Destruição de faixas frontais de vegetação de “restinga” ou de manguezal e/ou presença de raízes e troncos em posição de vida soterrados na praia, devido à erosão e soterramento causados pela retrogradação/migração da linha de costa, ou por processos de sobrelevagem (ilhas e praias-barreiras).
VI	Exumação e erosão de depósitos paleolagunares, turfeiras, arenitos de praia ou terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, sobre o estirâncio e/ou sobre a face litorânea atuais, devido a remoção das areias de praias por erosão costeira e déficit sedimentar extremamente negativo (praias urbanizadas ou não).
VII	Freqüente exposição de “terraços ou falésias artificiais”, apresentando pacotes de espessura até métrica, formados por sucessivas camadas de aterros soterrados por lentes de areias praias/dunares (contato entre a praia e a área urbanizada).
VIII	Construção e destruição de estruturas artificiais erguidas sobre os depósitos marinhos ou eólicos holocênicos que bordejam a praia, a pós-praia, o estirâncio, a face litorânea e/ou a zona de surfe.
IX	Retomada erosiva de antigas plataformas de abrasão marinha, elevadas de +2 a +6m, formadas sobre rochas do embasamento ígneo-metamórfico pré-cambriano a mesozóico, ou rochas sedimentares mesozóicas, ou sedimentos terciários (Formação Barreiras) ou arenitos praias pleistocênicos, em épocas em que o nível do mar encontrava-se acima do atual, durante o final do Pleistoceno e o Holoceno (praias urbanizadas ou não).
X	Presença de concentrações de minerais pesados em determinados trechos da praia, em associação com outras evidências erosivas (praias urbanizadas ou não).
XI	Presença de embaíamentos formados pela atuação de correntes de retorno concentradas associadas a zonas de barlar ou centros de divergência de célula de deriva litorânea localizados em local mais ou menos fixo da praia, podendo ocorrer também processos de sobrelevagem (ilhas e praias-barreiras).

Fonte: Souza (2005)

4 - ASPECTOS CLIMÁTICOS, GEOLÓGICOS E GEOAMBIENTAIS.

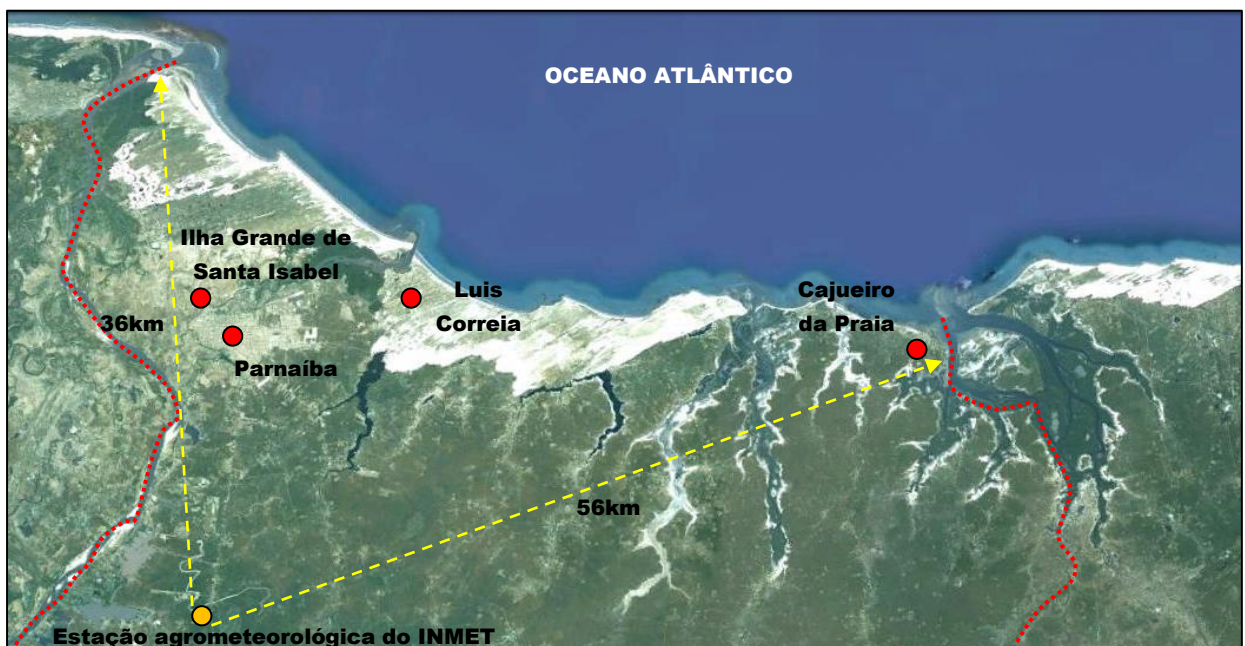
4.1 - ASPECTOS FÍSICO-AMBIENTAIS E SEUS FATORES CONDICIONANTES

O ambiente foi influenciado pelo clima no pretérito, ainda é influenciado hoje e também será no futuro. O clima é visto por muitos autores como o sistema motriz das transformações ocorridas na superfície terrestre e na configuração das praias e sistemas costeiros exerce papel fundamental.

Para a análise dos parâmetros climáticos da área utilizou-se os dados das médias mensais considerando os dados diários da **Estação agrometeorológica convencional do INMET**, localizada na área experimental da Embrapa Meio-Norte, município de Parnaíba-PI (03°05' S; 41°46' W) e ainda dados já trabalhados pela própria EMBRAPA para a caracterização climática da região.

A decisão de utilizar os dados do município de Parnaíba teve como base o fato de que na região apenas este município conta com estação que produz dados de temperatura, ventos (direção e velocidade) e precipitação pluviométrica e pela falta de dados dessa natureza nos outros municípios da área. No entanto, a estação supracitada dista 36 e 56 km respectivamente, em relação aos limites da área de estudo, que são os extremos dos municípios de Ilha Grande de Santa Isabel e Cajueiro da Praia (Figura 11). Logo, a extrapolação dos dados é aceitável.

Figura 11: Localização da estação agrometeorológica do INMET em relação aos municípios da área de estudo.



De acordo com Andrade Jr. et al. (2004), o Estado do Piauí constitui-se numa zona de transição climática, com características entre os domínios geoambientais Pré-Amazônico Úmido e o Nordeste Semiárido (região chamada de Meio-Norte). Dados da FUNDAÇÃO CEPRO (1996) apontam que o litoral do Piauí sofre influência de um clima tropical úmido, com chuvas de verão (Aw) e tropical úmido com chuvas de verão prolongando-se até o outono (Aw') de acordo com a classificação de Köppen. Já a classificação dos tipos climáticos para a região do litoral do Estado (Tabela 14) proposta por Andrade Jr. et al. (2004) utiliza a metodologia aplicada por Varejão-Silva & Barros (2001) *in* Andrade Jr. et al. (2004) e tem como chave de classificação o *Índice de umidade* proposto por Thornthwaite (1948) e Thornthwaite & Mather (1955).

Tabela 14: Porcentagem da área e o tipo climático predominante nos municípios do Estado do Piauí, no cenário pluviométrico médio, considerando os índices de umidade (Iu) [Andrade Jr. et al. (2004)].

Município	Tipos climáticos					Tipo climático predominante
	D	C ₁	C ₂	B ₁	B ₂	
Cajueiro da Praia	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	Subúmido seco (C1)
Ilha Grande de Santa Isabel	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	Subúmido seco (C1)
Luis Correia	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	Subúmido seco (C1)
Parnaíba	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	Subúmido seco (C1)

A – Superúmido ($Iu > 100$); B₁ – Úmido ($20 < Iu < 40$); B₂ – Úmido ($40 < Iu < 60$); B₃ – Úmido ($60 < Iu < 80$); B₄ – Úmido ($80 < Iu < 100$); C₁ – Subúmido seco ($-20 < Iu < 0$); C₂ – Subúmido ($0 < Iu < 20$); D – Semiárido ($-40 < Iu < -20$); E – Árido ($-60 < Iu < -40$).

Verifica-se que o tipo climático predominante é o Subúmido seco (C1) considerando 100% da área dos municípios inseridos na área de estudo. Essa classificação incorpora “cenários pluviométricos” (anos secos, regulares e chuvosos) e ainda pela escala de análise em nível municipal, trazendo mais segurança e qualidade à classificação. Mas a análise pormenorizada do papel dos condicionantes climáticos regionais traz informações mais detalhadas sobre o tema.

O dinamismo e a circulação atmosférica que rege principalmente o litoral setentrional do Brasil estão sob o controle de dois anticiclones. Nas proximidades do Equador, encontram-se o anticiclone dos Açores, no hemisfério Norte, e o anticiclone do Atlântico (também chamado de Santa Helena), no hemisfério Sul, produtores das MEAN (associadas aos alísios de nordeste) e MEAS (associadas aos alísios de sudeste), respectivamente (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007; AYOADE, 1991; NIMER, 1979).

A região denominada de Zona de Convergência Intertropical-ZCIT compreende a área de baixa pressão onde ocorre a interação entre a confluência dos ventos alísios, as áreas de máxima temperatura da superfície do mar (TSM), a região do cavado equatorial e de máxima convergência de massa (UVO, 1989 *in* COUTINHO DE MELO et. al. 2000; MAIA, 1998) e é marcada por aglomerados de nuvens convectivas (DA SILVA et. al. 2011).

Essa zona influencia nas precipitações observadas sobre os continentes africano, americano e asiático (FERREIRA, 1996). Para o Brasil, e mais especificamente para o nordeste há maior contribuição para o norte e centro do Maranhão e Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte e sertões da Paraíba e Pernambuco. A ZCIT possui um deslocamento regular norte-sul ao longo do ano (marcha anual), partindo do hemisfério Norte (8°N) e alcança sua posição mais ao Sul (1° N) durante o verão no referido hemisfério, aproximadamente no mês de abril (Figura 12).

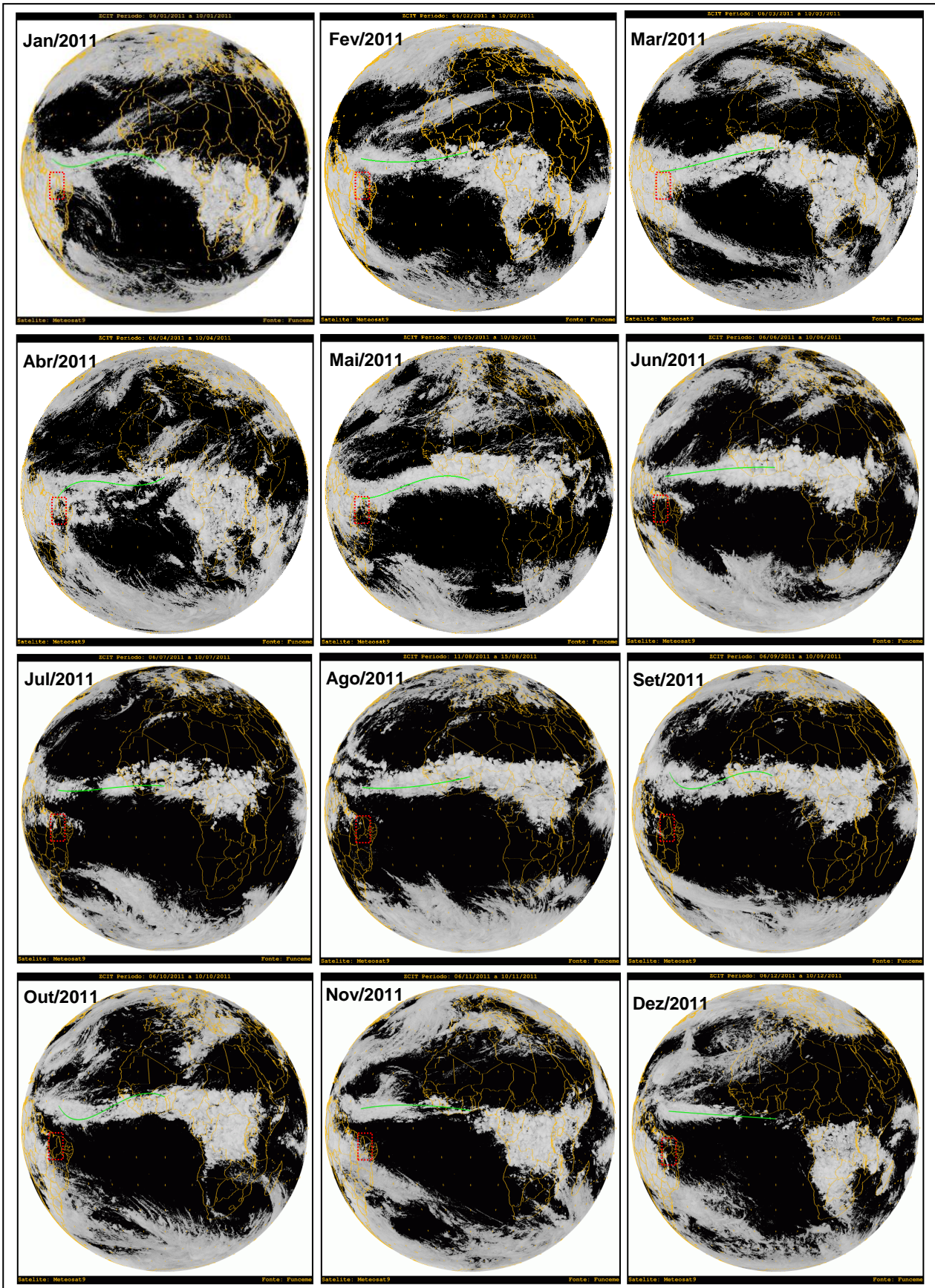
De acordo com FUNDAÇÃO CEPRO (1996) e Dominguez (1999), de outubro a janeiro, o anticiclone atlântico enfraquecido desloca-se para o centro do oceano. Assim, no final desse período (já no mês de janeiro), a ZCIT já atinge boa parte do continente sul-americano, já afetando o litoral do Estado do Piauí, bem como de outros situados à oeste deste, como Maranhão e Pará. Para os Estados mais à leste (Ceará e Rio Grande do Norte) a atuação da ZCIT ainda não se faz tão significativa, ocorrendo, de forma esporádica, precipitações esparsas.

A divergência causada pelo continente Sul Americano faz com que parte dos ventos incidentes siga ao longo do nordeste setentrional e a outra parte para o nordeste oriental.

De janeiro a abril, a ZCIT já recobre o litoral do nordeste setentrional atingindo até o Estado do Rio Grande do Norte, no entanto retrai-se na porção continental. Os ventos que atingem a área de estudo são agora provenientes de N-NE. É ainda nesse período que a ZCIT atinge sua posição máxima no Hemisfério Sul ocasionando as máximas pluviais.

A partir de maio a ZCIT começa a regressar ao Hemisfério Norte, e as precipitações pluviométricas passam a ser raras, marcando o início da estiagem. Em julho, a ZCIT encontra-se no hemisfério norte e os ventos sopram seguindo de E para W na área de estudo.

Figura 12: Influência da ZCIT (destacada em verde) para a área de estudo (destacada em vermelho) entre janeiro e junho.



Fonte: FUNCEME (2012).

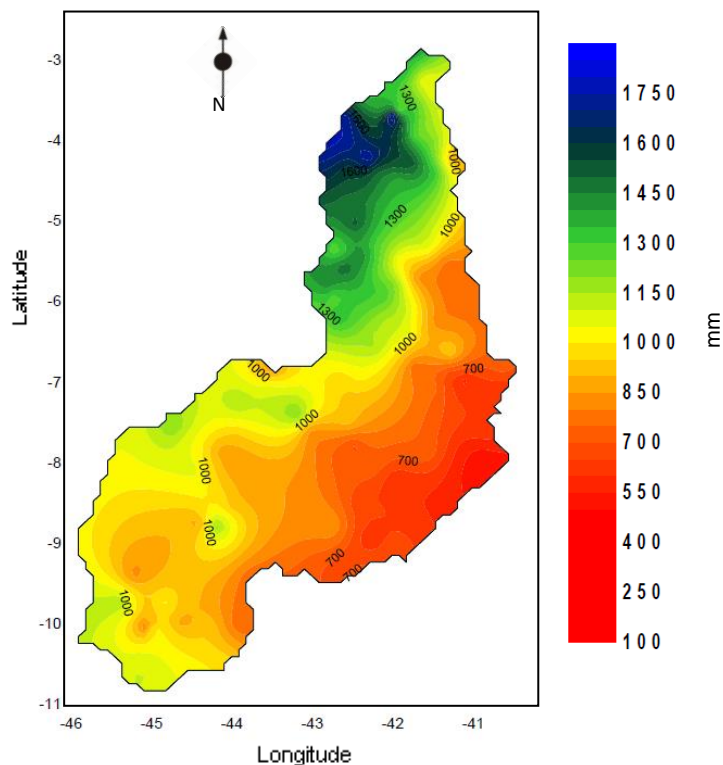
Ainda no Hemisfério Norte, a ZCIT permite que os ventos continuem com a mesma direção, de Este (E) para Oeste (W).

Em outubro, ela chega a sua posição máxima nesse hemisfério e começa mais uma vez sua marcha em direção ao Hemisfério Sul. Conseqüentemente, nesse período a área sofre influência dos ventos de E-SE.

Desse modo, considerando a disposição geográfica (junto à linha do Equador) e as influências da variação do posicionamento da ZCIT, a área de estudo apresenta duas estações climáticas distintas: uma chuvosa e outra seca. Não apresentando as quatro estações climáticas bem definidas como ocorre em grande parte do território brasileiro.

A estação chuvosa apresenta uma pluviometria concentrada e irregular no tempo e no espaço, mas que concentra as chuvas no primeiro semestre do ano, com participação de mais de 90% delas ocorrendo no período. Assim, todo o litoral piauiense é dotado de grande potencial pluviométrico (Figura 13) apresentando distribuição média anual de aproximadamente 1300mm (BASTOS, NUNES & ANDRADE JR [2000] e SILVA et. al., [2010]).

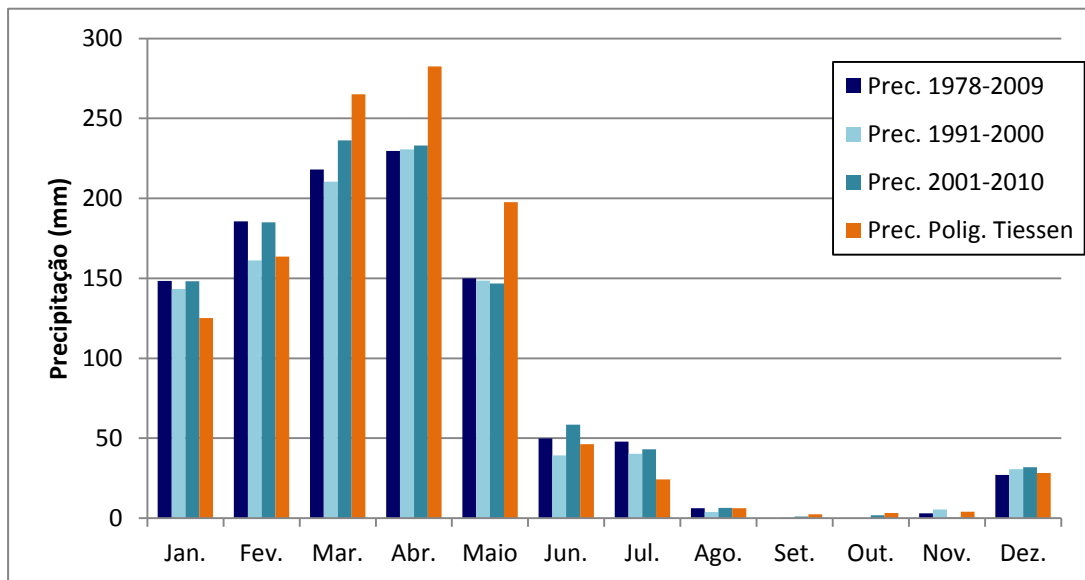
Figura 13: Distribuição espacial da chuva no Estado do Piauí denotando grande potencial pluviométrico para a região do litoral..



Fonte: Adaptado de Silva et. al. (2010).

Considerando os dados dos períodos decadais (1991-2000 e 2001-2010) a pluviometria da área apresenta seus menores valores em torno dos meses de setembro e outubro e as maiores precipitações foram registradas entre março e abril e podem atingir valores superiores a 230 mm na média mensal e precipitação total anual da ordem de 1645 mm, a exemplo do ocorrido no ano de 2009 (Figura 14).

Figura 14: Totais mensais da precipitação pluviométrica referentes aos períodos 1991-2000/2001-2010 e valores médios totais mensais referentes ao período 1978-2009 para a área de estudo e variação da pluviometria para as bacias difusas do litoral considerando os dados dos postos pluviométricos da região (Parnaíba, Luis Correia, Bom Princípio e Chaval).

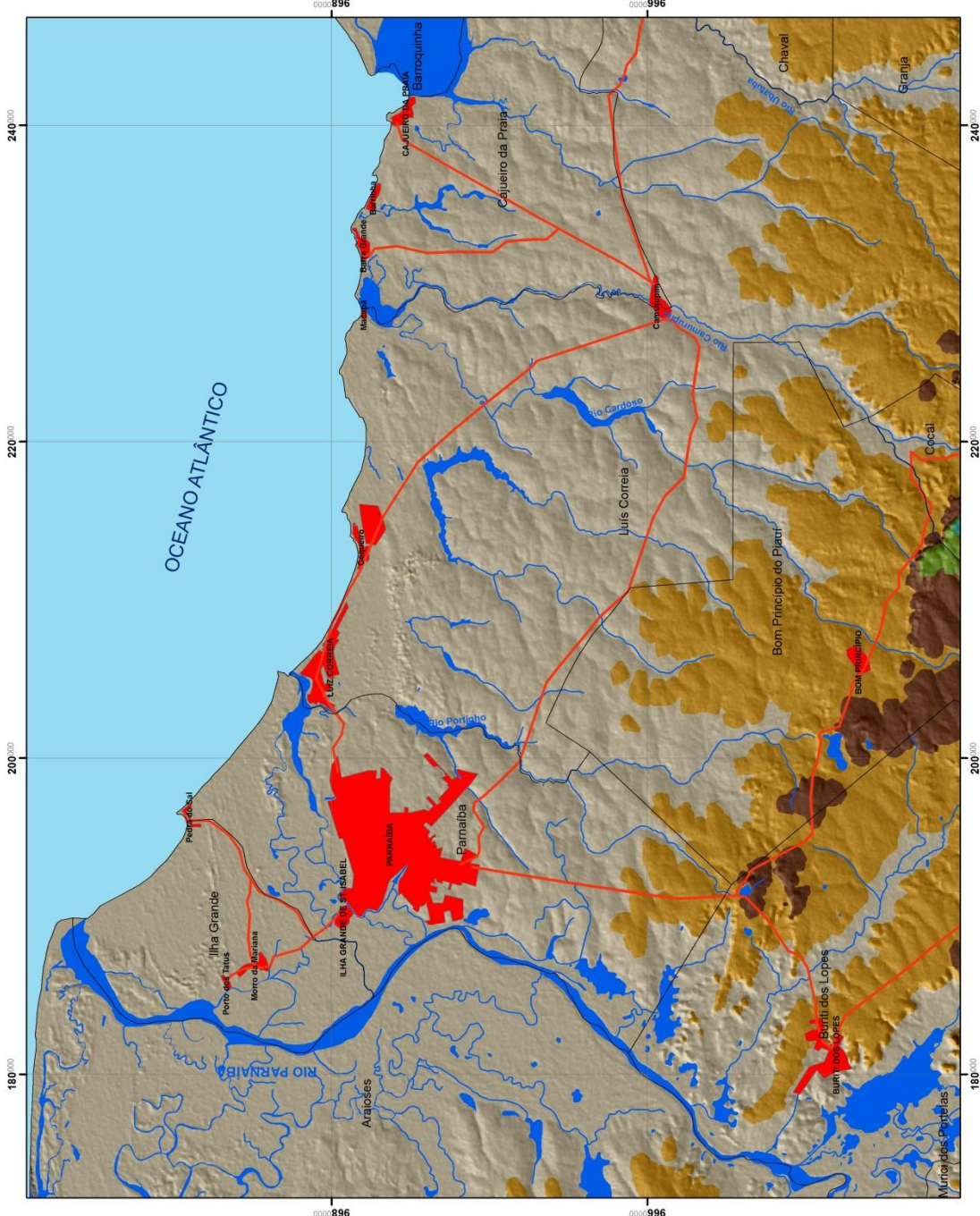


Fonte: Tratamento de dados disponibilizados no Boletim Agrometeorológico da Embrapa Meio Norte/INMET (2010) para Parnaíba-PI e áreas das bacias difusas do litoral.

Com base nesses dados, a porção Norte do Estado mostra ser bastante influenciada pelas características fisiográficas. A análise do Mapa Hipsométrico da área de estudo (Mapa 01), construído a partir do pelo modelo Digital do Terreno (MDT) gerado pelas imagens SRTM, permite afirmar que grande parte da área tem baixa altimetria sendo bastante influenciada pelos processos climato-meteorológicos costeiros. Além disso, corrobora para a caracterização de área com predomínio de ambientes fundamentalmente deposicionais.

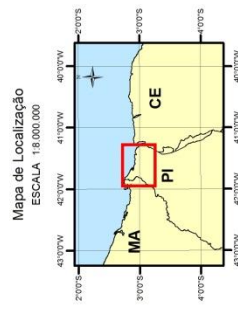
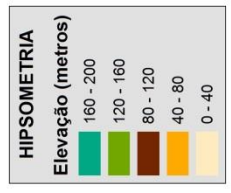
Dessa forma a topografia rebaixada representada pelo vale do baixo curso do rio Parnaíba contribui de forma significativa para a manutenção da umidade e precipitação da região.

MAPA 01 - HIPSOMETRIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO PIAUÍ



CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Limites Municipais
- Áreas Urbanas
- Rodovias
- Rede de Drenagem
- Lagoas

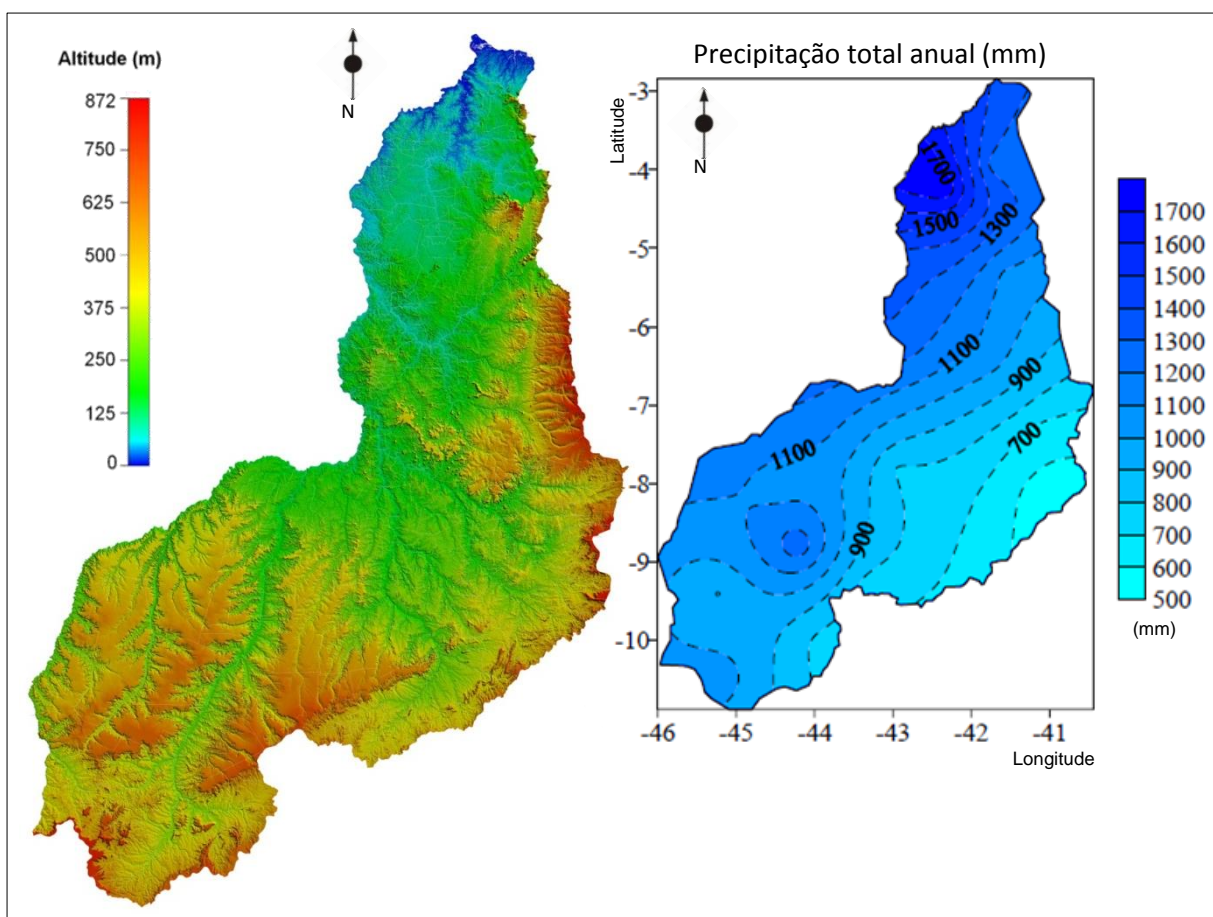


AUTOR: JORGE EDUARDO DE ABREU PAULA
ORIENTADOR: DR. JADER ONOFRE DE MORAES

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
CIÊNCIAS MARINHAS TROPICAIS

Essa porção de baixa declividade favorece a entrada e atuação de sistemas meteorológicos que atuam em geral no litoral. Outro fato que pode contribuir é a existência da grande planície de inundação e planície fluvio-marinha que compõe o delta do Parnaíba mantendo constante a umidade da região convertendo-se, juntamente com a umidade proveniente do oceano, na ocorrência de precipitações que podem se estender por mais de 8 meses/ano (como mostrado na figura 13 anteriormente). Guedes et al. (2010) também relacionou os aspectos climáticos à hipsometria no estado do Piauí, destacando que os maiores valores de precipitação total anual (com valores de até 1700mm) concentram-se nas áreas mais rebaixadas do norte do Estado (Figura 15).

Figura 15: Relação da precipitação pluviométrica total anual e o relevo no Estado do Piauí.



Fonte: Adaptado de Guedes et al. (2010); EMBRAPA (2012).

Coutinho de Melo et. al. (2000) destaca ainda que, em geral a ZCIT interage com outros sistemas meteorológicos que atuam sobre o Nordeste durante os meses chuvosos. Podem ser destacados os Distúrbios Ondulatórios de Leste e a formação de Linhas de Instabilidade ao longo da costa norte brasileira ao passo

que começa a haver a influência da continentalidade. Pode-se também verificar a interação da ZCIT com sistemas meteorológicos que atuam nos altos níveis (Cavados e Vórtices Ciclônicos), os quais, dependendo da posição na qual se encontram, tanto podem inibir como favorecer a ocorrência de chuvas sobre o Nordeste brasileiro.

As temperaturas médias mensais variam entre 26,5°C e 27,5°C. As temperaturas mínimas e máximas, em Parnaíba, chegam a 23,03°C e 31,4°C respectivamente. Desse modo essas condições térmicas se mantêm ao longo do ano com temperaturas geralmente estáveis. As variações significativas de amplitude térmica são mais diárias do que sazonais, isso também pelo fato de ser a área dotada de insolação elevada, fazendo com que haja significativo gradiente de pressão produtores de ventos locais no período da tarde.

Admitindo o papel de energia motriz ao clima, entende-se que os processos costeiros também são regidos por estes condicionantes climato-meteorológicos influenciando os ventos, ondas, correntes, marés e outros fenômenos que atuam na área de estudo. Segundo Maia (1998), no estudo do litoral, o conhecimento detalhado dos agentes, sob o aspecto descritivo e abordando a magnitude de variação em curto e médio prazo é fundamental para a compreensão e avaliação dos processos e funcionamento do sistema costeiro.

A intensidade das precipitações numa determinada área permite estabelecer a importância do escoamento da drenagem na manutenção do suprimento de sedimentos para a costa. A hidrografia do Estado do Piauí insere-se, de acordo com o Plano Estadual de Recursos Hídricos (PERH/PI) no contexto da Região Hidrográfica do Parnaíba, a segunda maior em extensão, em todo o Nordeste brasileiro, menor apenas do que a bacia do rio São Francisco. Em função da hidrografia principal, o Estado do Piauí foi dividido em 12 bacias hidrográficas ou conjunto de bacias, sendo que para a área litorânea, estão dispostas as **Bacias difusas do litoral** e a **Bacias difusas do baixo Parnaíba**.

As bacias difusas do litoral (situadas na porção oriental) apresentam rede de drenagem disposta a partir do limite leste da área (limite com o Estado do Ceará) até o Porto de Luis Correia (foz do rio Igaracú), perfazendo cerca de 43 km de extensão do litoral. Aqui a drenagem é representada à leste pelo sistema estuarino dos rios Timonha, Ubatuba e Carpina, na porção central pelo sistema estuarino dos

rios São Miguel e Camurupim, e mais à oeste pelos sistemas fluvio-lacustres da lagoa de Sobradinho e do rio Portinho (com a lagoa de nome homônimo).

O curso principal do rio Timonha forma-se da confluência dos rios Trapiá e Grande, que têm suas nascentes situadas na porção setentrional do Planalto da Ibiapaba, município de Viçosa do Ceará. Dias (2005) afirma que os afluentes do rio Timonha, estando sob o controle geológico de coberturas sedimentares da Formação Serra Grande, escoam seguindo um padrão de drenagem paralelo até unirem-se próximo a localidade de Pessoa Anta, distrito de Granja. A nascente do rio Ubatuba também está situada na porção setentrional da do Planalto da Ibiapaba, numa região próxima ao distrito de Padre Vieira, em Viçosa do Ceará, escoando inicialmente seguindo o mergulho das camadas sedimentares em direção do Estado do Piauí (pela vertente ocidental) sendo também influenciado pelo controle estrutural de áreas do embasamento cristalino (Figura 16) fraturadas e recebendo ainda diversos afluentes onde destaca-se o rio Carpina. Segundo a SRH (1997) os rios Timonha e Ubatuba atravessam extensa área de tabuleiros e superfícies pediplanadas (algumas já apresentando pedimentos conservados do embasamento cristalino) o que influencia na configuração do padrão de drenagem (Figura 17) do tipo sub-dendrítico até chegar à zona estuarina.

Figura 16: Afloramento do embasamento cristalino (Pedra Grande) na área da serra da Santa Rosa.



Fonte: Fontenele, 2012.

Figura 17: Leito fluvial de afluente do rio Ubatuba com afloramento do embasamento cristalino (Pedra Grande) na área destacando a unidade geológica que controla parte da drenagem.



Fonte: Fontenele, 2012.

Os cursos principais dos rios São Miguel e Camurupim têm suas nascentes à leste do município de Bom Princípio (PI) em superfícies de baixa elevação já em regiões de relevos dissecados da Formação Barreiras que fazem ainda contato

entre pedimentos conservados e dissecados do embasamento cristalino e formações paleomesozóicas da bacia do Parnaíba. O escoamento também é condicionado pelo controle geológico de coberturas sedimentares (Formação Barreiras) e falhas do embasamento cristalino por onde escoam o curso principal do rio Camurupim até a área estuarina.

Estes dois sistemas estuarinos (Timonha/Ubatuba e São Miguel/Camurupim) representam os principais sistemas continentais contributivos de sedimentos para a zona costeira em questão, isso por que os sistemas fluviais do rio Portinho e do rio Arrobado foram barrados pelos campos de dunas e não apresentam deságue no oceano.

O segundo trecho do litoral estudado (que compreende as **bacias difusas do baixo Parnaíba**, na porção ocidental) inicia a partir do rio Igarçu no limite entre Luis Correia, Parnaíba e Ilha Grande de Santa Isabel, e segue até a foz principal do rio Parnaíba na baía das Canárias (o outro limite da área de estudo). Essa área apresentando drenagem que já integra a planície deltaica do rio Parnaíba, sendo o Igarçu primeiro de cinco canais principais do delta. O padrão de drenagem dessa área é caracterizado principalmente por canais meandantes de alta sinuosidade, composto de canais ativos e canais abandonados e uma série de outros depósitos formados próximos aos canais ativos, representados por barras de acreção lateral, diques marginais e depósitos de transbordamento. Estas são morfologias típicas de ambientes de sedimentação deltaica. Verificam-se ainda em trechos do curso principal estruturas anastomóticas, que são formas frequentes dos canais de maré.

Logo, a contribuição sedimentar das **bacias difusas do baixo Parnaíba** (compreendendo o sistema deltaico) difere bastante da contribuição das **bacias difusas do Litoral** em função, principalmente, da área da bacia drenagem do rio Parnaíba que é extremamente superior em área e comprimento, a densidade da drenagem, a litologia da bacia que é predominantemente sedimentar. Tais fatores se convertem na elevada produção de sedimentos que percorrem praticamente todo o território piauiense advindos de diversas outras grandes bacias hidrográficas que integram a bacia do Parnaíba e conduzem grandes cargas de sedimentos para a área das **bacias difusas do baixo Parnaíba**.

4.2 - A MORFOESTRUTURA CONTINENTAL: A PROVÍNCIA PARNAÍBA E A BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA

A estrutura litológica na qual está assentada a Planície Costeira do Estado do Piauí é a segundo Silva et al. (2003) a Província Parnaíba (Província Sedimentar do Meio-norte). A área da Província Parnaíba (600.000 km²) é coincidente com a da Província Sedimentar do Meio-Norte. Considerando a dificuldade de compreensão do quadro tectono-sedimentar distinto em duas bacias, Góes (1995) propôs a designação de uma só bacia. Como a evolução deu-se em vários ciclos, gerando a compartimentação de várias bacias menores com estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades diferenciados.

Os limites da província Parnaíba são (Figura 18): a norte pelo Arco Ferrer (Arco São Vicente Ferrer–Urbano Santos–Guamá); a leste pela Falha de Tauá; a sudeste pelo Lineamento Senador Pompeu; a oeste pelo Lineamento Tocantins–Araguaia; e, a noroeste, pelo Arco Tocantins (GÓES, 1995; SILVA, 2003).

Essa província conta com um substrato representado por maciços arqueanos (Granja e Goiás), crátons sinbrasilianos (São Luís e Núcleo Cratônico Central), cinturões orogênicos brasileiros (Gurupi, Araguaia e terrenos da Província Borborema). Sobre este substrato, implantaram-se estruturas derivadas de grabens no Mesoproterozóico, Neoproterozóico e no Fanerozóico (Cambro-ordoviciano).

A Província Parnaíba consiste de quatro sítios deposicionais (Figura 19) separados por discordâncias, que coincidem com as que limitam as superseqüências. Góes e Feijó (1994) dividiram as rochas sedimentares da Província Parnaíba em:

- Bacia do Parnaíba, propriamente dita
- Bacia das Alpercatas
- Bacia do Grajaú
- Bacia do Espigão-Mestre

Góes (1995) afirma que a Bacia do Sedimentar do Parnaíba tem gênese associada à tectônica de Fratura Interior (IF) e Depressão Interior (IS) sendo uma bacia intracratônica paleomesozóica.

Figura 18: Sítios de deposição e evolução tectônica da Província Parnaíba (do Meio Norte), de acordo com a classificação global de bacias de Kingston et al. 1983 In Silva et al. (2003)



Figura 19: Tipologia dos sítios deposicionais e evolução tectônica da Província Parnaíba (IS: Depressão Interiores; MS: Depressão Marginal; IF: Fratura Interior) segundo Silva et al. (2003).

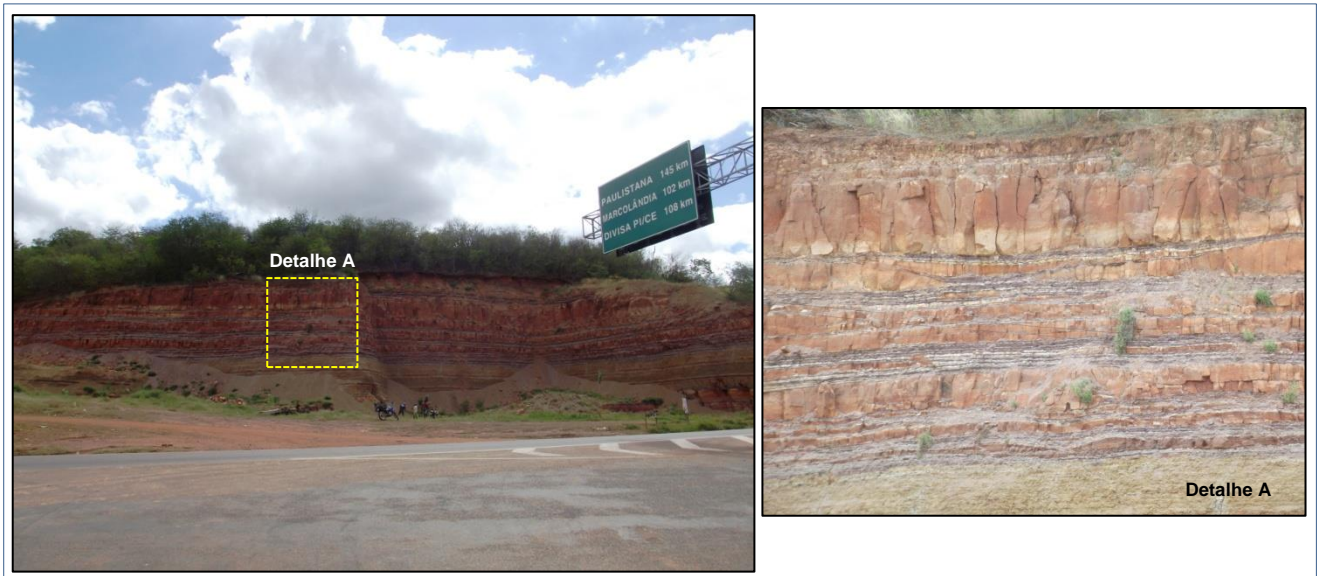
Idade	Tipo de Bacia	
	IS	MS
Cretáceo		<p>Bacia do Espigão-Mestre</p> <p>Bacia Grajaú/São Luís</p> <p>Arco Ferrer/ Urbano Santos</p>
Jurássico - Cretáceo		<p>Bacia das Alpercatas</p>
Siluriano - Triássico	IS	<p>Bacia do Parnaíba</p>
Cambriano - Ordoviciano		<p>Grabens de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi, etc.</p>

A Bacia do Parnaíba ocupa aproximadamente metade da Província Parnaíba em sua parte centro-sul. Ela foi implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato (Brito Neves, 1998) sendo, portanto, do tipo IF/IS, compreendendo as superseqüências definidas por Góes e Feijó (1994): Siluriana (Grupo Serra Grande), Devoniana (Grupo Canindé) e Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas).

O Grupo Serra Grande é composto pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Góes e Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como flúvio-glacial e glacial, passando a transicional do tipo nerítico e retornando às condições continentais (fluvial entrelaçado).

O Grupo Canindé é composto pelas Formações Itaim (em muitos trabalhos considerada como membro inferior da Formação Pimenteiras), Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A Formação Itaim consiste-se de arenitos e folhelhos de ambiente de plataforma rasa. A Formação Pimenteiras está bem exposta nos arredores da cidade de Picos-PI (Figura 20) onde se consiste de arenitos com níveis de folhelhos, depositados em ambientes dominados por marés e tempestades.

Figura 20: Formação Pimenteiras nos arredores de Picos-PI.
 Detalhe A: Arenitos com níveis de folhelhos.



Fonte: Do autor, 2011.

A Formação Cabeças (Figura 21 e 22) é composta por arenitos com geometria sigmoidal abaulada (curvadas, convexas e/ou arqueadas) que Góes e Feijó (1994) interpretaram como depósito de ambiente nerítico plataformar, com ação de correntes e influência periglacial. A Formação Longá consiste-se de arenitos finos e siltitos, entendidos como depósitos plataformais dominados por tempestades. A última formação do Grupo Canindé é a Formação Poti caracterizada como sendo de ambientes de deposição como shoreface/submaré inferior e superior, canal flúvio-estuarino e planície de maré, sob condições climáticas de aridez.

Figura 21: Formação Cabeças na região de Picos-PI, região sudeste da bacia sedimentar do Parnaíba, composta de arenitos geometria sigmoidal com aspecto ruiniforme (altitude: $\pm 440\text{m}$).



Fonte: Do autor, 2012.

Figura 22: Formação Cabeças na região de Piracuruca-PI, região norte da bacia sedimentar do Parnaíba, com formas arqueadas (altitude: $\pm 200\text{m}$) e aspecto ruiniforme.

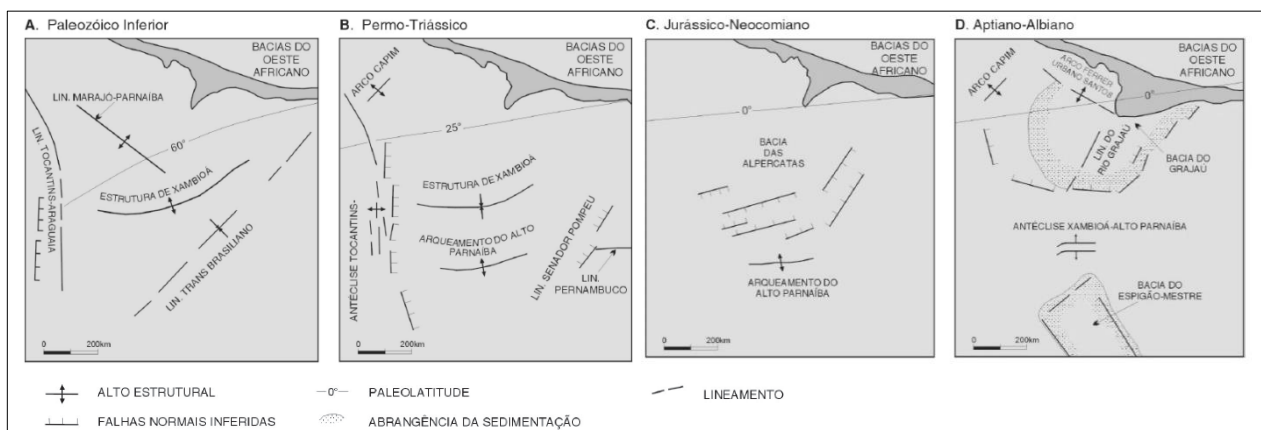


Fonte: Juscelino Reis, 2012.

O Grupo Balsas, que representa a Superseqüência Carbonífero-Triássica da Bacia do Parnaíba é constituído pelas formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Piauí consiste de depósitos de dunas eólicas, de interdunas e planícies de deflação. A Formação Pedra de Fogo apresenta duas seqüências de arenitos: os arenitos inferiores correspondem a dunas; os superiores a um ambiente litorâneo com presença de biostromas com estromatólitos hemisféricos (quase esférico). Estes, por sua vez, são superpostos por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e alternâncias de folhelho e arenito, depositados em planície de maré. A Formação Motuca consiste-se de folhelhos vermelhos com níveis de siltito, localmente com estromatólitos dômicos, representando deposição em ambiente lacustre ou lagunar. Finalmente, a Formação Sambaíba consiste-se de arenito fino, caolínico, com granulometria bimodal, interpretado pelos autores como eólico.

A estruturação do sítio deposicional desta bacia entre o Paleozóico Inferior e o Permo-Triássico (Figura 23) se deu através da criação das bacias intracratônicas fanerozóicas no interior continental da Plataforma Sul-Americana onde se depositaram espessas seqüências de rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas, algumas com intenso magmatismo básico e alcalino associado. Seus sítios deposicionais foram condicionados pelas estruturas herdadas do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano (WIT et al. 2008; MILANI & THOMAZ FILHO, 2000 *In* SILVA et al. 2003), sobrepondo geralmente riftes do contorno continental.

Figura 23: Evolução paleotectônica da Província Parnaíba entre o Paleozóico Inferior e o Aptiano-Albiano (Góes, 1995 *In* Silva et al. 2003)



No paleozoico Inferior o posicionamento latitudinal do conjunto Brasiliano-Pan-Africano encontrava-se em latitudes médias junto aos lineamentos (transbrasiliano, Tocantins-Araguaia e Marajó-Parnaíba). Com as distensões horizontais e a deriva para baixas latitudes no PermoTriássico são evidenciados os arqueamentos, e definição de altos estruturais e linhas de falhas que vão permitir a configuração dos sítios deposicionais, com destaque para o arqueamento do alto Parnaíba e criação da antéclise nesse setor (soerguimento de área que não sofreu subsidência) com a definição do mergulho para a área central. A partir do Jurássico-Neocomiano o bloco já estará em baixa latitude e vão surgir os falhamentos interiores, onde devem se definir as bacias das Alpercatas, Espigão-Mestre e Grajaú até o Aptiano-Albiano.

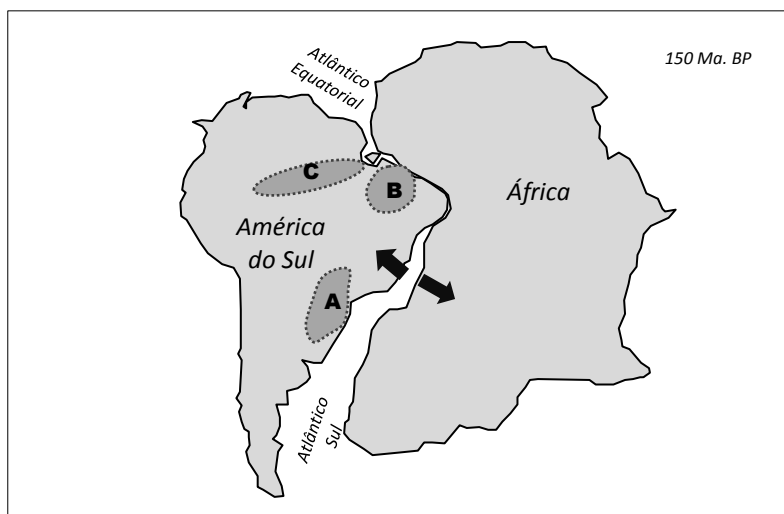
Entretanto, Claudino-Sales & Peulvast (2007) destacam que a formação de bacias intracratônicas no nordeste setentrional estão relacionados aos últimos atos da Orogênese Brasileira tiveram lugar em torno de 532 Ma no Paleozóico Inferior (Cambriano), quando processos de fissão vieram a fragmentar o super-contidente Panotia. Assim, rifts intracontinentais foram abertos na parte noroeste do compreende hoje o Estado do Ceará, citados por Silva et al. (2003) o Rift Jaibaras, Rift Cococi-Rio Jucá, o Rift São Julião e Rift São Raimundo Nonato.

Além disso, as forças associadas à dispersão do Panotia produziram na área situada entre o território do Ceará e o cratón de São Luís grabens (sobre os quais foi posteriormente desenvolvida uma larga sinéclise orientada norte-sul, compondo a “Bacia do Parnaíba” (Figura 24). A sinéclise do Parnaíba evoluiu como uma bacia intracratônica na sequência, tendo sido atulhada de sedimentos marinhos e clásticos do Ordoviciano ao Devoniano (ALMEIDA et al., 2000 *In* CLAUDINO-SALES & PEULVAST, 2007).

Percebe-se, portanto, que a formação da margem continental do Nordeste brasileiro e da bacia intracratônica do Parnaíba resulta de um conjunto complexo de fenômenos de deformação que tiveram lugar principalmente entre o Triássico superior e o Cretáceo superior (230-90 Ma) (CLAUDINO-SALES & PEULVAST, 2007).

A Bacia paleozoica do Parnaíba e ainda as bacias Potiguar e do Araripe foram soerguidas durante o Cretáceo superior. Entretanto, soerguimentos em outros setores continentais também foram identificados no nordeste, sugerindo que as reativações do Cretáceo Superior aparentemente tiveram um caráter regional.

Figura 24: Esboço da divisão do continente Sul Américo e Africano. As setas indicam a direção de afastamento dos continentes. A, B, C - Atividade magmática entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior nas áreas das bacias intracratônicas. As áreas em cinza escuro representam as Bacias intracratônicas das fases rifts. A América do Sul acha-se representada na sua posição atual (Adaptado de Matos, 1992 *In* Claudino-Sales & Peulvast (2007)).



A bacia paleozóica do Parnaíba, que resulta de forças associadas à dispersão do megacontinente Pannotia (DANTAS et al., 1999). A borda leste dessa bacia apresenta variação altimétrica entre 700 e 900m, fato que sugere que ela sofreu também processos de inversão topográfica, até próximo da costa (CLAUDINO-SALES & PEULVAST, 2007).

Beltrami et al., (1994) bem como outros autores indicaram a ocorrência de reativações mesocretáceas das zonas de cisalhamento brasileiras em função da atividade de falhas oceânicas. Sales & Peulvast (2007) sugerem que nessas reativações a parte setentrional da bacia teve comportamento diferenciado da porção sul e sudeste, considerando o escarpamento da borda que se estende do norte ao sul por mais de 500 km. Logo se acredita ser provável que no sul do Ceará a Bacia do Parnaíba tenha sido soerguida juntamente com a bacia cretácea do Araripe e os maciços centrais do Ceará.

Assim, a reativação da Falha Sobral-Pedro II permitiu deformações no nordeste da bacia, no prolongamento dos grabens paleozóicos de Jaibaras e Ubajara. Essa deformação é registrada pela presença da formação paleozóica Serra Grande (que representa a camada basal da Bacia do Parnaíba) no graben de Ubajara. A reativação cretácea do graben de Jaibaras deve ter sido acompanhada pelo rebaixamento em relação aos relevos vizinhos de um largo corredor no entorno do qual foi desenvolvida uma superfície de aplainamento com inselbergs

denominada de “Superfície Infrapaleozóica” (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2000), uma superfície exumada e destruída devido a inversão de relevo da borda da Bacia do Parnaíba (constatada pela altimetria da Formação Serra Grande, que apresenta altitude inferior a 80m na região de Buriti dos Lopes-PI e de mais de 900m em Ubajara-CE) para dar lugar à Superfície Sertaneja.

Vários autores veem essa diferenciação altimétrica como prova do processo de flexura marginal a nordeste em direção ao Atlântico. Nesse processo de flexura, junto com as reativações cretáceas das falhas brasilianas e à erosão consecutiva nessa região ocorreu a exumação de granitos brasileiros de Chaval (Figura 25), que são modelados em inselbergs (Figura 26 e 27) de litologia classificada como Granitóides da Suite Intrusiva de Chaval. Por comparativo, as observações sugerem ser essa a litologia do afloramento da do promontório de Pedra do Sal (Figura 28), não mostrado mapeamentos geológicos em função da escala.

Figura 25: Exumação de granitos da Suite Intrusiva de Chaval explorado para a indústria civil na região entre Chaval/Camurupim atingindo até 20m de altura.



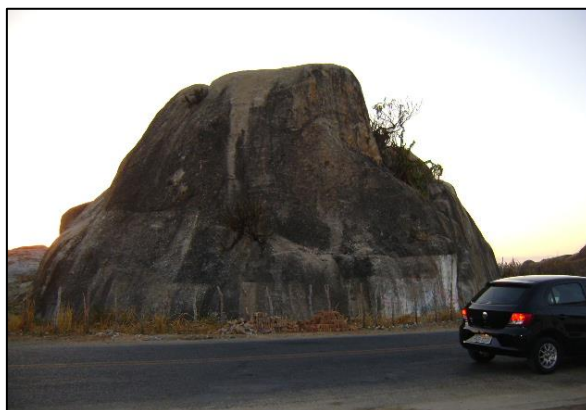
Fonte: SRH, 2005.

Figura 26: Inselbergs dispostos na área urbana da cidade de Chaval.



Fonte: do autor, 2011.

Figura 27: Inselberg disposto na área urbana da cidade de Chaval com altimetria superior a 7m.



Fonte: do autor, 2011.

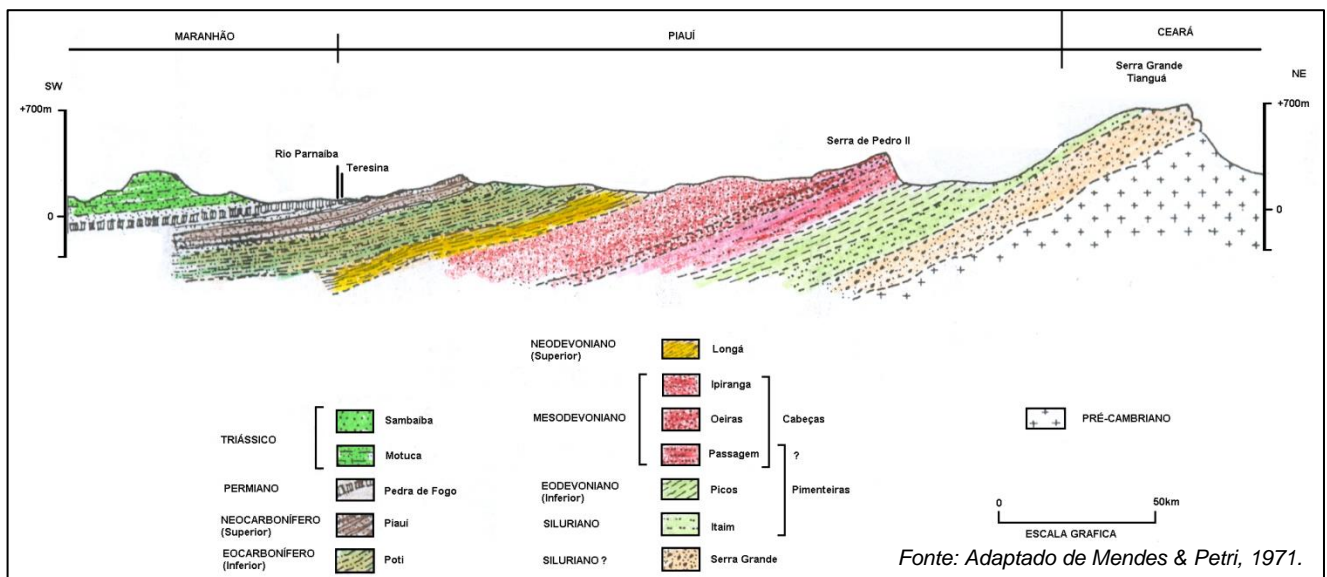
Figura 28: Afloramento granítico da Pedra do Sal (em Ilha Grande de Santa Isabel-PI) de litologia semelhante as rochas do Complexo Granitóide da Suíte Intrusiva de Chaval.



Fonte: Juscelino Reis, 2012.

Em resumo, Osório de Freitas (????) *In* Baptista (1981) definiu a bacia sedimentar do Parnaíba como uma bacia sedimentar geossinclinal “francamente aberta para o mar na orla setentrional, prolongando-se submarinamente numa plataforma de cem metros de profundidade”. As formações e grupos que se distribuem pela bacia têm inclinação quase constante para o oeste e vão , em concordância ou não uma com as outras, penetrando no solo s sendo recobertas, as mais antigas pelas mais novas podendo ser assim distribuídos: grupos Caraíba, Colomi, salgueiro e Jaibaras; Formações Serra Grande, Pimenteiras, Cabeças, Longá, Poti, Piauí, Pedra de Fogo, Motuca, Sambaíba e Barreiras (no Norte) (Figura 29). Muitas dessas formações foram ainda subcompartimentadas.

Figura 29: Perfil das principais formações geológicas da bacia sedimentar do Parnaíba (perfil SW-NE) entre Teresina e Tianguá.



4.2.1 A morfoestrutura regional: Geologia da planície costeira do Piauí.

Fazendo o recorte regional e considerando a delimitação proposta na metodologia, apresenta-se a estrutura litológica que sustenta a área litorânea, de acordo com CPRM (2006) e Fundação CEPRO (1996). Desse modo a área abrange as unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino, algumas das Formações Paleo-mesozóicas da bacia sedimentar do Parnaíba, a Formação Barreiras e os depósitos de sedimentos Quaternários, conforme Mapa 02, estando apresentados seguindo a disposição litoestratigráfica.

O embasamento cristalino corresponde a uma faixa situada entre os terrenos da Formação Barreiras e Formação Serra Grande se estendendo no sentido SE/NW indo em direção à margem do rio Parnaíba, saindo do município de Granja e passando pela área dos municípios de Bom Princípio e Buriti dos Lopes (PI). Nesse conjunto são identificados Granitóides da Suíte intrusiva de Chaval (datados do Neoproterozóico) e na porção NW dessa faixa Gnaisses e Migmatitos que compõem o Complexo Granja, datados do Paleoproterozóico.

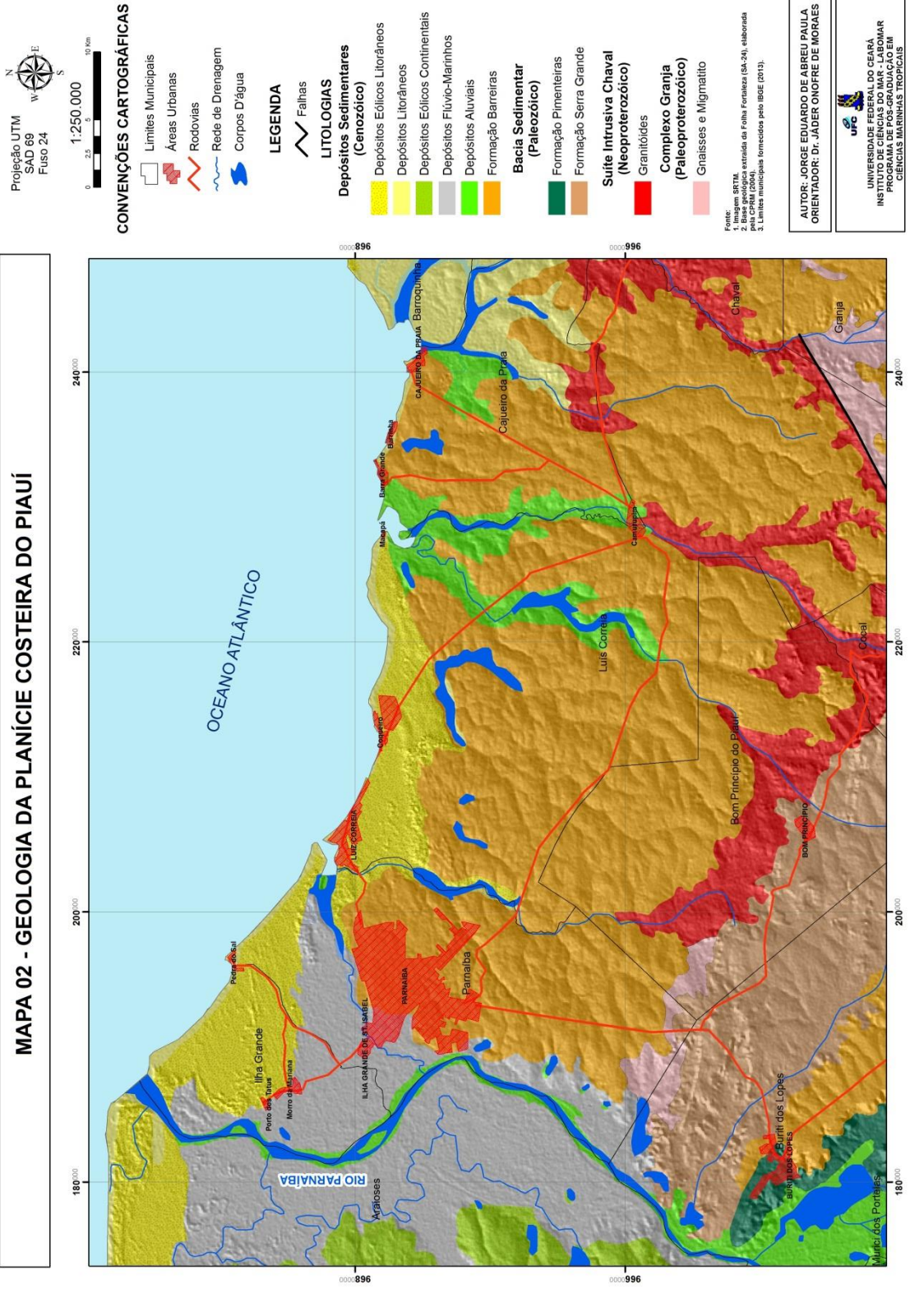
Dentre as formações geológicas que compõem a bacia sedimentar do Parnaíba, na área de estudo estão inseridas a Formação Serra Grande e a Formação Pimenteiras.

A Formação Serra Grande apresenta maior área. Assentada na porção norte do município de Buriti dos Lopes (PI), com largura média aproximada de 15km e com orientação SE/NW. Nesse município, ela se dispõe, em superfície entre o embasamento cristalino, ao norte, e uma faixa da Formação Barreiras e Formação Pimenteiras, ao sul. É datada do Siluro-Devoniano Inferior, sendo composta de conglomerados e arenitos grosseiros arcoseanos, intercalações de arenitos finos, micáceos, laminados e com estratificação cruzada.

A Formação Pimenteiras tem pouca expressividade na área delimitada para estudo. Ela também aparece no município de Buriti dos Lopes e segue a mesma orientação da Formação Serra Grande, mas apresenta-se mais estreita e compacta. É datada do Devoniano e caracterizada por arenitos micáceos, siltitos, com níveis ou placas ferruginosas, e estratificação cruzada.

Os depósitos compostos predominantemente por sedimentos inconsolidados pertencem ao Cenozóico, onde pode ser citada a Formação Barreiras e os depósitos Quaternários de origem associada a sistemas deposicionais diversos.

MAPA 02 - GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA DO PIAUÍ

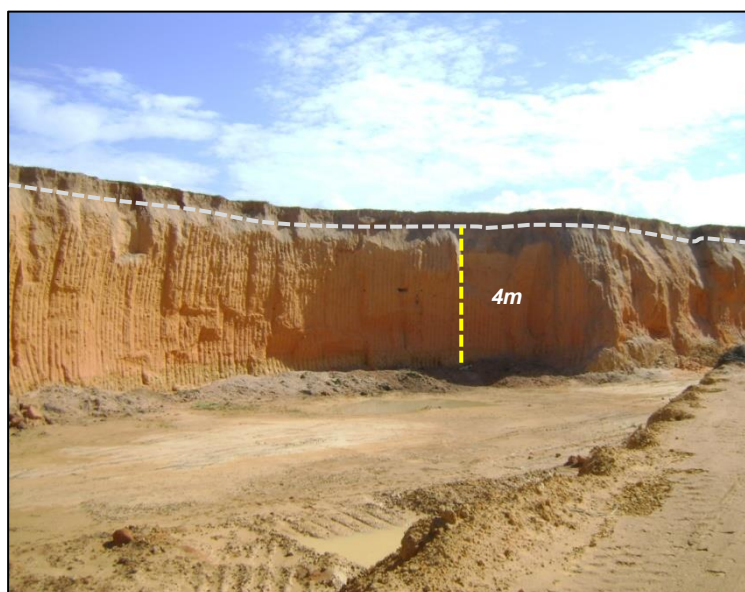


A Formação Barreiras é composta por conglomerados, arenitos grosseiros e finos com intercalações locais de siltitos e argilitos. Tem coloração variando de cinza claros, vermelho-alaranjada, e amarelo-avermelhada. Sua estratificação é indistinta e em geral com suave inclinação para o mar. Por correlação estratigráfica, esses depósitos continentais são referentes ao Tércio-Quaternário, sendo do Plio-pleistoceno.

Souza (1979) afirma que essa formação resulta de um empilhamento de diversas unidades, como consequência da evolução do relevo, dos movimentos tectônicos e paleoclimas. Os depósitos da formação barreiras estão associados aos depósitos colúvio-aluvionares em uma época que o nível do mar era mais baixo que o atual, permitindo o recobrimento de uma extensa plataforma formando uma superfície bem mais ampla que os limites atuais. Sua disposição paralela à linha de costa é cortada pelas planícies fluviais e flúvio-marinhas.

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 25-30km, contactando com as rochas do embasamento cristalino. Em alguns setores essa formação chega próximo da linha de costa, como acontece próxima à praia de carnaubinha (Figura 30) mas sem haver contato direto com a zona de atuação da maré, sempre recoberta pelos sedimentos dos Depósitos Eólicos Litorâneos ou dos Depósitos Litorâneos.

Figura 30: Área de extração mineral de areias, destacando as características de coloração e granulometria da Formação Barreiras próximo à Praia de Carnaubinha, sendo recoberta por fina camada de sedimentos eólicos (nas áreas de deflação). Altitude ($\pm 15m$)



Fonte: do autor, 2010.

Os Depósitos Sedimentares do Quaternário recobrem toda a planície costeira, incluindo os Depósitos Aluviais, Depósitos Flúvio-marinhos, Depósitos Eólicos Continentais, Depósitos Litorâneos e os Depósitos Eólicos Litorâneos.

Depósitos Aluviais: 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, Longá, 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 a matéria orgânica) ou cores variadas.

Depósitos Flúvio-marinhos: Os sedimentos que constituem estes depósitos são essencialmente argilosos de coloração escura produzida pela decomposição da matéria orgânica resultante de um ambiente misto, ou seja, de ações marinhas e fluviais. O processo de transição da água doce dos rios com a água salgada do oceano cria nesse ambiente condições ideais para a instalação dos manguezais. Esses depósitos apresentam material mal selecionado e de textura argilosa e argilo-arenosa.

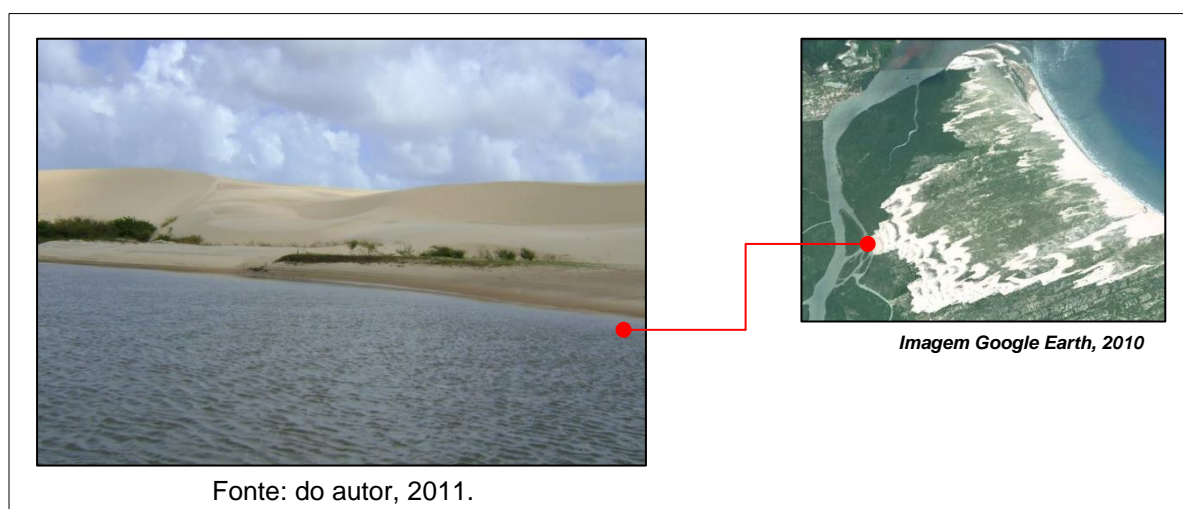
Depósitos Eólicos: são compostos pelos sedimentos mobilizados pela ação dos ventos representados pelos campos de dunas da região. Estes depósitos podem ser recobertos ou não de vegetação. Carvalho, Coutinho & Morais (1994) definiram para o litoral do Estado do Ceará três gerações distintas de depósitos eólicos relacionados às variações do nível do mar no Quaternário e a disponibilidade de sedimentos da plataforma interna (atual) descoberta. Estes sedimentos resultaram da deposição dos diversos ciclos de deposição da Formação Barreiras (Paula, 2004) e antigos e amplos leques aluviais que chegaram ao litoral. Assim, com as oscilações climáticas ocorridas no Quaternário os sedimentos disponíveis foram mobilizados em direção do continente. Nesse trabalho adotou-se o mesmo princípio de classificação, considerando a caracterização *in loco* e interpretação de imagens aéreas.

A primeira geração de depósitos eólicos é representada por restos disformes de campos antigos (Paleodunas), superfícies de cristas bem distintas de forma parabólica. Ela apresenta uma penetração para o continente resultante do processo de deflação eólica e localizam-se na porção mais interna Planície Litorânea, capeando boa parte dos Tabuleiros Pré-Litorâneos, ou arrasadas até o nível deles. São superfícies onduladas, bastante vegetadas e dissecadas, com solos

constituídos fundamentalmente por areias quartzosas distróficas. A segunda geração compreende os campos dunares vegetados, ou seja, as dunas fixas. Em geral apresentam-se paralelos à linha de costa e em forma de lençóis exibindo suas extremidades no sentido da direção do vento, ou logo à retaguarda das dunas recentes. São fixadas por uma vegetação pioneira pouco espessa, do tipo arbustiva de pequeno porte. Já a terceira geração de depósitos eólicos é caracterizada pela ausência de cobertura vegetal, o que possibilita a ação eólica mais intensiva. Essa geração compreende, portanto os depósitos atuais, representando morfologicamente as dunas móveis. A migração desses depósitos na área em estudo, causada pela ação eólica, ocorre na direção Nordeste/Sudoeste (seguindo o padrão de atuação dos ventos predominantes) assoreando as desembocaduras dos rios de menor porte, como é o caso dos rios Portinho e Arrombado.

Vale ressaltar que somente o depósito situado na porção oeste da área volta à faixa costeira. Ele atinge a área estuarina (através da migração) do rio Parnaíba (Figura 31), e a partir daí parte dos sedimentos volta ao oceano através da descarga fluvial fazendo a retroalimentação da costa. Nas outras áreas, entre a foz do Ubatuba até a foz do Igarauçu, esses depósitos não retornam efetivamente para a linha de costa, dispersando-se no continente, em função da baixa competência dos cursos fluviais presentes. Assim as dunas da área não contribuem de forma decisiva para o suprimento de sedimentos do litoral, o que deveria sugerir um desequilíbrio no balanço sedimentar das faixas praias à jusante desse setor.

Figura 31: Depósitos eólicos que atingem o curso do rio Parnaíba, permitindo que o sistema fluvial leve os sedimentos de volta ao sistema litorâneo.



Lima & Brandão (2010) caracterizou esses três depósitos em dois conjuntos: depósitos eólicos pleistocênicos (paleodunas) e depósitos eólicos holocênicos (dunas recentes). Os depósitos eólicos pleistocênicos repousam discordantemente sobre os sedimentos terciários do Grupo Barreiras. Em alguns setores, encontram-se rebaixados quase ao nível dos tabuleiros, com suas formas dissipadas pelo retrabalhamento eólico; em outros, preservam feições de dunas barcanóides. 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 de segunda geração ocorrem à retaguarda ou entremeadas com as dunas móveis e apresentam incipiente desenvolvimento de processos pedogenéticos, resultando na fixação de um revestimento vegetal pioneiro que impede ou atenua a mobilização eólica. Esses depósitos provavelmente representam uma geração de idade intermediária entre as paleodunas e as dunas móveis ou atuais. Morais & Meireles (1992) atribuem a formação da segunda geração de depósitos eólicos ao processo de rebaixamento do nível do mar após a Penúltima Transgressão Marinha ($\pm 140\text{m}$), correspondente ao quinto estágio das variações do nível do mar (Dominguez, 1999) por volta de 20.000 anos.

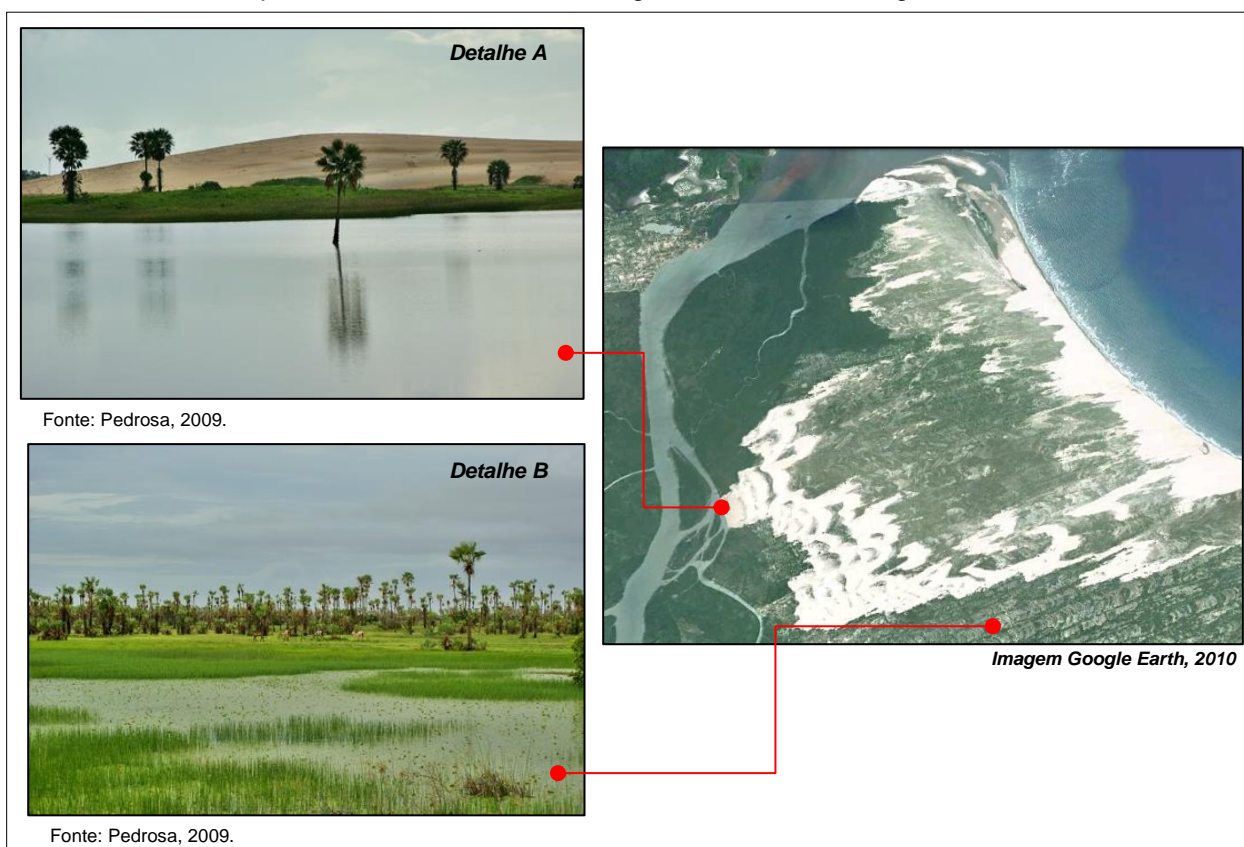
Já os depósitos eólicos recentes têm significativa expressão territorial na no litoral do Piauí, ocorrendo como uma faixa quase contínua, de largura variável, que começa a se esboçar a partir da preamar e pós-praia, disposta paralelamente à linha de costa. As dunas móveis caracterizam-se pela ausência de vegetação e partem geralmente da linha de praia, onde a ação dos ventos é mais intensa.

Esses depósitos são originados por processos eólicos de tração, saltação e suspensão subaérea. São formados por areias esbranquiçadas, bem selecionadas, de granulação fina a média, quartzosas, com grãos de quartzo foscos e arredondados. Estratificações cruzadas de médio a grande porte e marcas ondulares eólicas podem ser registradas em algumas exposições. Quanto à morfologia, em relação à direção dos ventos predominantes (NE/SW), esses corpos podem ser de dois tipos: transversais e longitudinais. Os primeiros, dispostos perpendicularmente à direção dos ventos, apresentam feições de barcanas (meia-lua), com declives suaves a barlavento (5° a 10°), contrastando com inclinações

mais acentuadas (em torno de 30°) das encostas protegidas da ação dos ventos (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).

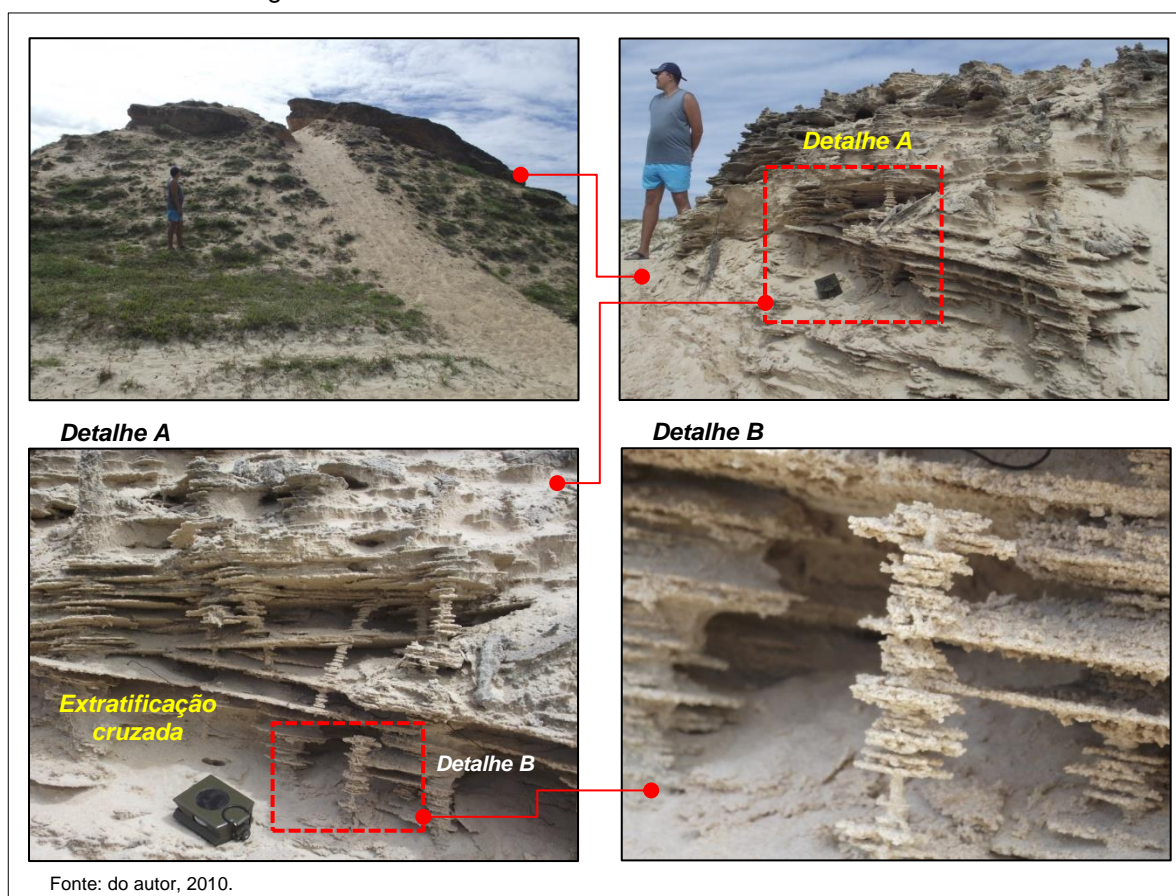
Lima & Brandão (2010) destacam ainda as áreas de interdunas (Figura 32), que são áreas úmidas, bem destacadas nas imagens de satélites, que formam lagoas interdunares nos períodos de chuvas e marcam os rastros do movimento migratório ao longo do tempo.

Figura 32: Áreas de interdunas, favorecendo o surgimento de lagoas. Detalhe A: Lagoa interdunar na área dos depósitos recentes. Detalhe B: Lagoas em áreas de antigos caminhos dunares.



Outra feição que merece destaque são os depósitos eólicos antigos já consolidados na forma de eolianitos (Figura 33). 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.

Figura 33: Eolianitos na região da Praia de Itaqui de estratificação cruzada. Detalhe A: destaca a estratificação cruzada comum em pacotes dunares. Detalhe B: destaca a singularidade das formas e o nível de retrabalhamento eólico.



Os depósitos litorâneos são depósitos contínuos e alongados que se estende por toda a costa situado na área de atuação da maré até o limite do início do pós-praia. São caracterizadas por de areias de textura média a grossa, em geral, moderadamente selecionadas, com abundantes restos de conchas, matéria orgânica e minerais pesados.

Nesse depósito aparecem ainda os *beachrocks* (arenitos de praia) e os recifes de arenito (Figura 34 e 35). Baptista (2010) chamou os primeiros de “recifes de arenito de praia” em distinção ao outro conjunto de rochas que denominou de “recifes de arenito” que tem origem associada à Formação Barreiras. Tais formações se encontram distribuídas descontinuamente, ao longo da linha de costa geralmente aflorados entre a zona de arrebentação e zona de estirâncio. Os recifes de arenito de praia encontram-se entre a praia do Sardim e praia de Barrinha, com estratificação cruzada e mergulho em direção ao mar sugerindo antiga faixa de praia, tem textura predominantemente arenosa, mas com algumas variações mais grossas (conglomerática). Já os recifes de arenitos (Figura 36) estão dispostos

desde a Praia de Cajueiro da Praia até a Praia de Coqueiro, tem em geral composição conglomerática com grande quantidade de bioclastos (fragmentos de moluscos e algas), cimentados por carbonato de cálcio (Baptista [2010], Lima & Brandão [2010]). Essas rochas, funcionam, muitas vezes, ao longo da costa como “muros de proteção” ao ataque das ondas, diminuindo a energia destas, mas em contrapartida, geram ainda movimentos resultantes (difração) que também causam erosão na região.

Figura 34: *Beach rocks* na praia de Barrinha com estratificação cruzada e mergulho em direção ao mar sugerindo antiga faixa de praia, tem textura predominantemente arenosa.



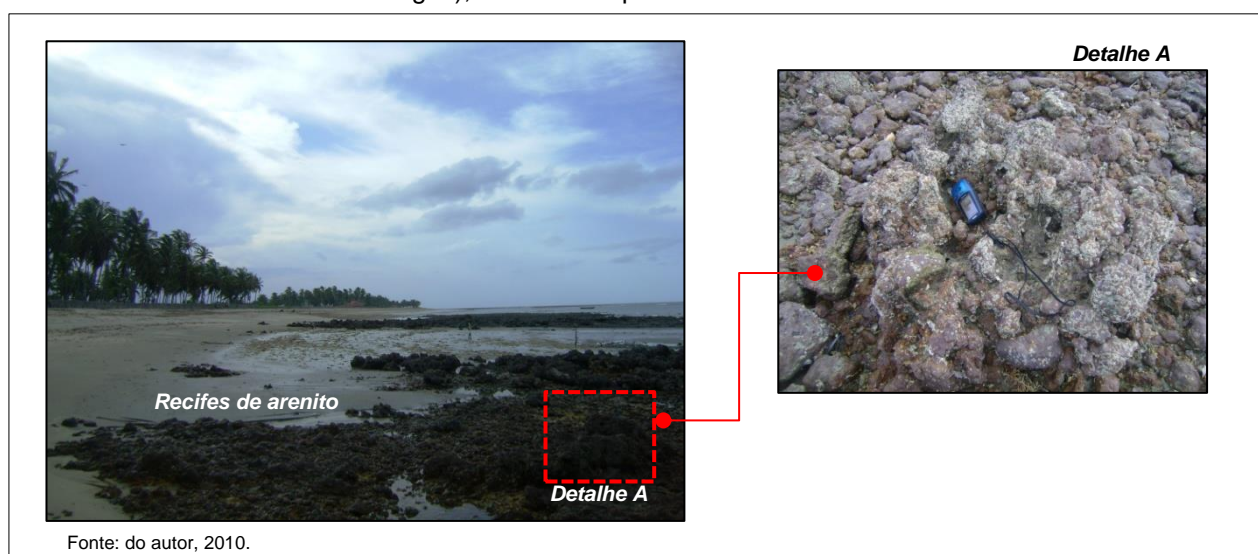
Fonte: do autor, 2011.

Figura 35: Ocorrência de *beach rocks* e recifes de arenito (ao fundo, lado esquerdo). Os *beach rocks* se estendem aproximadamente por até 1000m na praia de Barrinha.



Fonte: do autor, 2011.

Figura 36: Recifes de arenitos, dispostos desde a sede de Cajueiro da Praia até a Praia de Coqueiro, de composição conglomerática com grande quantidade de bioclastos (fragmentos de moluscos e algas), cimentados por carbonato de cálcio.



Fonte: do autor, 2010.

O trabalho do clima sobre as características geológicas da área deram origem às feições geomorfológicas, as distintas classes de solos e associações vegetais, entendidos aqui como “unidades geoambientais” pois integram vários componentes que devem ser vistos de maneira conjunta e que constantemente são retrabalhadas pelos fatores morfodinâmicos (Mapa 02).

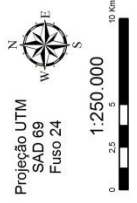
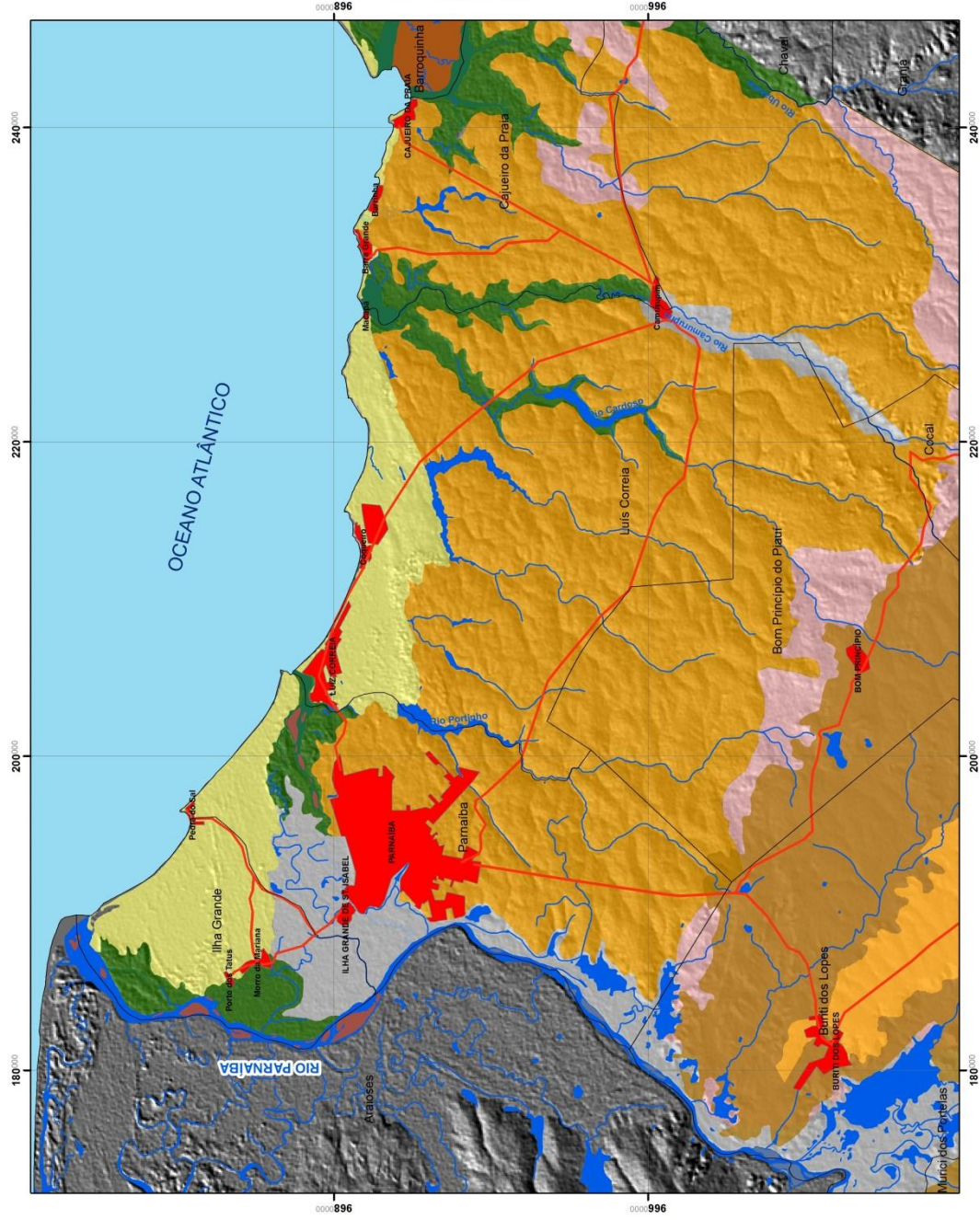
Assim, a área de estudo integra os domínios sedimentares Cenozóicos, do Paleozóico e do Pré-Cambriano, apresentando as seguintes unidades geoambientais: Superfície de erosão sobre o Embasamento; Superfície de erosão sobre Estruturas do Paleozóico; Tabuleiros, Planície Fluvial, Planície-Flúvio-Marinha, Ilhas de Sedimentação Fluvial, Ilhas de Sedimentação Flúvio-Marinha, Faixa Praial e Campo de Dunas caracterizados no Quadro de síntese a seguir:

Quadro 3: Síntese das Unidades Geoambientais da Planície Costeira do Piauí.

Unidades	Feições		Associação de solos	Associações vegetais
<i>Planície litorânea</i>	<i>Faixa praial e campo de dunas</i>		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Neossolos quartzarênicos ▪ Neossolos quartzarênicos hidromórficos 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Associações de vegetação halófitas e psamófilas (vegetação pioneira) de influência marinha
	<i>Planície Flúvio-Marinha</i>	<i>Ilhas de sedimentação Flúvio-Marinha em Ambiente Deltaico</i>	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Neossolos quartzarênicos halomórficos ▪ Neossolos flúvicos eutróficos 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Associações de vegetação halófitas e psamófilas (vegetação pioneira) de influência fluvio-marinha (manguezal e campo salino)
<i>Planícies Lacustres e Flúvio-Lacustres</i>	<i>Planícies Lacustres das lagoas do Portinho, Sobradinho e Lagoa Comprida.</i>			<ul style="list-style-type: none"> ▪ Associações de vegetação higrófila de várzea (Vegetação pioneira) de influência flúvio-lacustre
<i>Planícies Fluviais</i>	<i>Planícies dos rios Parnaíba, Longá, Igarapu, São Miguel, Camurupim, Ubatuba e Timonha e de pequenos vales litorâneos.</i>		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Planossolos Hápicos ▪ Neossolos flúvicos eutróficos 	
	<i>Ilhas de sedimentação fluvial</i>			
<i>Glacis Pré-litorâneos</i>	<i>Tabuleiros</i>		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Neossolos quartzarênicos ▪ Argissolo vermelho-amarelo distrófico ▪ Argissolo acinzentado distrófico 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Associações de vegetação arbórea e arbustiva indistinta (mata de tabuleiro) ▪ Associações vegetais de cerrado, cerradão e caatinga
<i>Pediaplano Sertanejo (Superfície de Erosão sobre Estruturas do Paleozóico)</i>	<i>Níveis de pedimentos conservados e dissecados em interflúvios tabulares da sinéclise da bacia sedimentar do Parnaíba</i>		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Neossolos litólicos ▪ Argissolo concrecionários com B textural distróficos e eutróficos 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Associações vegetais do tipo cerrado arborizada ou gramíneo-lenhosa ▪ Associações de vegetação xerófila da Caatinga (cactáceas)
<i>Pediaplano Sertanejo (Superfície de Erosão sobre o Embasamento)</i>	<i>Níveis de pedimentos conservados do embasamento cristalino</i>		<ul style="list-style-type: none"> ▪ Neossolos litólicos ▪ Argissolo acinzentado distrófico 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Associações de vegetação arbórea e arbustiva indistinta (matas)

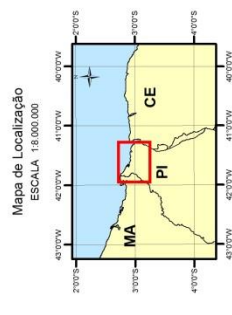
Adaptado de Araripe et al. (1999), IBGE (2007).

MAPA 03 - UNIDADES GEOAMBIENTAIS DA PLANÍCIE COSTEIRA DO PIAUÍ



- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**
- Limites Municipais
 - Áreas Urbanas
 - Rodovias
 - Rede de Drenagem
 - Lagos

- LEGENDA**
- Unidades Geoambientais**
- Faixa Pralial e Campo de dunas
 - Ilha de Sedimentação Fluvio-Marinha
 - Ilhas de Sedimentação Fluvial
 - Planície Fluvio-Marinha
 - Planície Fluvial
 - Tabuleiro
 - Superfície de Erosão sobre o Embasamento
 - Superfície de Erosão sobre Estruturas do Paleozóico



Fonte:
 1. IBGE, 2011.
 2. Unidades geoambientais inicialmente delimitadas de acordo com Fundação CEPRO (1998) e posteriormente alteradas pelo autor.
 3. Limites municipais limitados pelo IBGE (2013).

AUTOR: JORGE EDUARDO DE ABREU PAULA
ORIENTADOR: DR. JADER ONOFRE DE MORAES

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR - LABOMAR
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS MARINHAS TROPICAIS

As superfícies de erosão sobre o embasamento e superfícies de erosão sobre o estruturas do Paleozóico situam-se nas estruturas do Pré-Cambriano, e estruturas do Paleozóico, respectivamente. Representam níveis de pedimentos superfícies de erosão rebaixadas ao nível da rocha matriz com várias áreas de afloramento da mesma. A Superfície de Erosão sobre Estruturas do Embasamento Cristalino apresentam-se como pedimentos conservados onde dominam os neossolos litólicos e em alguns setores argilossolos acinzentado distrófico. Já as Superfícies de Erosão sobre Estruturas do Paleozóico apresentam-se como pedimentos conservados e dissecados em interflúvios das estruturas da bacia sedimentar do Parnaíba onde dominam os neossolos litólicos e argilossolos concrecionários (distróficos e eutróficos). Em ambas as associações vegetais se mesclam entre Cerrado, Caatinga e associações de vegetação arbórea e arbustiva indistinta (matas).

Os Glacis apresentam formas tabulares ligeiramente planas, dotada de uma complexidade de fácies sedimentares, distribuídos paralelamente á linha de costa. A rede de drenagem é de caráter geralmente paralelo que diseca os Glacis, através de escoamento pouco profundo. Os solos dessa unidade têm como classes dominantes os neossolos quartzarênicos, argissolo vermelho-amarelo distrófico e argissolo acinzentado distrófico, recobertos por vegetação do tipo “mata de tabuleiro” e associações do Cerrado, Cerradão e Caatinga em algumas áreas.

As planícies fluviais prolongam-se no sentido dos cursos d’ água, originadas da deposição de sedimentos aluviais. Os depósitos aluvionares mais expressivos ocorrem ao longo das planícies fluviais dos rios Parnaíba e Longá. Em alguns setores, os cursos d’água são controlados por fraturas e falhas. Em geral, nos baixos cursos, esses depósitos tornam-se mais possantes e assumem larguras consideráveis (LIMA & BRANDÃO, 2010). São comuns nessas planícies associações de vegetação higrófila de várzea (Vegetação pioneira) de influência fluvial caracterizada principalmente pelas matas de carnaúbas.

A planície flúvio-lacustre se desenvolve de maneira dispersa por toda a área de tabuleiros e da planície litorânea, nas margens das lagoas de origem fluvial e freática. São planícies de progressivo alargamento, à medida que o leito do curso d’água se encaixa nos sedimentos da Formação Barreiras (nos casos das Lagoas do Portinho e Sobradinho).

Ao considerar a sedimentação na área da planície fluviomarinha (que são ambientes transicionais ou mistos) ocorre a sedimentação de origem continental e marinha criando as Ilhas de Sedimentação em Ambiente Deltaico. O processo de sedimentação ocorre quando o contato entre a água doce com água salgada proporciona, pelas diferenças de pH entre os dois meios, a colmatagem, floculação e precipitação de materiais finos, resultando na deposição de material rico em matéria orgânica formando ambientes propícios à instalação de vegetações halófitas de influência fluvio-marinha (manguezal e campos salinos) bem como vegetações do complexo litorâneo (Fernandes, 1998). Esses depósitos estuarinos são acumulados nas desembocaduras fluviais, penetrando no continente até onde se faz sentir a influência das marés.

A faixa praial de modo genérico constitui unidade que compõe áreas que são submetidas constantemente a influência das marés, configurando-se como faixa estreita de terra limitada pela variação da maré, de declive geralmente suave em direção do oceano. Os sedimentos da faixa praial são provenientes da contribuição dos rios, que fazem o transporte de sedimentos do continente para o litoral, e em seguida esses sedimentos são trabalhados pela interação do mar com a ação eólica.

De acordo com Fernandes (1998), a praia (zona intertidal) não apresenta vegetação. Já a partir da zona de berma, na zona de pós-praia e nos campos de dunas móveis (recentes) são colonizadas pela vegetação pioneira, constituída por plantas halo-psamófilas ou mesmo psamófilas, que acabam se adaptando às condições do solo pobre. Dentre os fatores que atribuem a pobreza desse solo destaca-se o alto teor de salinidade, a escassa presença de matéria orgânica e a ação eólica que causa a mobilização do substrato arenoso constantemente. A rapidez da drenagem das águas pluviais e o superaquecimento das camadas superficiais, determinado por uma insolação direta excluem as plantas de menor resistência.

5 – ASPECTOS EVOLUTIVOS DO RELEVO COSTEIRO E AS FLUTUAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO LITORAL PIAUIENSE

A formação do relevo costeiro (contemplando ambientes deltaicos ou não) é influenciada por uma série de fatores morfogênicos (BIRD, 2008). Dentre eles podem ser citados a geologia, que determina o padrão de afloramentos rochosos na costa, no fundo do mar e no interior, e os movimentos da crosta terrestre, o que resulta em elevação, inclinação, dobra, falha e subsidência de formações rochosas costeiras. Além disso, os fatores climáticos influenciam o regime de vento e de ondas que modelam as feições costeiras. Nesses processos costeiros incluem ainda os efeitos do aumento e rebaixamento das marés e correntes, que por sua vez são influenciados por fatores oceanográficos tais como correntes, temperatura e salinidade do mar determinados pelo clima regional e global.

Com a variação do nível relativo do mar no mundo nos últimos milhões de anos, algumas costas antigas podem ser encontradas em níveis acima e/ou abaixo do atual. Isso porque as praias existentes hoje são geologicamente de origem recente, tendo se formado com as variações ocorridas no Holoceno (BIRD, 2008).

Dessa maneira, para se falar acerca da evolução da região estudada fez-se necessário tecer comentários sobre a evolução da área como um todo utilizando indicadores regionais de outros trabalhos realizados no nordeste, bem foi necessário discutir sobre as flutuações do nível do mar com foco no Holoceno.

De forma geral, esse capítulo considera as análises acerca da evolução da área e flutuações do nível do mar, feitas por Ab' Ssaber (1979), Bittencourt *et al.* (1979), Martin *et al.* (1982), Martin *et al.* (1993), Petri (1983), Suguio *et al.* (1985), Morais & Meireles (1992), Meireles (1997), Lima (1997) e Dominguez (1999), Oliveira (2008), Claudino-Sales & Peaulvast (2007), Fernandes (2011), fazem as seguintes considerações:

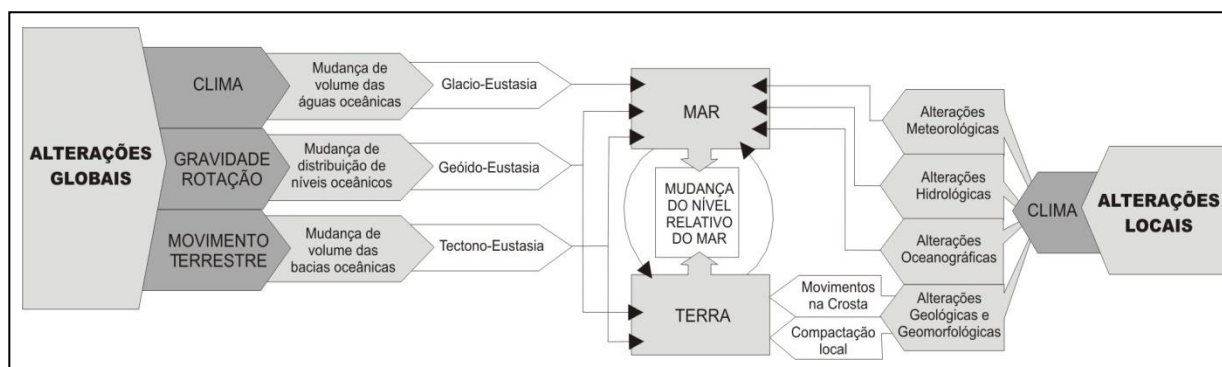
Existem muitas evidências da variação do nível do mar nordeste do Brasil. Petri (1983) e Morais & Meireles (1992) afirmam que a prova mais evidente dessa variação são as amplas planícies costeiras, caracterizadas por cordões litorâneos paralelos à costa e os depósitos de restos de organismos presentes nessas planícies. Assim, de acordo com tais autores, em alguns períodos o mar apresentou-se mais elevado do que o nível atual, enquanto que em outros

momentos esteve mais recuado. Entretanto, tentar-se-á aqui correlacionar essas e outras informações às especificidades da área de estudo.

Martin, Suguio & Flexor (1993) e Suguio (2001) entendem, ao discutir as variações do nível do mar ao longo do litoral brasileiro, que tais flutuações resultam das variações reais de nível marinho (eustasia) e das mudanças de nível dos continentes (tectonismo e isostasia). Desse modo, ao tentar fazer reconstruções de antigos níveis marinhos, estes se referem a posições relativas e não absolutas, principalmente quando os níveis relativos do mar são avaliados em escalas regional e local, havendo significativas diferenciações ao longo do litoral brasileiro.

As teorias sobre as causas das flutuações do nível do mar são diversas e ainda são bastante discutidas por muitos autores. Martin et al. (1982) e Martin, Suguio & Flexor (1993), apresentaram um resumo dos fatores controladores dos níveis marinhos (Figura 37).

Figura 37: Fatores controladores dos níveis marinhos e continentais responsáveis pelas mudanças do nível relativo do mar no Quaternário.



Fonte: Paula (2004), adaptado de Martin, Suguio & Flexor (1993)

Para Martin, Suguio & Flexor (1993) os níveis dos continentes são controlados por: a) movimentos tectônicos, tanto horizontais quanto verticais, que afetam a crosta terrestre; b) movimentos isostáticos, ligados às variações de carga em função da formação ou desaparecimento de calotas glaciais, erosão dos continentes, deposição em bacias sedimentares, transgressões e regressões sobre as plataformas continentais (hidroisostasia); c) deformação do geóide continental que constitui a nossa superfície de referência atual.

Já os níveis oceânicos, seriam controlados por: a) modificações no volume total das bacias oceânicas em consequência da tectônica de placas (tectono-eustasia); b) variações nos volumes das águas dos oceanos em função das

glaciações e deglaciações (glácio-eustasia); c) deformações da superfície dos oceanos (geóido-eustasia).

Nesse sentido, a altura da superfície do mar apresenta uma componente oceânica e outra geofísica. Os fatores oceanográficos que podem afetar a altura do mar são essencialmente as marés, as grandes correntes, os turbilhonamentos associados às variações de declividades devidas ao vento, à pressão e a temperatura da água ou à salinidade, bem como as elevações momentâneas em fenômenos meteorológicos extremos (tempestades). Portanto, o nível do mar “é a resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente” (MARTIN, SUGUIO & FLEXOR, 1993).

Isso se reflete diretamente nas feições costeiras e suas compartimentações. Nesse sentido a planície deltaica do rio Parnaíba deve ter sofrido, obviamente, com as variações do nível do mar no Holoceno, havendo modificações ainda no conjunto de feições que compõem as praias costeiras inseridas nessa planície bem como nas que estão adjacentes a ela. Entretanto, o entendimento agora se faz necessário em nível pormenorizado, no intuito de conhecer o comportamento das praias arenosas que compõem a zona costeira da área.

A compreensão do comportamento da evolução das zonas costeiras é abordada por Carter & Woodroffe (1994) como sendo uma preocupação antiga, mas que durante muito tempo passou despercebida pelo homem.

Isto porque somente quando este passou a ocupar propriamente a zona costeira, e quando as variações da linha de costa (resultantes da particularidade dos processos morfodinâmicos costeiros, variação do nível do mar etc.) interferiram nas atividades humanas costeiras e próximas às desembocaduras fluviais (atividades comerciais, agrícolas e portuárias etc.) é que o tema passou a ser discutido.

Posteriormente, com o desenvolvimento dos estudos geográficos do litoral (em meados do século XIX) é que rapidamente se reconheceu a necessidade de entender o comportamento do litoral e como as mudanças costeiras ocorriam.

Para a costa do nordeste do Brasil, Dominguez (1999) e Martin et al. (1993) apontam que podem ser reconhecidos três episódios transgressivos durante o Quaternário, pois esse período foi marcado por mudanças climáticas cíclicas.

Durante o Período Mioceno-Plioceno (entre 23 e 12 milhões de anos), com a predominância de um clima árido a semi-árido, conjugado ao soerguimento do interior continental, houve a erosão da cobertura sedimentar formada pelo intemperismo sobre as rochas - no conjunto da depressão sertaneja, como foi apresentado por diversos autores que discutem a evolução costeira no nordeste oriental, tal erosão ocorreu sobre as rochas do embasamento cristalino. Já para a área da bacia sedimentar do Parnaíba, as estruturas erodidas foram as formações geológicas constituintes da bacia -, mas não há classificação distinta para esses dois depósitos, sendo ambos denominados de Formação Barreiras.

A flexura marginal nesse setor – tema discutido em trabalhos como Brito Neves (2003), Oliveira (2008), Claudino-Sales & Peaulvast (2007) e Fernandes (2011) - permitiu o rebaixamento da porção norte da bacia. Martin et al. (1993) usou um mapa geoidal de linhas de isoelevação para discutir o referido processo. Hoje são usados por outros autores mapas de gravimetria para analisar essas áreas de variação isostática relacionando-os a processos de afundamento da crosta.

Desse modo, todo o conjunto que compreende os litorais rebaixados e entrecortados que compreendem as bacias sedimentares da margem continental na porção equatorial brasileira (Figura 38), que vai desde a bacia do Ceará (onde está situada a área de estudo) até a bacia do graben de Cassiporé (a norte da foz do Amazonas) encontram-se num conjunto de falhas, compondo grabens diferenciados e que resultam em baixos e altos estruturais submersos de acordo com Bizzi et al. (2003).

Nesse setor predomina um litoral entrecortado de rias com vales fluviais afogados geralmente dominados por regimes de macromarés o que confere ao setor muitas planícies de marés.

Essa morfologia se estende até a região do Cabo Orange, limite com a Guiana Francesa, onde começam a aparecer relevos estruturais, bem como no litoral voltam a surgir promontórios associados ao embasamento (Figura 39). Entretanto, o embasamento cristalino já se faz presente por quase todo o território Amapaense, que faz parte do cráton norte amazônico composto, segundo McReath & Faraco (2006) por rochas do arqueano, tendo à sua frente sedimentos aluvionares e marinhos associados à foz do Amazonas.

Figura 38: Mapa geológico regional da margem equatorial entre o gráben de Cassiporé e a região oeste da Bacia do Ceará (área de estudo), mostrando as zonas de fraturas, baixos e altos estruturais, de acordo com Bizzi et al. (2003).

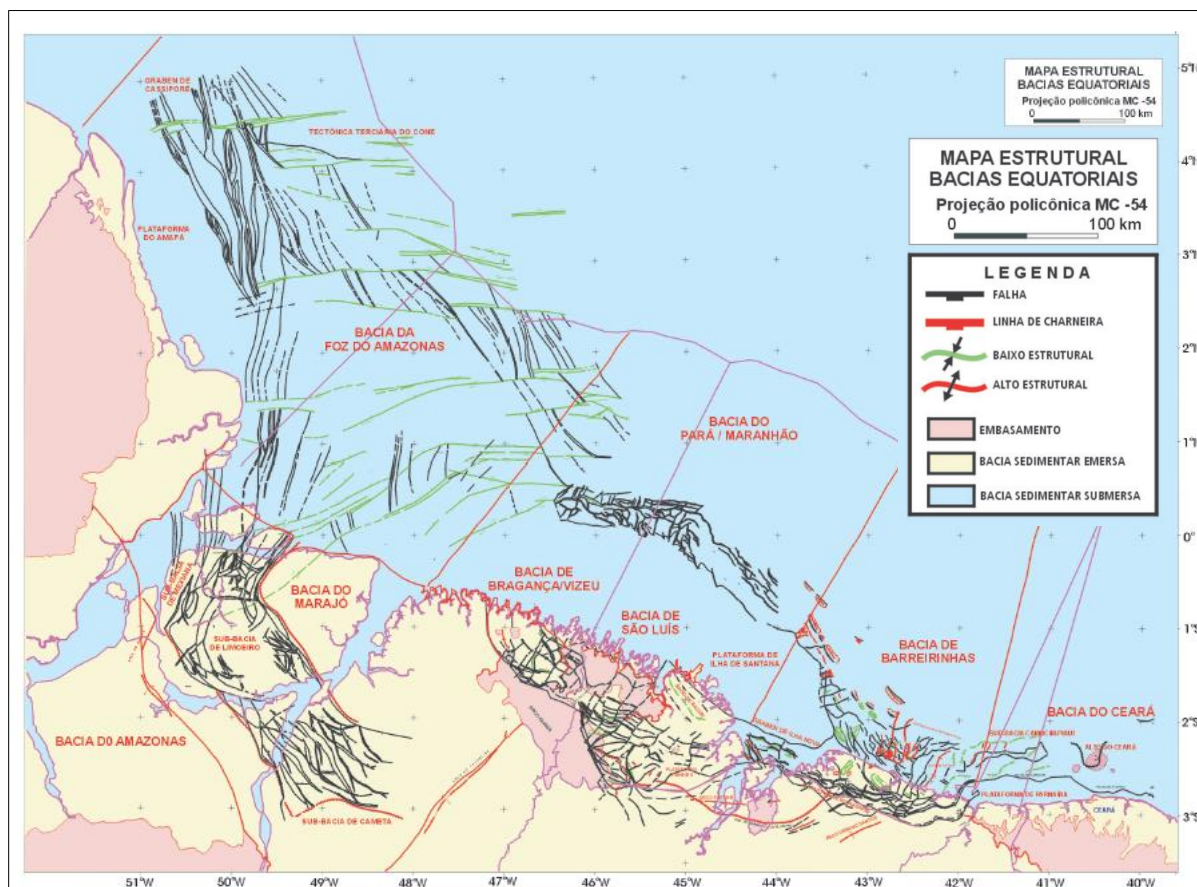
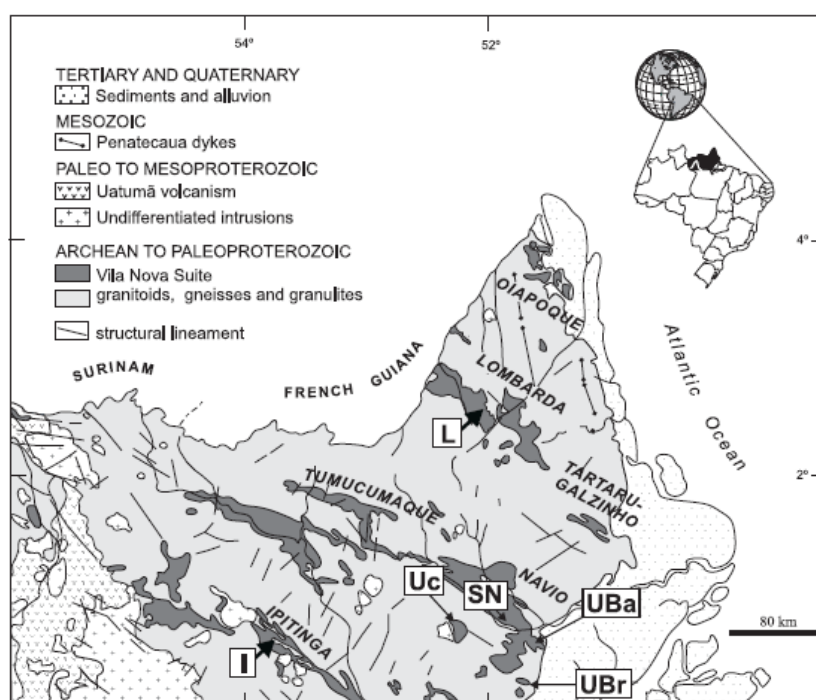


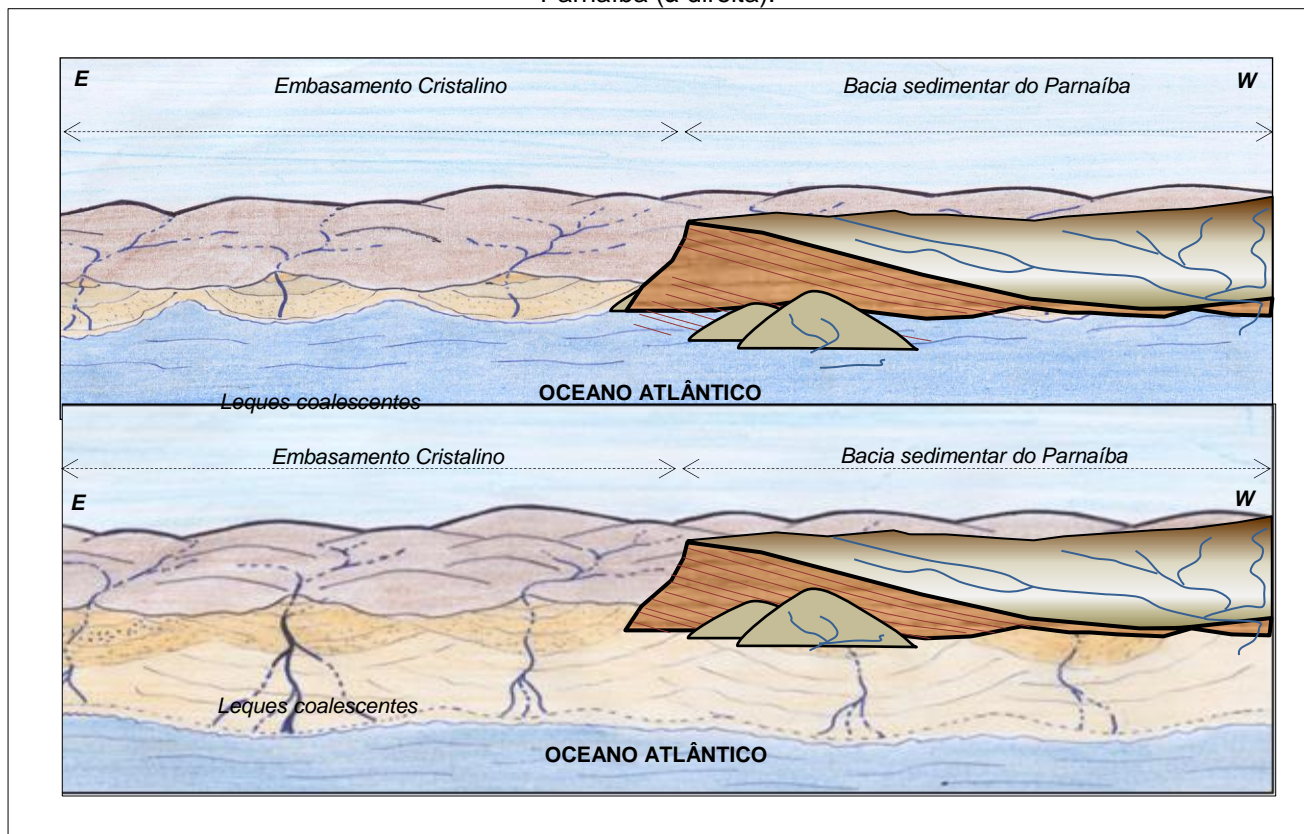
Figura 39: Mapa geológico regional do norte do Amapá, mostrando as rochas do pré-cambriano que compõem o Cráton Norte Amazônico. (McREATH & FARACO, 2006).



Justificado o rebaixamento do relevo em questão pela da flexura marginal da costa em que a área de estudo está inserida e considerando também a inversão do relevo da bacia sedimentar do Parnaíba (ao longo de toda a Formação Serra Grande), e as devidas compensações isostáticas desta bacia, pode-se afirmar que os detritos das camadas erodidas (que constituíram a Formação Barreiras) foram levados parte para porção norte, sendo depositados na porção setentrional do Planalto da Ibiapaba e outra parte seguiu a inclinação das camadas indo para o sem direção centro-norte da bacia. Isso pode ser confirmado pela extensão alongada de orientação Norte-Sul da Formação Barreiras no mapa geológico do Piauí, que vai até próximo à cidade de Cabeceiras (PI) a aproximadamente 180 km do litoral.

Esse material erodido ao longo do Mioceno-Plioceno se acumulou na forma de leques coalescentes (Figura 40) recobrendo amplamente a plataforma continental atual (PINHEIRO, 2000). A deposição do Grupo Barreiras cessou com o retorno das condições climáticas mais úmidas à região.

Figura 40: Início da deposição da Formação Barreiras em leques coalescentes. Modelo evolutivo para a zona costeira do nordeste setentrional do Brasil. Adaptado de Dominguez (1999) e Paula (2004). Perfil longitudinal no sentido E-W mostrando a presença do relevo estrutural da bacia do Parnaíba (à direita).



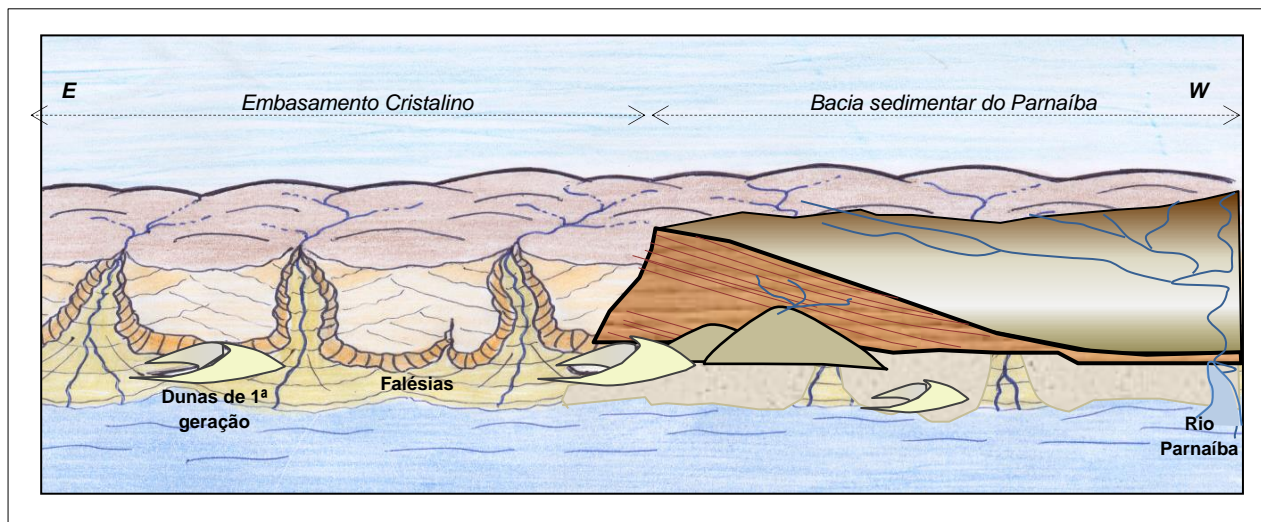
Em período anterior a 120.000 anos, uma subida do nível relativo do mar, denominada de Máximo da Transgressão Mais Antiga, e que causou a erosão na porção externa dos leques sedimentares esculpindo simultaneamente uma linha de falésias. Essa transgressão ocorreu, segundo Dominguez (1999), provavelmente no Pleistoceno, mas até hoje não foi possível estabelecer uma data segura para este evento. Suguio *et al.* (1985) afirmam que não existem afloramentos que possam ser atribuídos com certeza a esta transgressão.

Os únicos testemunhos conhecidos são constituídos por falésias entalhadas em sedimentos continentais pliocênicos da Formação Barreiras. Entretanto essa formação encontra-se hoje na faixa do litoral do Piauí em altimetria igual ao nível de base (nível do mar) na forma de recifes de arenito compostos de grãos de quartzo e quartzito, cimentados por óxido de ferro e muitas vezes de forma conglomerática (Baptista, 2010).

Esses tipos de formação recifal do Barreiras foi identificada ao sul do Estado da Bahia por Carvalho & Garrido (1966) *In* Suguio *et al.* (1985), mas não aparece na forma aflorante. Logo, é possível que esses recifes de arenito do litoral piauiense forneçam indicativos acerca dessa transgressão. Além disso, o afloramento desses recifes induz a ideia de que esse setor da costa setentrional do Brasil ainda passa por processo rebaixamento, porém de forma bastante discreta se considerarmos o tempo geológico. O rebaixamento desse setor é subjugado predominantemente às ações de sedimentos marinhos e eólicos atuais que recobrem toda a Formação Barreiras na zona costeira.

No Pleistoceno uma nova fase de clima árido atingiu o continente, havendo movimento regressivo do mar, o que faz com que as coberturas vegetais que já colonizavam o Grupo Barreiras fossem reduzidas. Como esse grupo é formado por sedimentos arenosos pouco consolidados, o solo ficou exposto à erosão. Assim, esses sedimentos quando erodidos foram depositados no sopé das falésias (esculpidas no segundo estágio) sendo chamados de Leques Aluviais Pleistocênicos. As partes superficiais desses depósitos foram localmente trabalhados pela ação eólica fazendo surgir os primeiros campos de dunas que hoje encontram-se fixados pela vegetação. Morais & Meireles (1992) chamou esses antigos depósitos eólicos de primeira geração de dunas (Figura 41).

Figura 41: Formação Barreiras entalhada na forma de falésias marinhas na porção leste (litoral do Ceará e Rio Grande do Norte). Os sedimentos dos terraços Pleistocênicos são erodidos formando os depósitos eólicos de primeira geração. A Formação Barreiras deprimida na porção norte da bacia do Parnaíba, é capeada por sedimentos marinhos e eólicos. Adaptado de Suguio et al. (1985), Dominguez (1999) e Paula (2004).



Seguido à deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos o nível do mar sofreu outro movimento transgressivo (Máximo da Penúltima Transgressão), tendo seu máximo sido atingido por volta de 123.000 anos (A.P.), quando o nível do mar chegou a 8 ± 2 metros acima do seu nível atual. Essa Penúltima Transgressão erodiu parcialmente os Leques Aluviais Pleistocênicos e na maior parte da zona costeira voltou a trabalhar a porção externa da Formação Barreiras, fazendo recuar a linha de falésias na porção onde ela encontrava-se exposta.

Após a Penúltima Transgressão, o nível do mar sofreu outro movimento de rebaixamento. Durante esse rebaixamento formaram-se, por acumulação, os Terraços Marinhos Pleistocênicos. Localmente, a superfície desses depósitos foi também retrabalhada pela ação dos ventos e deu origem aos depósitos da segunda geração de dunas.

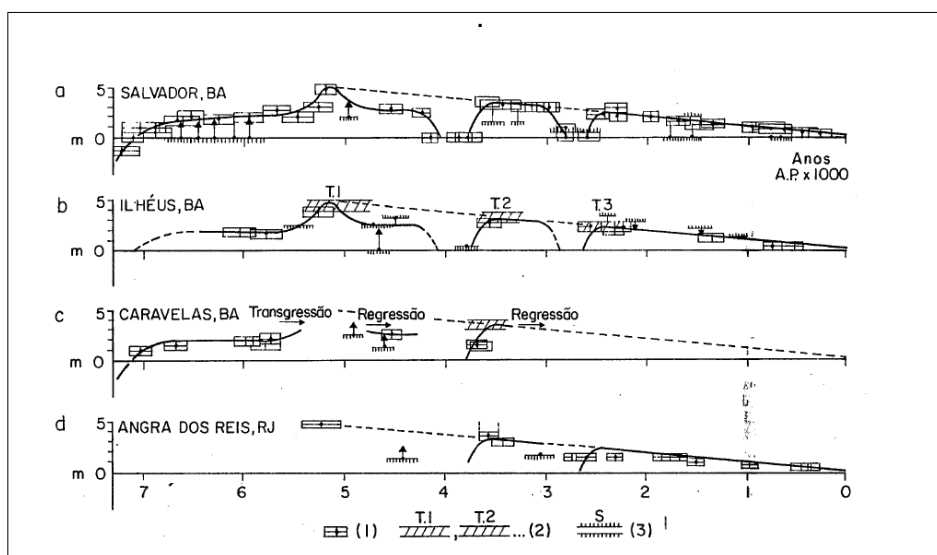
A descida total do nível do mar estimada pra este período foi de 140 metros, atingida por volta de 20.000 anos (A.P.). Essa grande descida do nível de base fez com que fosse escavada mais fortemente a rede de drenagem no continente. A foz afogada do rio Coreaú (a aproximadamente 60km de distancia da área) parece ser um indicador dessa variação, pois apresenta uma falésia fluvio-marinha do Barreiras com materiais conglomeráticos, sugerindo que o nível de base foi baixo, permitindo a deposição de materiais clásticos em um setor onde atualmente deve

ser dominado por sedimentos de granulometria média e fina. Este evento estar associado ao entalhamento mais efetivo dos relevos no interior da bacia sedimentar do Parnaíba, deixando bem proeminentes as chapadas de mesa no centro da mesma. Fato este que Casseti (2005) relacionou à fase interglacial e de maior umidade.

Morais & Meireles (1992) destacam ainda a importância da análise das pequenas variações do nível do mar ocorridas no Holoceno para a configuração do litoral do Brasil e principalmente nos últimos 7.000 anos.

De acordo com Suguio et al. (1985) são conhecidas diversas curvas de variação para o litoral oriental, leste e sul do Brasil (Figura 42). Nesse contexto, no Holoceno, o nível zero atual foi ultrapassado (pela primeira vez) em torno de 7.000 anos (A.P.), continuou subindo até atingir entre 4,8 e 5,0 metros acima desse nível por volta de 5.100 anos (A.P.), representando o Máximo da Última Transgressão Marinha.

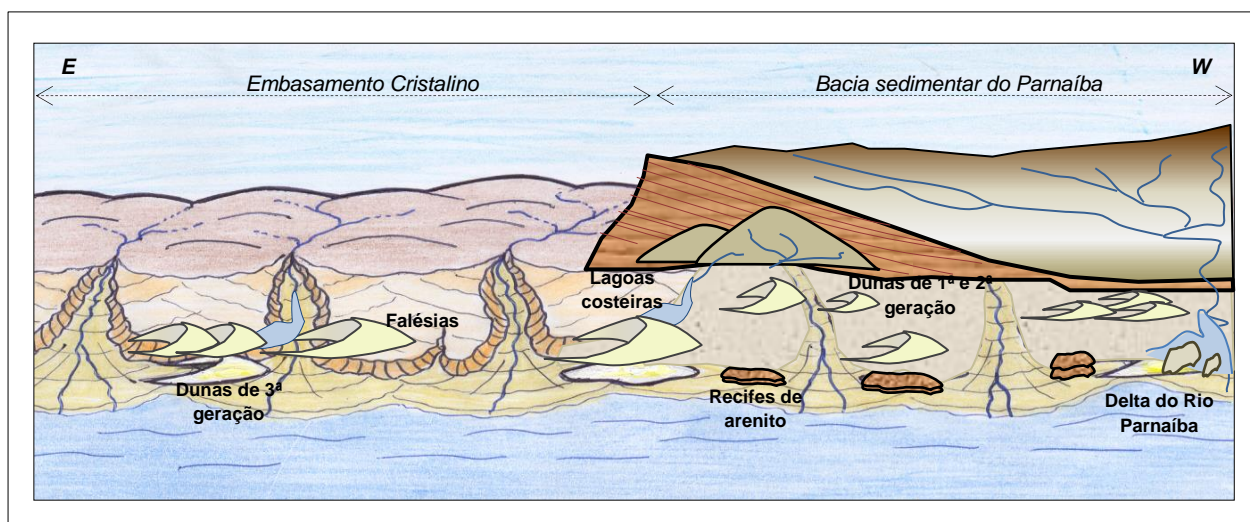
Figura 42: Curvas de variação do nível relativo do mar e setores do litoral brasileiro durante os últimos 7.000 anos (A.P.) considerando os seguintes indicadores: 1. Reconstrução de níveis marinhos pretéritos; 2. Terrações de construção marinha; e 3. Idades de sambaquis. Adaptado de Suguio et al. (1985).



Durante esta subida os Terraços Marinhos Pleistocênicos foram parcialmente erodidos e um sistema de lagoas costeiras, lagoas e ilhas barreiras se formaram. Posterior a essa pequena subida de 5 metros acima do nível atual, ocorrido na Última Transgressão, o nível do mar voltou a descer. Continuou

regredindo, lentamente, até por volta de 4.200 anos (A.P.) tendo baixado poucos centímetros. Depois disso houve uma queda mais acelerada chegando próximo ao zero atual, em torno de 3.900 anos (A.P.). Com esse rebaixamento uma nova sequência de deposição ocorreu no litoral surgindo assim os Terraços Marinheiros Holocênicos e a configuração final das ilhas flúvio-marinhas do Delta do Parnaíba. O vento retrabalhando as areias das praias mais uma vez deu origem a novos depósitos eólicos, chamados agora de terceira geração de dunas ou dunas móveis ou recentes (MORAIS & MEIRELES, 1992). Nesse processo de retrabalhamento, os sedimentos eólicos foram reforçando os barramentos de canais fluviais causados pelos antigos depósitos eólicos. Isso permitiu que fossem mais bem definidas as lagoas costeiras e lagunas, a exemplo do que se vê na área de estudo como as lagoas do Portinho, e Sobradinho (Figura 43).

Figura 43: Configuração atual da planície litorânea do Piauí (área da bacia sedimentar do Parnaíba). A Formação Barreiras é exumada na zona intertidal e é cimentada na forma de recifes de arenitos. Os depósitos de primeira e segunda geração já estão no interior do continente e atingem os cursos fluviais (cirando lagoas costeiras). Formam-se os depósitos eólicos de terceira geração junto à linha de costa. As feições deltaicas são melhor definidas. Adaptado de Suguio et al. (1985), Dominguez (1999) e Paula (2004).



Entre 3.900 e 3.600 anos (A.P.) o nível do mar começou a subir novamente, ocorrendo uma rápida transgressão tendo atingido cotas de aproximadamente 3,5 metros acima do nível atual, sendo este seu segundo valor máximo no Holoceno.

Seguido a isso começou a baixar chegando quase ao valor do nível zero atual por volta de 2.800 anos (A.P.). Já entre 2.700 e 2.500 anos (A.P.) o nível elevou-se novamente chegando próximo de 2,5 metros acima do nível zero atual.

Há 2.500 anos A. P. o nível do mar iniciou uma nova fase de rebaixamento até atingir o nível zero atual e se delinear as feições.

Foi justamente no Holoceno que a planície costeira do Piauí veio se definir mais precisamente, ou seja, definiram-se melhor os sistemas fluviais costeiros, gerações de dunas, meandros, maior definição das ilhas flúvio-marinhas, estuários e outras feições.

Através da análise dos processos atuantes e constatação das feições costeiras existentes, percebe-se que houve algumas diferenciações nos processos evolutivos dessa área se comparados com a evolução costeira do nordeste do Brasil. O afundamento do pacote de sedimentos da Formação Barreiras na linha de costa (já discutido) associado à grande dinâmica eólica da região, impediu a formação da linha de “falésias vivas” como se constata no litoral setentrional-leste do Brasil. Ficando o limite desse depósito Tércio-quadernário protegido rebaixado ao nível da ingressão dos sedimentos eólicos antigos e atuais, com isso o litoral da área é marcado pelos extensos campos de dunas.

Foi também no Holoceno que se deu a evolução, em grande maioria das feições deltaicas, associadas ao aporte de sedimentos trazidos pelos vários rios que compõem a bacia hidrográfica do Rio Parnaíba, esses sedimentos encheram a desembocadura dos vales afogados pela submersão marinha Holocênica, e à medida em que foi regredindo o nível marinho, os depósitos sedimentares foram se projetando além da linha de costa. Isso ocorreu devido à taxa de acumulação de sedimentos na foz do rio ter excedido a velocidade das correntes fluviais. Essas correntes seriam responsáveis pela erosão e transporte ao longo do canal fluvial sendo lançada na linha de costa. Havendo baixa energia potencial da descarga fluvial, a deposição sequenciada fez edificar as ilhas de sedimentação deltaica, que associada aos sedimentos finos e ricos em matéria orgânica, tornou-se ambiente propício à instalação da vegetação de mangue.

A condição preponderante para que tenha ocorrido a construção deltaica, foi a constatação de um déficit de energia do oceano nesse setor em relação ao aporte sedimentar sendo, desta maneira, os sedimentos empilhados em torno da desembocadura fluvial. Considerando a relação entre a descarga fluvial e a densidade da água (do rio e do corpo líquido receptor) o Delta do rio Parnaíba apresenta-se como um delta de Condições Hipopícnais onde o efluente do rio tem menor densidade do que a água da bacia oceânica receptora. Assim, a propagação

de sedimentos em suspensão na água doce sobre a água salgada mais densa promove a ampla distribuição de sedimentos finos pela expansão de uma pluma e migração em ambientes basiniais onde os processos físicos (vento forte, corrente costeira ou alta energia de ondas) não permitem que pluma turva fique confinada a uma zona estreita ao longo da costa atingindo mais de 10km ao largo (Figura 44). A classificação de Scott & Fisher (1969) baseada nos conceitos genéticos (natureza e intensidade dos agentes oceânicos em jogo) e na distribuição das fácies nas porções subaéreas do delta, permite que o delta seja visto como destrutivo, que tem predominância de fácies marinhas. Ao considerar a classificação de Galloway (1975), que se baseia nos padrões de variação do transporte de sedimentos, o Delta do Parnaíba é do tipo “Dominado por ondas”, mas é subjugado ainda a uma forte influência da maré (por se tratar de um ambiente com amplitude de maré que chega a mais de 3,5 metros), podendo ser comparado ao Delta do rio Tigre, que é composto de sedimentos finos e tem seu depósito sedimentar em forma de cuspide.

Figura 44: Projeção da pluma de sedimentos nas desembocaduras do Delta do rio Parnaíba denotando características de um delta Hipopical.



São identificados alguns testemunhos da variação da linha de costa na planície costeira do Piauí foram encontrados vários testemunhos dos últimos níveis do mar. Os principais indicadores de um nível do mar diferente do atual. Desta

forma, foram representados por terraços marinhos, eolianitos, paleomangue, plataforma de abrasão, lagunas, gerações de dunas, rochas de praia (*beachrocks*) e recifes de arenito.

Os terraços marinhos constituem-se de depósitos sedimentares de construção marinha. Têm uma superfície sub-horizontal, ou seja, são suavemente inclinados em direção do mar. Tendo sido construídos a partir da regressão marinha de 5.100 anos (A.P.).

Esses terraços evidenciam variações do nível do mar ocorridas no Quaternário. Esses terraços possuem em sua base uma camada de sedimentos subinconsolidados de granulometria média, moderadamente selecionados. Sobreposta a essa camada há uma outra, de composição quartzosa esbranquiçada e subinconsolidada de granulometria fina e moderadamente selecionada. Na última camada, a mais superior, encontramos areias mais finas juntamente com biodetritos marinhos. No litoral do Piauí esses terraços são descontínuos, sendo interrompidos pela erosão dos cursos d'água existentes e ainda setores em que a formação barreiras se aproxima do litoral (a exemplo da praia de Carnaubinha e Itaqui). Associado a esses tipo de depósito e às variações transgressivas e regressivas do Holoceno, está o desenvolvimento do cordão litorâneo de Barra Grande que, sustentado pelo terraço marinho se projeta na desembocadura do rio Camurupim por mais de 2km, encontrando-se numa altimetria de $\pm 6m$.

Os eolianitos encontrados entre a praia de Carnaubinha e Coqueiro (Figura 45), porção central da área de estudo, podem ser correlacionados também a eventos regressivos marinhos. Tendo por base o fato de se encontrarem bastante próximos à linha de costa (a menos de 500m da linha de preamar), bem como da necessidade de fatores preponderantes para sua formação: a disponibilidade de areia que deve ter sido proveniente de uma face praial larga ou descobrimento da plataforma; boa velocidade dos ventos com competência para remobilizá-las; baixa umidade atmosférica e elevada insolação. Estas características geralmente são efetivas durante a construção de depósitos eólicos desse tipo (MEIRELES et al., 2005).

Logo, para que estes pacotes tenham se mantido ali, a menos de 700m da linha de preamar, bem como tenham passado pelas reações físico-químicas em tempo adequado à cimentação das areias, sem terem sido mobilizados, seria

necessário ter havido mudanças no clima local com reflexos também no nível marinho.

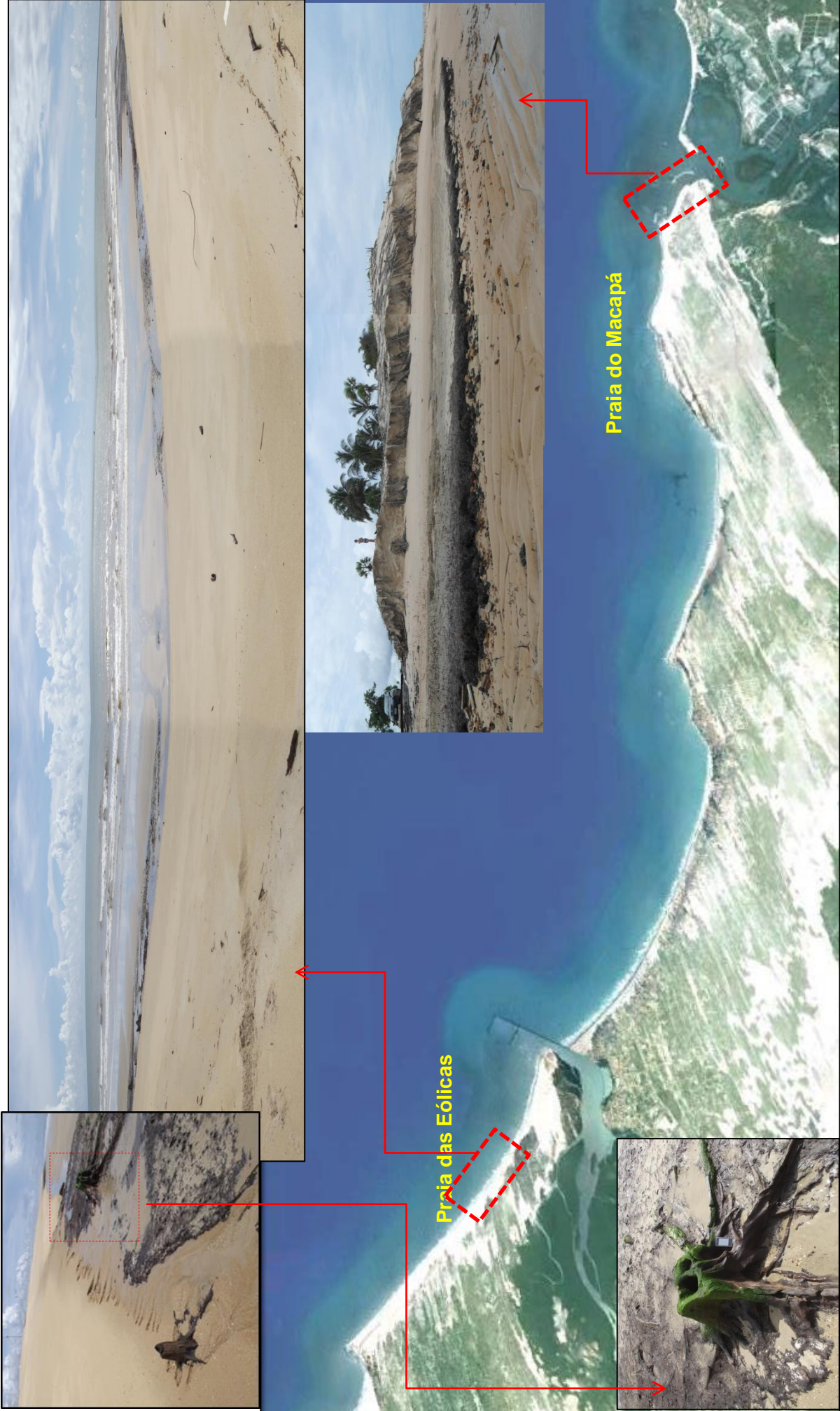
A direção da estratificação dos eolianitos e a inclinação do mergulho das camadas indica que houve diferenciações na incidência dos ventos em aproximadamente 15° nesse setor, denotando que os ventos eram mais efetivos de Leste, ao contrário da constatação da incidência atual que é predominante de Nordeste.

Figura 45: Eolianitos na praia de Itaqui bem próximos a praia com cotas altimétricas que chegam a 25m de altitude denotando a ocorrência de variações climáticas pretéritas.



Nas praias do Macapá e das Eólicas foram constatados afloramentos de depósitos de paleomangue. Na praia do Macapá o afloramento está associado à migração da desembocadura fluvial (Figura 46A) tendo causado recuo na linha de costa superior a 150m. Já na praia das Eólicas esses afloramentos só são perceptíveis nas marés de sizígia (Figura 46B) dos perfis de inverno. Nesse setor são encontrados aproximadamente a 1,5m abaixo do nível atual. Estão deslocados das condições ecológicas e dinâmicas que deram origem aos sedimentos e à fauna e flora associadas. Atualmente encontram-se na faixa praial, porém distantes 3km dos sistemas fluviais, indicando claramente um nível pretérito mais baixo.

Figura 46 – Afloramentos de depósitos paleomangue. Detalhe A: Afloramento na praia do Macapá resultante da migração da desembocadura fluvial. Detalhe B: Afloramento na praia das Eólicas somente perceptíveis nas marés de sizígia dos perfis de inverno.



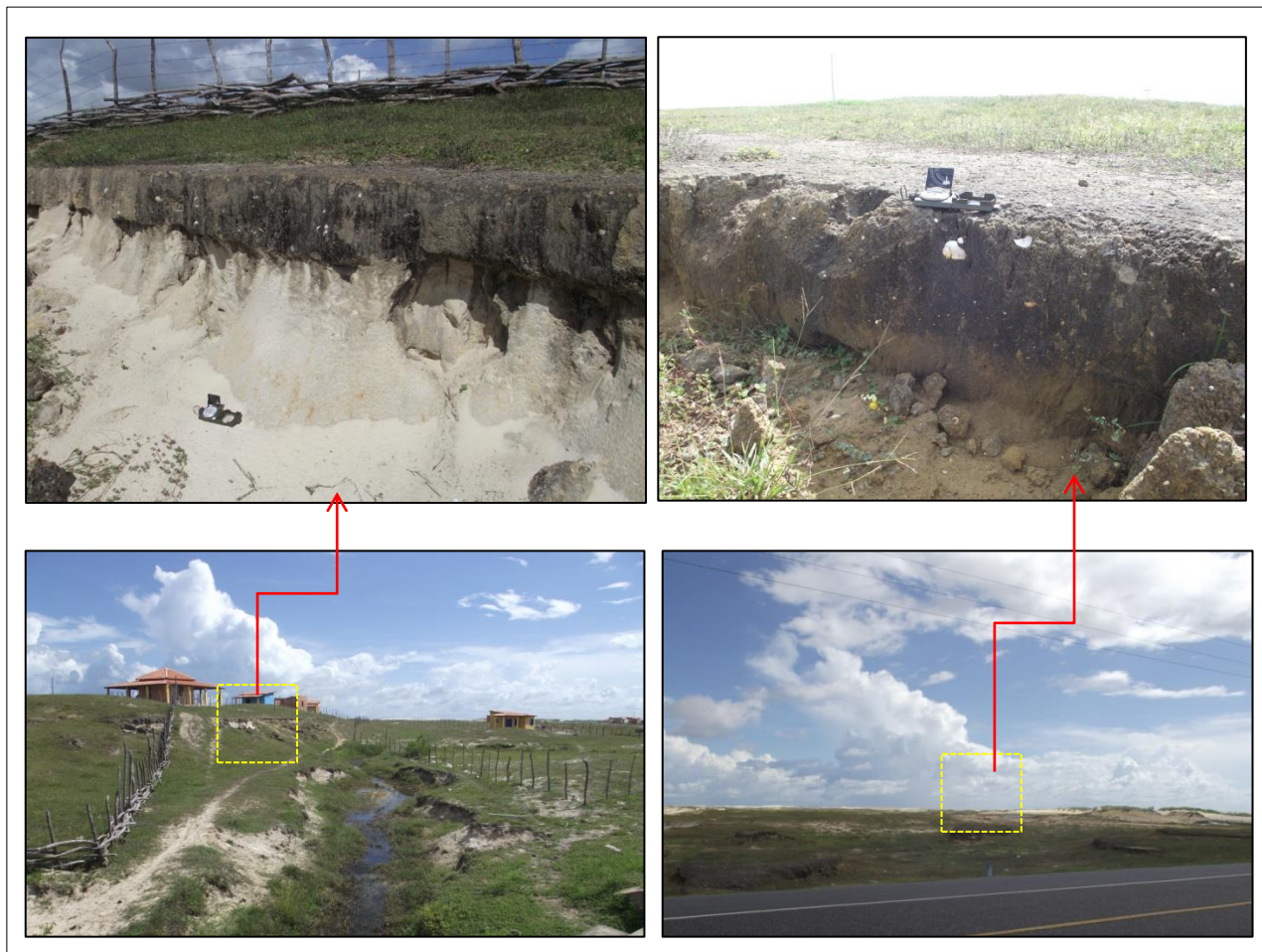
Foram verificados afloramentos de arenitos de praia (*beachrocks*) entre a praia do Sardim e praia de Barrinha. Eles ocorrem ao longo da zona de estirâncio médio até a zona de antepraia, mantendo-se sempre encoberto na preamar. Considerando a sua estratificação cruzada, e a forma do pacote longitudinal seguindo o lineamento da costa, pode-se afirmar que eles são provas de antigas faixas praias 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. Como geralmente são associados à temperatura e umidade para permitir a cimentação, e verificando a altitude do afloramento em relação à face de praia (mais elevado que o estirâncio atual $\pm 1,2$ metros), esse afloramento pode representar um período em que o oceano encontrava-se mais elevado, em uma transgressão marinha nesse setor.

A presença de afloramentos de antigos fundos fluviais e/ou de lagoas interdunares (supostamente com predominância de água doce) próximo ao litoral também são importantes 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 areno-argiloso com imbutimentos de *pomacea canaliculata* (Figura 47).

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.

Com base no exposto a presença de fundos fluviais com restos de moluscos de água doce junto ao litoral atestam que o nível do mar foi mais baixo que o atual, havendo período em que esses pequenos cursos fluviais não tiveram, durante algum tempo, ligação com o oceano, permitindo que se mantivesse as condições de água doce e permitisse a colonização por tais moluscos. Isso deve ter ocorrido através do represamento desses cursos pelas areias eólicas advindas da plataforma que deveria encontra-se descoberta, criando assim, as lagoas costeiras rasas ou lagoas interdunares tendo como principal aquífero as próprias dunas.

Figura 47: Afloramentos de fundos fluviais e/ou de lagoas interdunares na praia de Peito de Moça. Com fraco entalhamento e embutimento de moluscos (*pomacea canaliculata*).



Passada a atuação do depósito eólico, os pequenos cursos voltaram a entalhar discretamente a superfície podendo agora chegar ao mar (daí esses cursos fluviais não apresentarem vales profundos) apresentando hoje características de ambientes mais marinho que fluvial. Por conseguinte a espécie molusca citada não resistiu. Não havendo registro atual deles (vivos) nessa área.

Outro importante indicativo da variação do nível do mar para a região foi a identificação de sítios arqueológicos, onde destaca-se o de denominação sítio “Seu Bode” (Figura 48), um sambaqui que tem por característica principal a presença de restos de moluscos e fragmentos cerâmicos sobre a superfície (BORGES, 2010).

Borges (2006) afirma que a riqueza de recursos hídricos da região (rios, riachos, lagoas, áreas de inundação e o mar) se refletiram na tipologia dos sambaquis encontrados, havendo peixes, crustáceos e espécies de moluscos de águas salgadas, salobras e doces. A autora sugere em sua pesquisa que esses

moluscos deviam fazer parte da dieta alimentar dos índios “Tammambes” (tremembés) que ocupavam as praias dessa região e que tinha por sua casa e cama a areia, e por sua seara o mar.

São encontrados ainda fragmentos de cerâmica que parecem ter sido adaptados para o uso marinho. Esses restos e fragmentos estão dispostos a um nível altimétrico de 11 metros acima do nível do mar atual. Sugerindo que na época de sua ocupação o mar deveria estar em um nível mais elevado ou no mínimo no nível atual. Isto porque em níveis mais baixos que o atual haveria maior dificuldade de coleta desses alimentos, além do fato do habito dos indígenas da região não se distanciarem muito da fonte de alimentos.

Figura 48: Aspecto do sambaqui do sítio arqueológico “Seu Bode” na praia de Macapá. Restos de peixes, crustáceos, espécies de moluscos e fragmentos de cerâmica com datação variando entre 410 e 2700 anos.



Fonte: Borges, 2006.

O fragmento cerâmico mais antigo datado (do sítio Seu Bode atesta idade entre 2.500 e 2.700 anos, sendo compatíveis com outras datações em sítios arqueológicos maranhenses e cearenses. As datações foram realizadas no laboratório de Física da USP (Universidade de São Paulo), utilizando o método da termoluminescência e são, exatamente: amostra 1 – entre 726 e 816 anos; amostra 2 – entre 2.500 e 2.700 anos; e amostra 3 – aproximadamente 410 anos (BORGES, 2006).

Analisando a migração das dunas de terceira geração sobre o continente em dois setores (Centro e Oeste) da área de estudo usando as imagens multitemporais (imagens aéreas de 2006 ortoretificadas e a imagem de satélite Landsat de 1987).

Assim, considerando a pista de atuação (*fetch*) dessas dunas móveis e o fim de seu deslocamento chega-se a uma idade aproximada desses depósitos eólicos. Para a porção central da área os pacotes dunares mais próximos e os distais em relação ao oceano, apresentam variação de 153 a 348 anos, respectivamente. Para a área oeste os valores foram de 293 a 427 anos, respectivamente. Isso justifica ainda a presença dos sambaquis com materiais de ± 410 (amostra 3) de materiais. Entretanto, esses dados são aproximações considerando a disposição das dunas nas imagens. Além disso, é preciso que tenham se mantido as condições climáticas bem como o fornecimento sedimentar semelhante ao período amostrado (1987-2006).

Entendendo que o surgimento dos campos de dunas está associado à disponibilidade de sedimento na faixa de praia, e por vezes associada a uma superfície mais ampla que esta, havendo a suposição de exposições da plataforma continental. Acredita-se que a formação das dunas atuais estão associadas a pulsos climáticos, com discretas e curtas variações do nível do mar. Entretanto nessas variações a exposição da plataforma foi suficiente para fornecer sedimentos ao continente.

Encontram-se pelo menos cinco episódios de elevação da temperatura nos últimos 400 anos no globo terrestre em datas que se assemelham um pouco às idades das dunas analisadas aqui, e à curva proposta para o litoral do Ceará apresentada por Meireles et al. (2005) que denota com base na datação de conchas a elevação entre 1,1m e 1,8m entre 1695 ± 45 anos e 1825 ± 50 anos, e ainda com datação de tronco de mangue onde atesta um rebaixamento de $\pm 2,7$ m por volta de 310 ± 45 anos.

Essa última variação pode ter, certamente, relação com a oscilação da temperatura do globo, a atuação dos ventos (pelas diferenciações dos centros de pressão atmosférica) e o nível marinhos durante o Quinário.

Assim pode-se afirmar que o nível marinho obedeceu a alguns comportamentos eustáticos, considerando os seguintes indicadores (Quadro 4):

Quadro 4: Indicadores de variação do nível do mar, altimetria dos indicadores e características do nível marinho para a área de estudo.

Feições ou indicadores	Altimetria (m) em relação ao nível do mar atual	Características
Terraços marinhos holocênicos no litoral do Piauí e cordões arenosos em Barra Grande	± 6	Indicam nível marinho inicial mais elevado, seguido um rebaixamento que permitiu a formação dos terraços marinhos e cordões litorâneos
Eolianitos (entre praia de Itaqui e Coqueiro)	± 25m	Indicam nível marinho inicial mais baixo que o atual
Paleomangues na zona intertidal (entre a foz do rio Igarçu e a praia de Pedra do Sal)	-1,5m	Indicando claramente um nível pretérito mais baixo onde houve a instalação da vegetação de mangue numa desembocadura fluvial
Arenitos de praia (<i>beachrocks</i>) entre a praia do Sardim e Barrinha	± 1,2	Indica que o oceano encontrava-se mais elevado que o atual nesse setor
Fundos fluviais e/ou de lagoas interdunares na praia de Peito de Moça.	± 7	Indica que o nível do mar foi um pouco mais baixo que o atual permitindo a entrada de sedimentos para formar as dunas e barrar parte dos canais fluviais.
Sambaquis no Macapá (restos de moluscos e fragmentos de cerâmica com idades que variam entre 410 a 2700 anos)	±11	Indica um nível marinho mais elevado ou semelhante ao nível atual.
Idade e migração das dunas atuais por meio da análise de imagens e fotografias aéreas (Ilha Grande e Luis Correia)	± 7	Indica um nível marinho mais baixo que o atual permitindo a entrada de sedimentos para o continente

6 - DINÂMICA EÓLICA NO LITORAL PIAUIENSE

Os dados meteorológicos convencionais permitiram a avaliação do papel da ação eólica na área de estudo. Os ventos atuantes na área são representados pelos ventos alísios (resultantes da dinâmica atmosférica de macroescala) e as brisas (resultantes da dinâmica atmosférica de meso e microescala). Os alísios são diretamente controlados pela mobilidade da ZCIT.

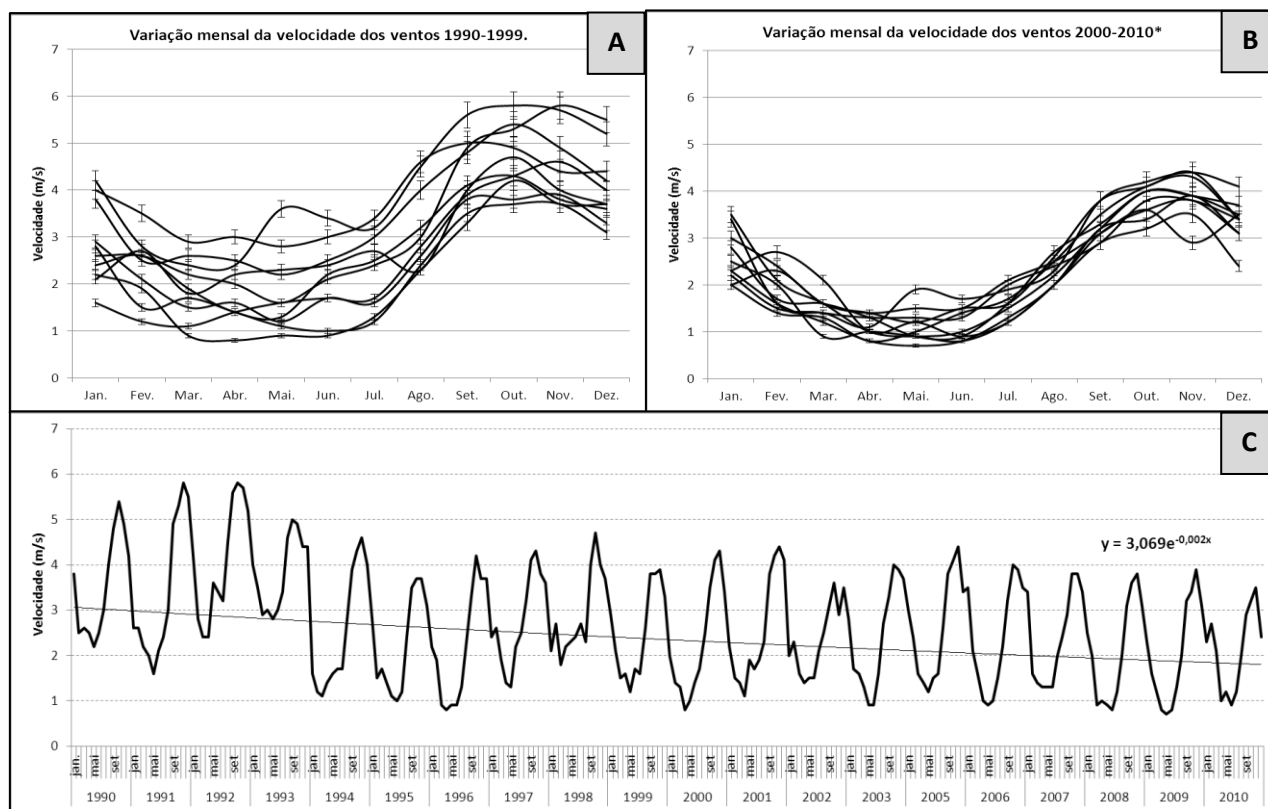
Os ventos alísios de sudeste são mais intensos quando ZCIT esta mais ao norte (entre agosto e outubro). De forma conseqüente, quando a ZCIT encontra-se mais ao sul do Equador os ventos de sudeste se apresentam mais fracos (entre maio e abril) sendo mais efetivos os ventos de nordeste (MAIA, 1998). Já as brisas estão relacionadas à circulação local/regional. Mas em trabalho conjunto representam mudanças significativas no comportamento do oceano e certamente na zona costeira.

A intensidade dos ventos sobre o superfície oceânica induz a maior ou menor circulação superficial (alterando as correntes), geram diferentes tipos de ondas etc. Na interface de contato com o continente possibilita maior ou menor mobilização de sedimentos da zona entre marés (zona intertidal) para o continente ou para o próprio sistema costeiro adjacente.

Já no continente (na faixa adjacente à costa) o trabalho do vento é responsável pela construção de depósitos de sedimentos geralmente bem selecionados que vão constituir os campos dunares. Mas nesse sentido é preciso atentar ainda para o comportamento do vento em momentos pretéritos, tendo em vista que a paisagem não é resultado apenas da congruência dos elementos atuais, mas consta de uma construção espaço-temporal. A variabilidade do vento (em velocidade e direção) também é fato a ser considerado.

Com base nos dados da estação do INMET de Parnaíba, a velocidade absoluta variou entre 0,0 e 5,8 m/s, mas as médias registradas variam durante o ano entre 0,7 e 4,4 m/s, ocorrendo os valores mais expressivos setembro e dezembro (Figura 49A e 49B). As velocidades mínimas ocorrem nos meses de abril e maio. O padrão de variação dos valores da velocidade média dos ventos (Figura 49C) denota que há um ciclo estacional de duração anual com os valores mínimos entre abril e maio e máximos em outubro.

Figura 49: Variação da velocidade dos ventos no litoral do Piauí. A: Variação mensal no período de 1990-1999. B: Variação mensal no período de 2000-2010. C: Variação anual para o período 1990-2010, denotando diminuição da velocidade dos ventos.



Fonte: Tratamento de dados disponibilizados no Boletim Agrometeorológico da estação da Embrapa Meio Norte/INMET (2000-2010) para Parnaíba-PI.

Ao analisar a evolução anual do comportamento da velocidade média dos ventos entre 1990 e 2010 verifica-se que há uma tendência à diminuição dos valores da velocidade média nos últimos anos (destacada pela linha de tendência expressa no referido gráfico).

Entretanto, é preciso ainda considerar que a diminuição desses valores pode estar relacionada às intervenções humanas que ocorreram na região, a exemplo da urbanização, que propicia aumentando da rugosidade da superfície, e maior atrito para os ventos incidentes, o que acaba por diminuir sua velocidade. Ou pode ainda estar relacionada à mudanças no comportamento do tipo climático regional, influenciado por fatores de grande escala. Maia (1998) também verificou diminuição no valor da velocidade média dos ventos incidentes para a região Metropolitana de Fortaleza entre 1974 e 1994, e destacou ainda uma possível relação disso com os períodos de ocorrência mais efetivas do fenômeno El Niño. Entretanto, a mudança nesses valores é indiscutível e sugerem necessidade de aprofundamento do tema.

A análise dos valores das direções dos ventos mostra que houve predominância dos ventos no quadrante de 0° a 90° variando de **N-NE** e **E-SE**.

Entretanto, verificou-se (para o período de 2000 a 2010) que, de Fevereiro a meados de Abril predominam os ventos de **NE**. Em maio há ocorre uma mudança para ventos vindos de **E**, e de Junho até Janeiro passam a atuar mais fortemente os ventos advindos de **E-NE**.

Esses dados assemelham-se aos de Bittencourt, Dominguez e Moita Filho (1990) e do Macrozoneamento Costeiro do Estado, que tendo analisado dados de direção dos ventos (no período de 1978 a 1987) verificaram uma predominância da incidência do quadrante de **NE** e de **E**. Em comparativo, Pinheiro (2003), Paula (2004), Morais et al. (2008) e Moura (2012) constataram, para o litoral cearense variações de **NE** a **SE** expressivas.

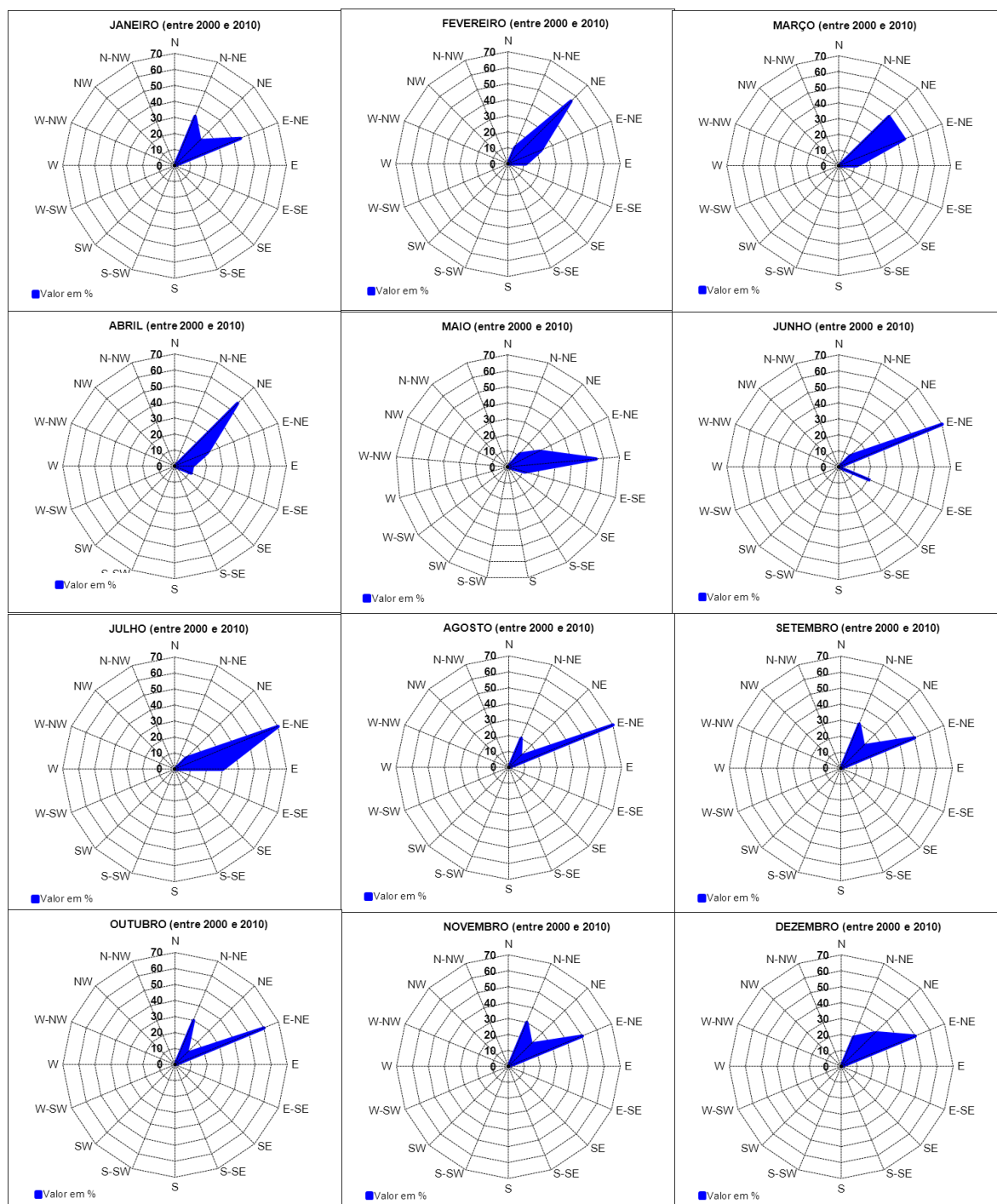
Assim, a ausência de expressivos ventos no litoral do Piauí resultantes de **SE** pode ser justificada pela morfologia da costa que também funciona como fator direcionador das massas de ar ao longo do litoral. Isso pode ser também constatado pelos registros da atuação eólica no litoral em questão, que registra predomínio do caminhamento do campo de dunas nessa mesma direção, entre **E** e **NE** (Figura 50).

O processo eólico representa ainda, segundo Maia (1998), um dos fatores mais importantes na construção, desenvolvimento e manutenção das zonas costeiras. Sua distribuição no registro geológico mostra que a formação e a migração das dunas está presente no litoral desde o Pleistoceno até os dias atuais. Os depósitos eólicos atuais ao sofrer as influências do clima atual começam a migrar assoreando cursos fluviais e atingindo equipamentos urbanos (vias de acesso, casas etc.).

Os ventos alísios de nordeste, sendo aqui caracterizados pelo principal componente motriz nos processos costeiros são ajudados ainda pela ação de brisas locais, mas que se apresentam induzidas pela morfologia da costa, sempre conduzindo as areias da faixa de praia para o continente (Figura 51).

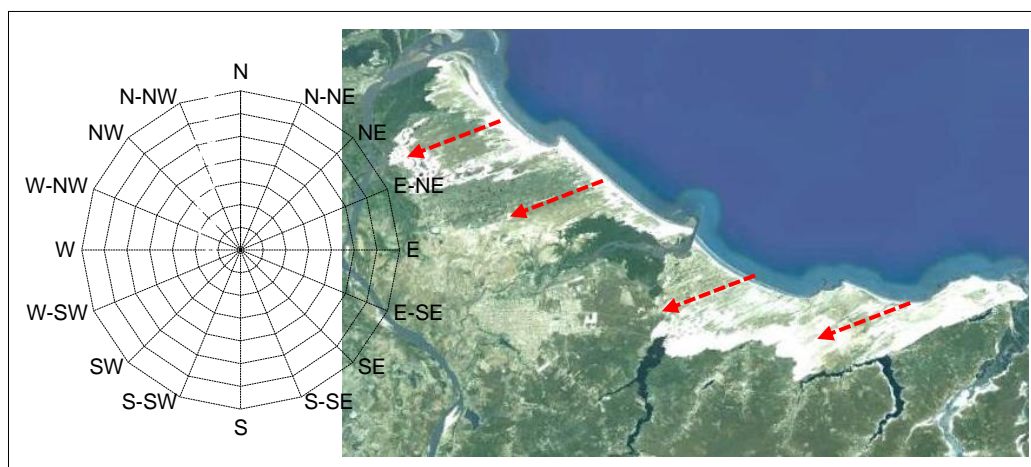
De modo a compreender melhor a dinâmica eólica da região, buscou-se fazer estimativas sobre o comportamento eólico atuante na área através de medições diretas sobre o campo de dunas. Assim, elencou-se a área do campo de dunas da Lagoa do Portinho como ponto experimental para a instalação de estação climatológica portátil onde foram coletados dados de velocidade e direção dos ventos incidentes em dois períodos distintos do ano de 2011.

Figura 50: Comportamento mensal da incidência dos ventos para a área de estudo considerando o período de 2000 a 2010.



Fonte: Tratamento de dados disponibilizados no Boletim Agrometeorológico da estação da Embrapa Meio Norte/INMET (2000-2010) para Parnaíba-PI.

Figura 51: Disposição do litoral do Estado do Piauí e a entrada de ventos de E-NE (representada pelas setas em vermelho) denotando ganho predominante de sedimentos para o continente.



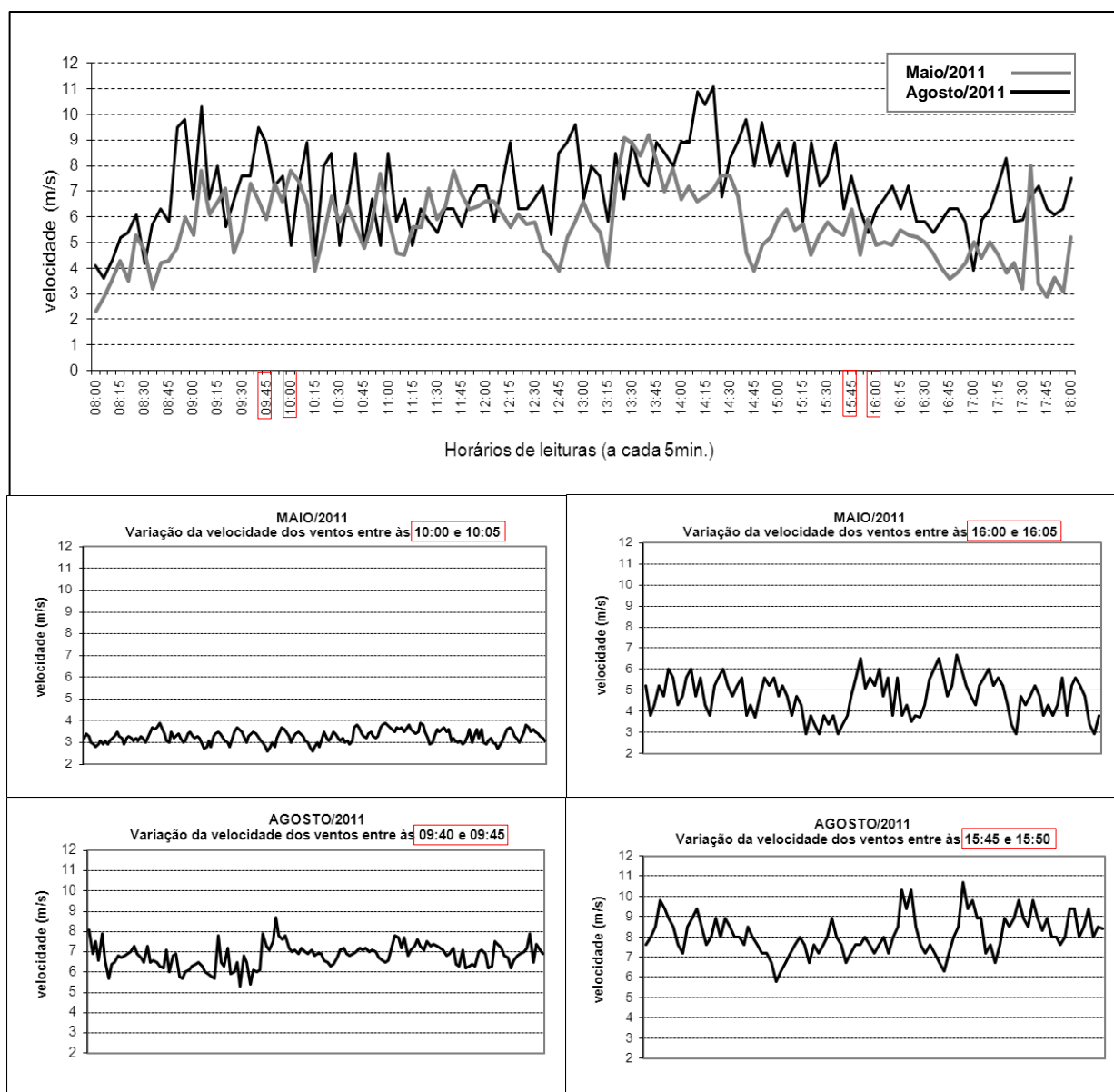
Fonte: Imagem do Google Earth, 2013.

A coleta desses dados complementa o entendimento do comportamento eólico da área. Destaca-se ainda os dados da estação da Embrapa Meio Norte/INMET para o ano de 2011 e 2012 não foram disponibilizados, o que dá importância aos dados levantados localmente em função de serem coletados diretamente na área de estudo e pela indisponibilidade de dados já relatada.

Destaca-se que essa análise teve caráter experimental tendo em vista que contou com apenas duas amostragens em dias típicos dos períodos sazonais da região, de modo a conhecer a intensidade da influência eólica atuante na área. Para isso foi utilizado Termo-Anemômetro Digital portátil Modelo: TAD-800 da Instrutherm onde se mensurou a velocidade dos ventos incidentes.

Este experimento foi realizado durante dez horas consecutivas (das 08 às 18 horas). Os dados de velocidade dos ventos apontam para maio/2011 valores mínimos de 2,3 m/s e máximos que chegaram até 9,2 m/s (Figura 52 e Tabela 15). Já em agosto/2011 valores mínimos de 3,6 m/s e máximos que chegaram até 11,1 m/s. Na verificação das variações em coletas ininterruptas encontrou-se a ocorrência de rajadas que atingiram 8,7 m/s em maio/2011 e 10,7 m/s em agosto/2011. Em ambos os registros das maiores velocidades foram no período da tarde.

Figura 52: Variação da velocidade do vento nas dunas da lagoa do Portinho (Luis Correia/Parnaíba-PI) em maio e agosto de 2011 através da instalação de estação meteorológica portátil.



Fonte de Dados: Experimento realizado nas dunas da Lagoa do Portinho (Luis Correia/Parnaíba-PI).

Nota-se ainda que o desvio padrão dos valores foi registrado nas leituras mais longas (ao longo do dia) onde registram-se maiores variações. Já nas leituras curtas ocorreu no período da tarde onde se registrou maior amplitude nos valores coletados.

Em comparativo entre os dois períodos sazonais (chuvoso e estiagem) ao longo do ano constata-se distinção no valor da velocidade do vento, sendo claramente inferior no período chuvoso.

Tabela 15: Valores da velocidade mínima, média, máxima e desvio padrão dos ventos incidentes na área de estudo em maio e agosto de 2011.

Mês	Tipo de registro	Velocidade			Desvio padrão
		Mín.	Méd.	Máx.	
Maio	<i>Em intervalo de 5 minutos (durante 1 dia)</i>	2,3	5,6	9,2	1,42
	<i>Manhã - Dentro do intervalo de 5 minutos (para verificação de rajadas)</i>	2,6	3,2	3,9	0,28
	<i>Tarde - Dentro do intervalo de 5 minutos (para verificação de rajadas)</i>	4,9	6,7	8,7	0,90
Agosto	<i>Em intervalo de 5 minutos (durante 1 dia)</i>	3,6	7,0	11,1	1,55
	<i>Manhã - Dentro do intervalo de 5 minutos (para verificação de rajadas)</i>	2,0	3,1	4,3	0,39
	<i>Tarde - Dentro do intervalo de 5 minutos (para verificação de rajadas)</i>	5,8	8,1	10,7	0,94

Fonte de Dados: Experimento realizado nas dunas da Lagoa do Portinho (Luis Correia/Parnaíba-PI).

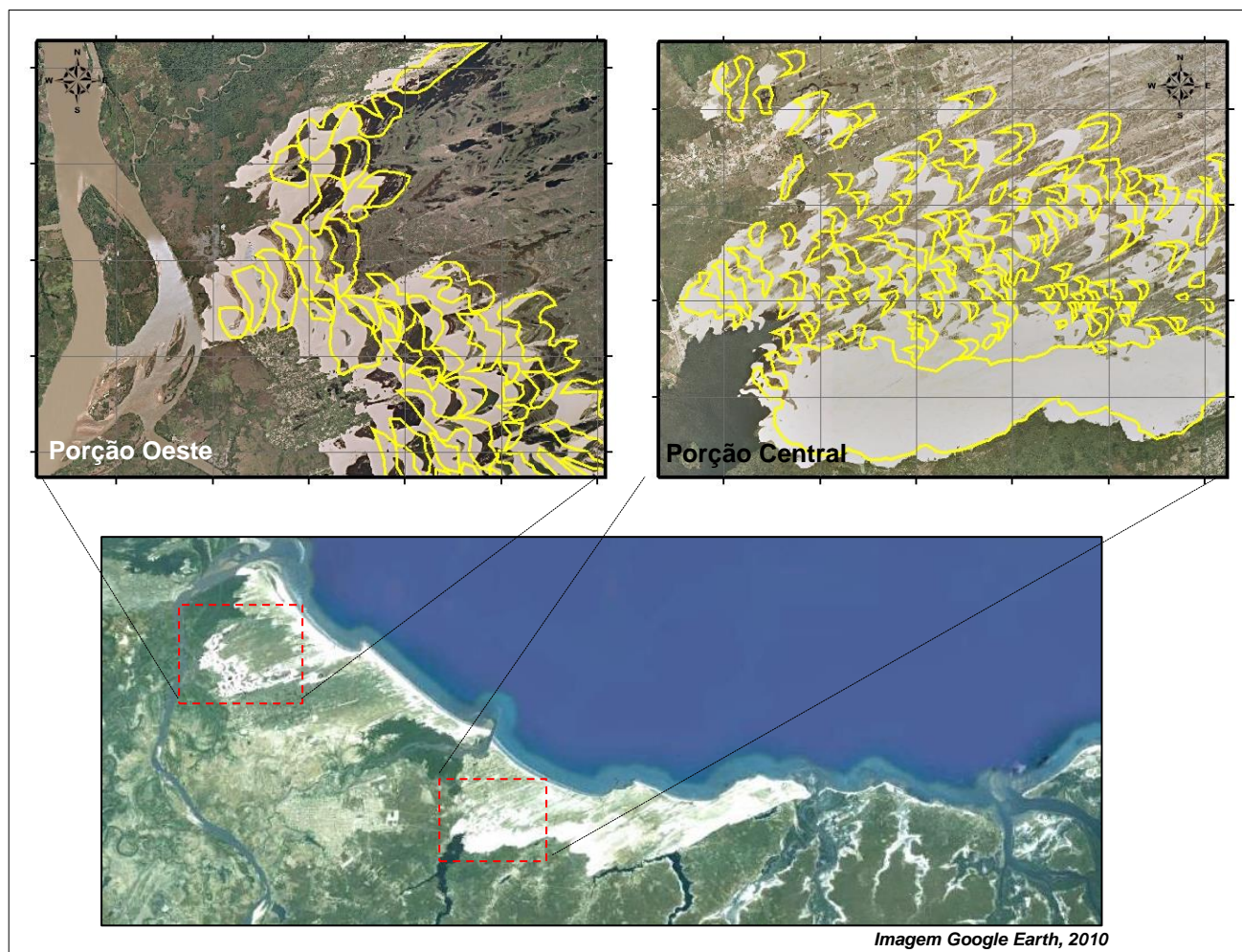
É relevante afirmar que os valores apresentados geralmente superam o valor mínimo necessário para realizar o transporte de sedimentos livres, que é de 3,05 m/s para sedimentos inferiores a 0,25 mm (o que corresponde às areias médias e finas). Bittencourt et al. (1990) caracterizou as variações texturais dos sedimentos da face de praia da região sob a ação dos ventos confirmando a competência destes no transporte de sedimentos na região.

Ao retomar a análise aos dados da estação da Embrapa Meio Norte/INMET verifica-se também que os valores da velocidade dos ventos são geralmente nessa média, denotando a competência dos ventos da região para realizar transporte. Estes dados permitem ainda crer na consistência dos dados do experimento de campo realizado, pois são bastante aproximados.

Analisando a morfologia das dunas de terceira geração e sua migração sobre o continente foram calculadas estimativas de migração em dois setores (Centro e Oeste) da área de estudo usando as imagens multitemporais (imagens aéreas de 2006 ortoretificadas e a imagem de satélite Landsat de 1987. Depois de vetorizado o delineamento das dunas na imagem mais antiga, foi feita a sobreposição na imagem de 2006 e realizadas amostras das distâncias de

deslocamento por meio da semelhança dos pacotes dunares individualizados e sucessivos (Figura 53).

Figura 53: Análise do deslocamento das dunas entre 1987 e 2006. Os polígonos em amarelo representa a vetorização do delineamento das dunas na imagem do Landsat de 1987. As imagens sobpostas são as ortofotos de 2006. As medições mostraram deslocamentos variando em média 21,1 e 21,6 m/ano para a porção central e porção oeste da área, respectivamente.



Atentando-se ainda ao fato de se medir até o final dos pacotes dunares, sendo entendidos assim como as primeiras dunas (da terceira geração) que entraram na região. Desse modo seria possível calcular a idade das dunas atuais. Os valores encontrados para os deslocamentos das dunas da região entre 1987 e 2006 são apresentados no Quadro 5 (a seguir).

Na porção Central da área, no campo de dunas da Lagoa do Portinho o valor médio de deslocamento foi de 21,1m/ano. Já as dunas da porção Oeste, na Ilha Grande de Santa Isabel apresentaram um deslocamento de 21,6m/ano. É preciso considerar que as áreas marginais dos pacotes dunares apresentaram menor

variação de deslocamento sendo impedidos de se deslocar pelo atrito com a vegetação ou outras barreiras morfológicas.

Quadro 5: Variações do deslocamento das dunas nos setores centro e oeste da área de estudo, com medições realizada no ArcGis 9,3 por meio da vetorização das feições dunares sobre a imagem Landsat (1987) e sobre posição à ortofotos de 2006.

Porção Central da área				Porção Oeste da área			
Deslocamento (m)		Deslocamento (m)		Deslocamento (m)		Deslocamento (m)	
1	443,	11	274	1	323	11	388
2	377	12	280	2	473	12	338
3	487	13	214	3	530	13	255
4	440	14	411	4	600	14	400
5	481	15	414	5	476	15	321
6	520	16	338	6	336	16	524
7	396	17	414	7	357	17	502
8	498	18	378	8	489	18	398
9	345	19	405	9	450	19	337
10	415	20	495	10	329	20	394
Média*:		401,25		Média*:		411,00	

Média considerando o intervalo de 19 anos, conforme a data das imagens utilizadas.

Com base na exposição desses dados e verificando a configuração geográfica do litoral analisado, verifica-se que ao longo do ano, os ventos de resultante SE são pouco efetivos, não favorecendo a condução de sedimentos do continente para a faixa de praia que poderiam ser conduzidas pelo transporte da deriva litorânea realimentando as praias adjacentes. Os ventos alísios de Este e Nordeste são predominantes e determinam o caminhamento dos sedimentos durante praticamente todo o ano. A configuração de grande parte do litoral no sentido E-SE para N-NW auxilia na entrada de sedimentos da plataforma continental e da faixa de praia para o continente. Desse modo o sugere-se que esse trecho da costa comporta-se hoje como um sumidouro de sedimentos litorâneos, embora parte deles retorne ao litoral quando atingem cursos fluviais de drenagem exorréica.

7 - ONDAS, MARÉS E CORRENTES ATUANTES NO LITORAL PIAUIENSE

A morfologia costeira e principalmente da faixa de praia é diretamente influenciada pelos processos costeiros que estão associados às ondas, marés e correntes de atuação costeira. Isso porque a mobilidade dos sedimentos das praias tem como um dos principais fatores intervenientes a ação dos referidos processos (SHORT, 2012). Nesse sentido compreender o comportamento destes na área estudada é de extrema importância.

Com base no exposto, este capítulo consiste na integração de dados e informações dos processos costeiros atuantes na área, conjugados aos processos morfodinâmicos e hidrodinâmicos. Outro produto desse capítulo é a classificação, com base na proposta metodológica apresentada, que por sua vez traz indicativos importantes sobre a dinâmica dessas praias e a vulnerabilidade das mesmas aos processos atuantes.

7.1 - AS ONDAS

As ondas representam o agente marinho de mais elevada importância, que é responsável pela configuração atual da linha de costa (ajustado é claro à resistência da morfoestrutura costeira que considera a litologia regional). As ondas selecionam, transportam, redistribuem e depositam sedimentos e como resultante remodelam as feições costeiras.

No litoral estudado, as ondas foram caracterizadas tendo por base as observações de campo, análises dos dados obtidos no Porto do Pecém (CE) e análises de dados disponíveis do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPETC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

A altura das ondas na arrebentação foi coletada em campo com o auxílio de mira topográfica. Este procedimento inicialmente foi realizado por meio de visadas horizontais perpendiculares ao ângulo de incidência do trem de ondas, sendo mensurados os valores de dez cristas e cavas consecutivas. De modo a tentar corrigir distorções desse método, coletou-se ainda no ano de 2012 valores de H_b nos meses março e julho por meio de medição direta com ingresso até a zona de

arrebentação e medição pelo procedimento anterior, fazendo assim na análise da variação do erro, que foi em média de 20% superestimado pelo método anterior.

Os dados de campo mostram que o valor da altura média das ondas no segundo período do ano (estiagem) geralmente é superior ao primeiro período (quadra chuvosa) apresentando-se mais elevados. O valor mínimo encontrado foi de 0,50m e o mais elevado foi 1,25m. Os valores médios foram de 0,64m e 0,83m, para os períodos de chuva e estiagem, respectivamente, para os anos e meses observados (Tabela 16). Entretanto, se analisada isoladamente, a média do mês de Novembro de 2011 foi bem mais elevada chegando a 0,96m. Resultado da maior atuação dos ventos sempre muito significativa no referido mês.

Tabela 16: Variação da Altura significativa das ondas na zona de arrebentação nos pontos de monitoramento.

Hb (media) – Altura significativa das ondas na zona de arrebentação										
Anos	2010				2011				2012	
Células	Fev.	Abr.	Jul.	Set.	Jan.	Abr.	Set.	Nov.	Mar.	Jul.
01	0,53	0,59	0,58	0,70	0,60	0,52	0,65	0,75	0,66	0,76
02	0,65	0,71	0,66	1,00	0,72	0,65	0,80	0,95	0,56	0,80
03	0,73	0,70	0,71	1,00	0,66	0,75	0,97	1,00	0,56	0,77
04	0,70	0,55	0,62	0,95	0,60	0,65	0,86	0,90	0,60	0,73
05	0,69	0,71	0,70	0,92	0,65	0,61	0,90	1,15	0,68	0,72
06	0,73	0,77	0,69	1,05	0,60	0,64	0,97	1,25	0,66	0,69
07	0,72	0,68	0,65	0,95	0,55	0,78	0,90	0,99	0,55	0,76
08	0,72	0,63	0,76	0,88	0,71	0,69	0,87	0,98	0,71	0,76
09	0,66	0,73	0,66	0,76	0,68	0,65	0,80	0,85	0,70	0,75
10	0,60	0,70	0,78	0,95	0,55	0,66	0,85	0,85	0,66	0,70
11	0,50	0,65	0,81	0,87	0,60	0,85	0,75	0,90	0,50	0,70
12	0,66	0,66	0,73	0,96	0,69	0,69	0,91	0,95	0,60	0,83
13	0,60	0,60	0,55	1,10	0,60	0,63	0,95	1,00	0,60	0,85
14	0,65	0,60	0,60	0,95	0,65	0,65	0,85	0,95	0,55	0,90

Fonte: Dados obtidos em campanhas realizadas na área.

Os dados do MCT/INPE/CPTEC confirmam a ocorrência de ondas variando entre 0,60m e 0,75m no período de chuva (Figura 54) e ondas variando entre 0,80m a 1,10m para o período de estiagem para a região de Luis Correia (Figura 55). As ondas que atuam no litoral do Piauí apresentam predominantemente direções incidentes entre os quadrantes N-NE e E-NE variando geralmente entre

15° e 80° (Tabela 17). Se observada a circulação geral dos ventos no nordeste setentrional, percebe-se que há estreita relação das ondas incidentes com as direções predominantes dos ventos (como já apresentado).

Figura 54: Altura significativa das ondas para a localidade de Luis Correia em Maio/2011.

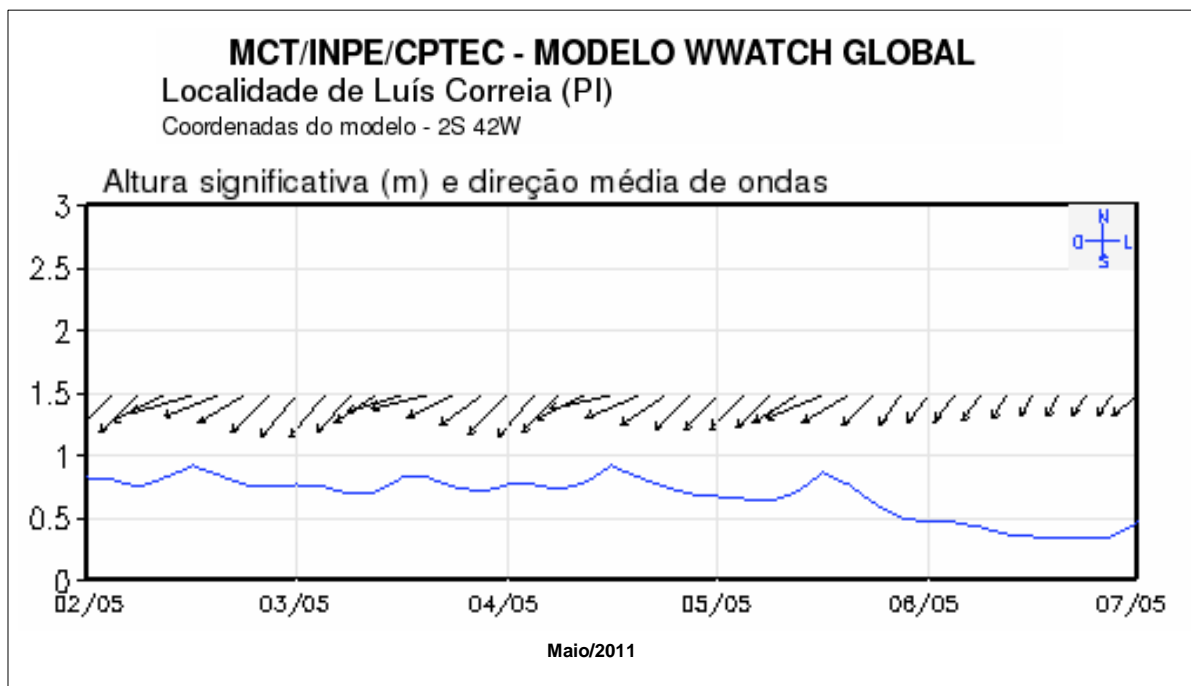


Figura 55: Altura significativa das ondas para a localidade de Luis Correia em Outubro/2011.

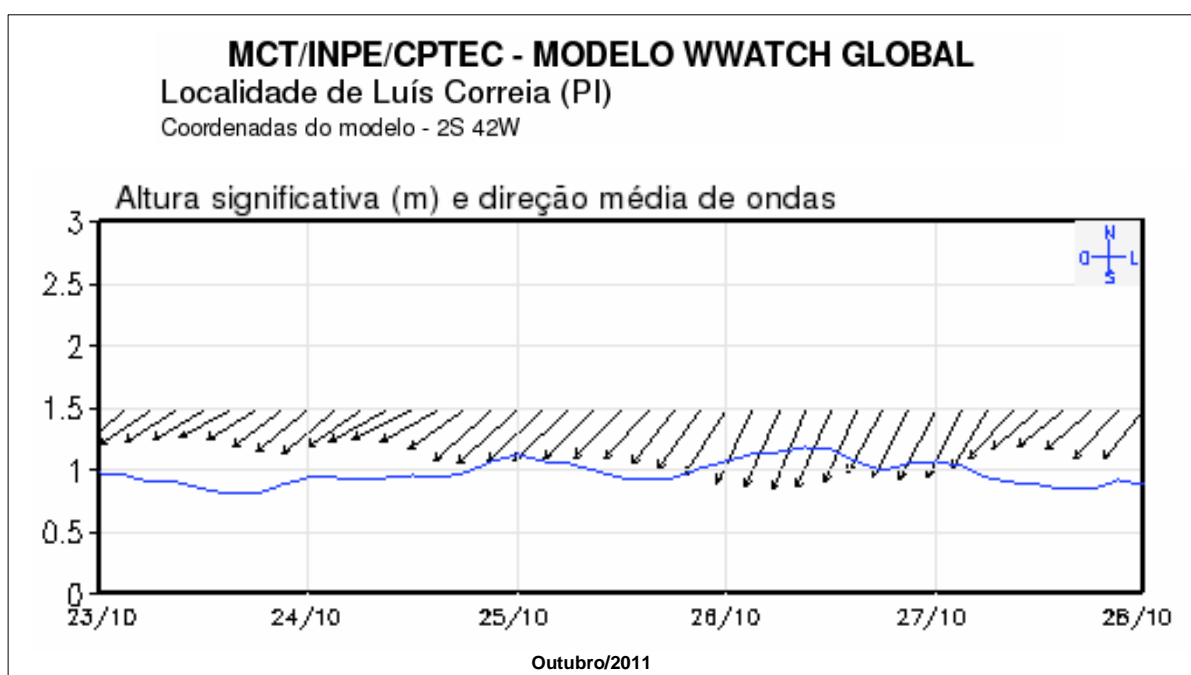


Tabela 17: Variação do ângulo de incidência nos perfis das células de monitoramento.

Anos	2010				2011				2012	
Perfis	Fev.	Abr.	Jul.	Set.	Jan.	Abr.	Set.	Nov.	Mar.	Jul.
01	55°	52°	78°	50°	45°	48°	62°	48°	52°	65°
02	31°	35°	48°	42°	28°	40°	41°	35°	38°	40°
03	342°	358°	40°	355°	348°	360°	38°	10°	350°	28°
04	350°	355°	10°	12°	355°	350°	18°	22°	5°	10°
05	40°	40°	52°	64°	45°	32°	55°	56°	42°	58°
06	42°	38°	55°	60°	43°	37°	62°	50°	40°	62°
07	340°	42°	55°	52°	358°	355°	58°	60°	355°	57°
08	52°	40°	65°	72°	38°	43°	67°	42°	55°	63°
09	55°	40°	63°	70°	42°	40°	65°	38°	60°	63°
10	55°	41°	65°	72°	40°	44°	63°	40°	63°	65°
11	56°	35°	52°	64°	35°	42°	55°	56°	50°	63°
12	57°	35°	50°	65°	45°	35°	58°	63°	55°	65°
13	10°	15°	30°	25°	30°	30°	30°	15°	22°	22°
14	10°	18°	32°	22°	28°	30°	30°	12°	20°	18°

Fonte: Dados obtidos em campanhas realizadas na área.

Porém, os valores que em geral atingiram variações entre 340° e 10° indicando incidência de ondas entre N-NW e N-NE estão associados à influência de fatores como a presença de rochas na zona submersa, como é o caso do promontório da Pedra do Sal, composto de rochas do embasamento cristalino (Figura 56) e os recifes de arenitos em outras praias (Figura 57) que por vezes são responsáveis pelo processo de difração de ondas. Desse modo, as ondas ao atingirem essas estruturas acabam sofrendo deformações no trem de ondas e incidindo sobre a praia muitas vezes em ângulos retos fazendo com que as ondas mais altas em preamar descarreguem mais energia na face de praia, causando em médio e longo prazo o recuo da linha de costa, fazendo surgir pequenos embaiamentos. Essas áreas de recuo da linha de costa por difração de ondas é bastante característico em todas as praias do litoral com presença de recifes e/ou pontais como as praias de Cajueiro da Praia, do Sardim, Itaqui, Coqueiro e do Cotia (no sentido Leste-Oeste).

Outro setor que também as ondas sofrem processo de difração é a região portuária de Luís Correia. A estrutura portuária em foi instalada por meio da construção de um molhe (espigão) na forma de “L” gerando alterações na dinâmica costeira da área. Além da mudança na incidência do trem de ondas, a corrente de deriva é barrada pelo espigão e também desviada lançando parte dos sedimentos transportados ao largo (Figura 58).

Figura 56: Processo de difração de ondas na Praia de Pedra do Sal (Ilha Grande de Santa Isabel) gerado pelo promontório (do embasamento cristalino), com alteração da corrente de deriva e embaçamento à jusante.

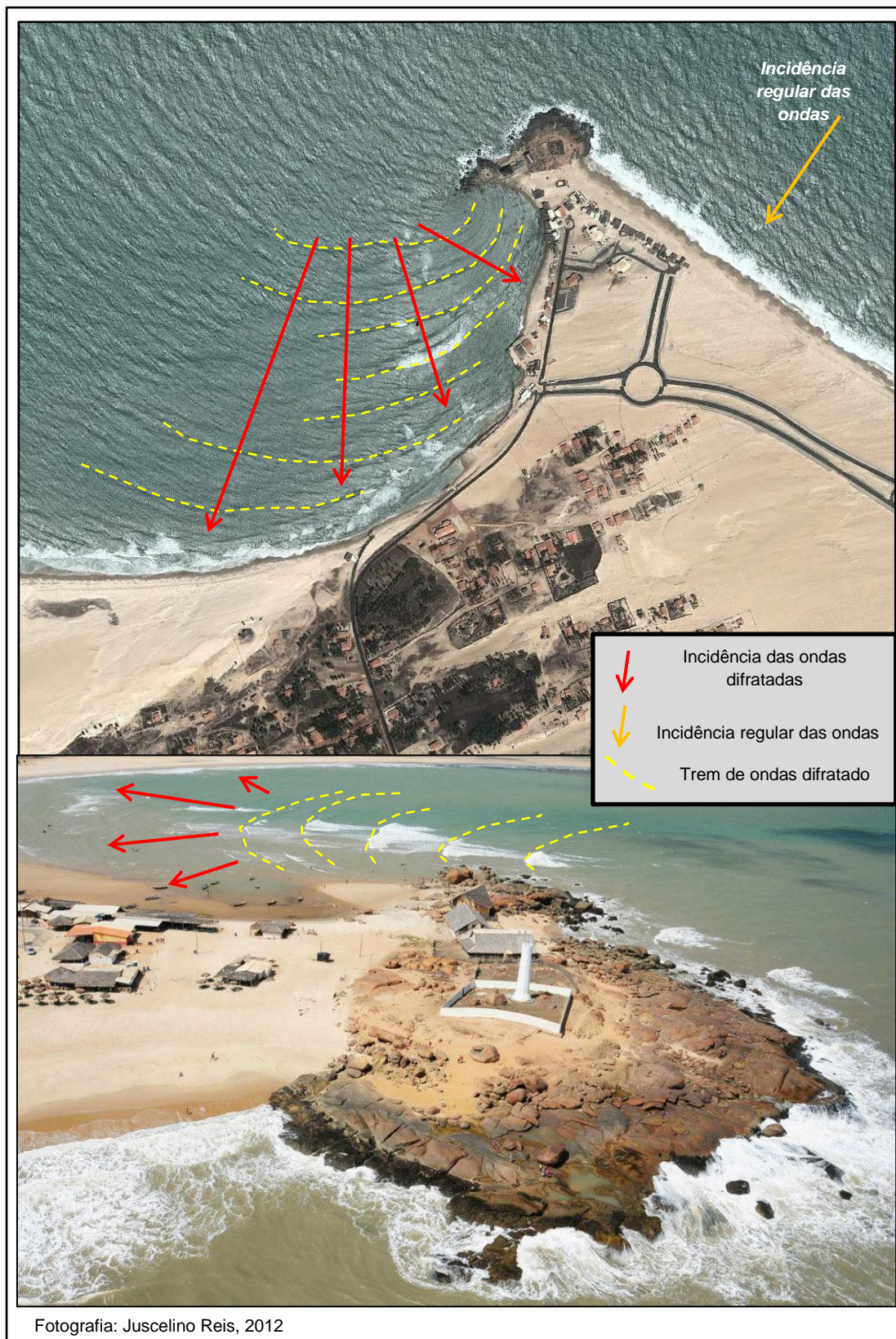


Figura 57: Processo de difração de ondas na Praia de Barra Grande causado pela presença de recifes de arenito, gerando pequenos embaiamentos com tendência a processos erosivos.

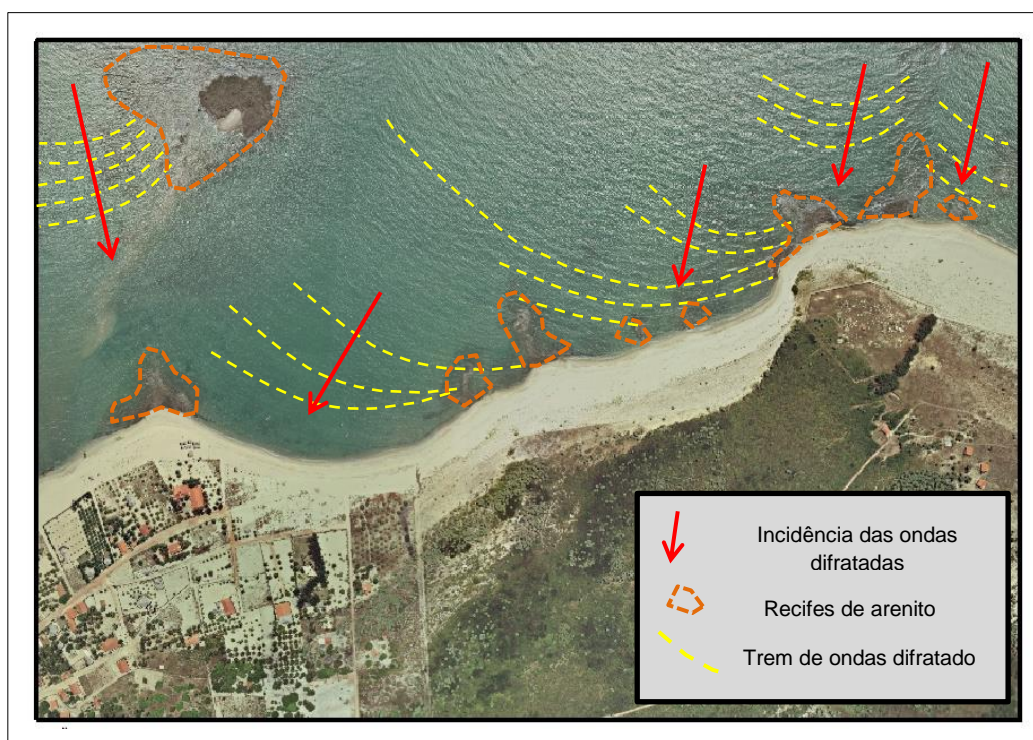
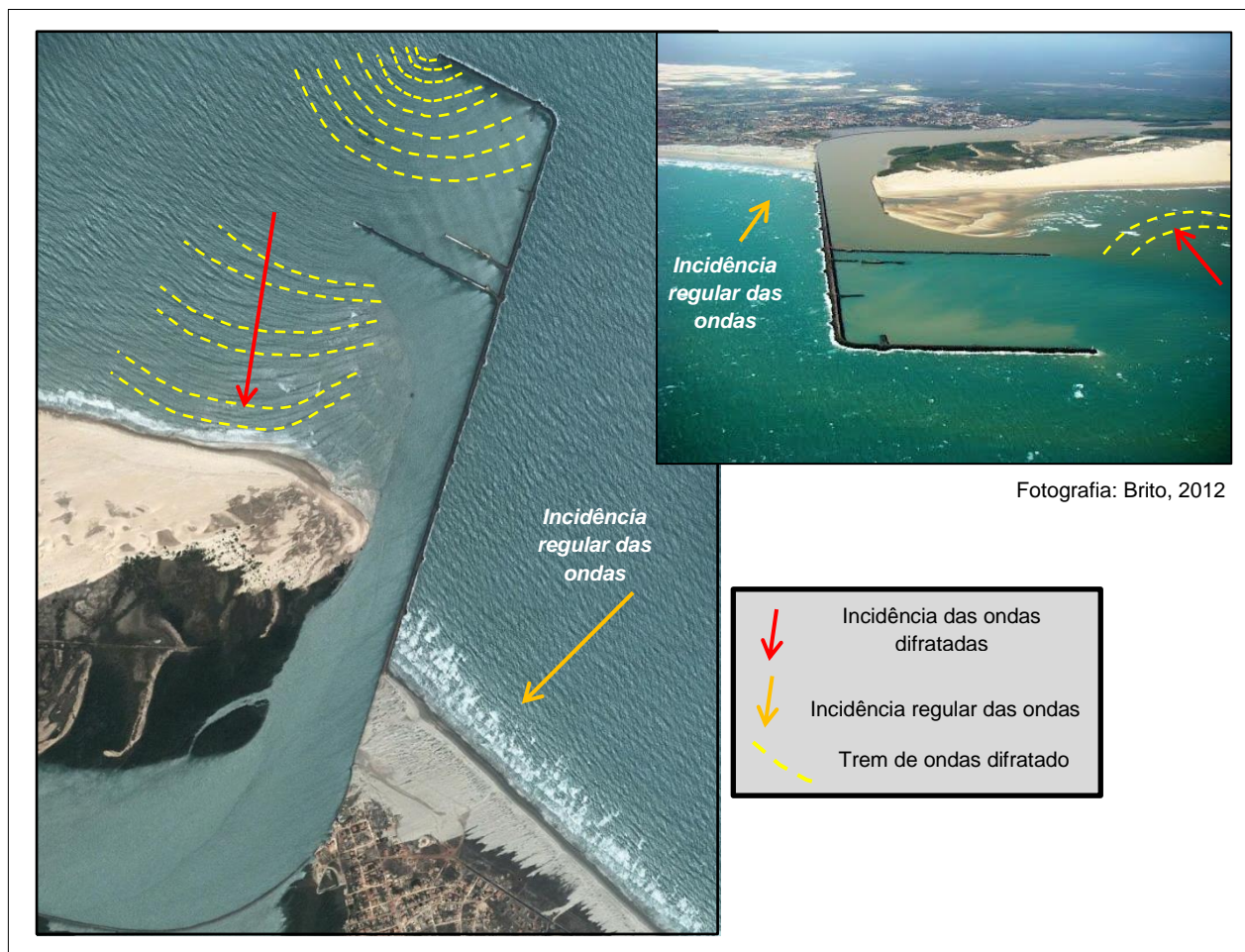


Figura 58: Processo de difração de ondas na Praia das Ostras (Ilha Grande de Santa Isabel) gerado pela molhe do porto de Luís Correia, com alteração da corrente de deriva.



A difração de ondas incidente na área abrigada do porto e na porção adjacente à praia tem gerado uma área de baixo transporte longitudinal havendo maior deposição de sedimentos (e também de resíduos) trazidos pela corrente costeira e também contribuição fluvial do rio Igarapé. Assim, tanto a faixa praias à montante do espigão tem passado por processo de acrescção, denotando uma progradação da linha de costa, quanto a desembocadura do Igarapé (na porção abrigada do porto) que tem sua desembocadura se projetando em direção do píer de atracação do porto (Figura 59).

Figura 59: Progradação e mudança na corrente costeira na área do Porto de Luis Correia entre 2003 e 2011.



O levantamento de campo e análise do período de onda (T), mostrou que houve grande variação, ficando entre 5,8 e 12,4 segundos. Separando tais amostragens de forma sazonal, é possível afirmar que durante o monitoramento realizado, mais de 70% das ondas apresentaram (durante os primeiros seis meses do ano) períodos de onda (T_p) que variaram entre 6 e 9 segundos (Tabela 18 e Figura 60).

No segundo semestre do ano o registro desses valores (entre 6 e 9 segundos) chegou a mais de 90% para as ondas incidentes. Assim, é possível

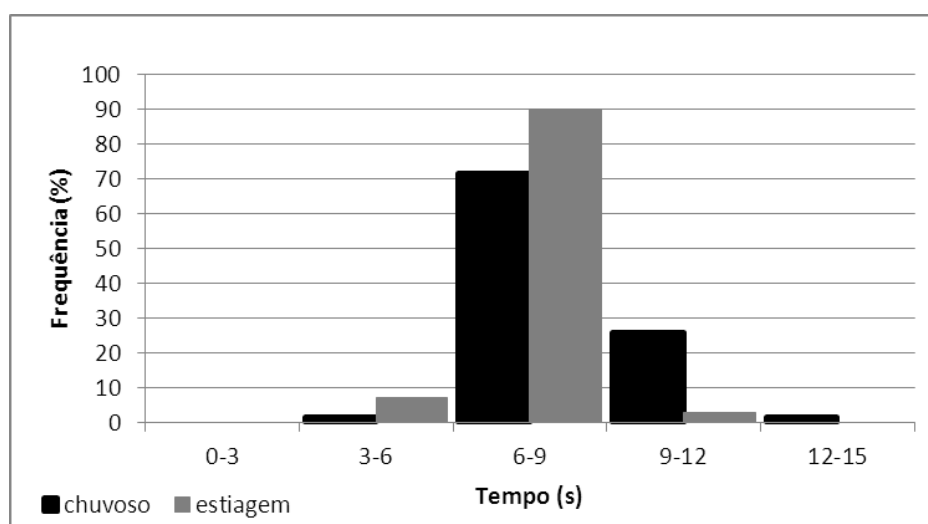
afirmar que as ondas sea são predominantes. O registro de ondas com período superior a 9 segundos foi mais significativo no período chuvoso, chegando a 25,7%.

Tabela 18 – Período de Pico (Tp) médio considerando a passagem de 11 ondas cristas consecutivas por um mesmo ponto comum.

Anos	2010				2011				2012		
	Perfis	Fev.	Abr.	Jul.	Set.	Jan.	Abr.	Set.	Nov.	Mar.	Jul.
01		8,9	7,5	6,8	7,5	8,5	7,2	6,7	8,7	7,9	7,4
02		8,5	8,1	6,9	7,0	8,3	7,5	5,9	8,5	8,0	6,9
03		10,2	8,9	7,2	5,8	7,8	7,2	8,9	7,3	8,4	7,8
04		10,9	9,9	7,0	7,2	8,6	6,9	7,9	4,4	8,5	6,9
05		11,8	10,5	7,2	7,1	6,8	7,2	8,5	7,3	9,0	7,4
06		10,0	9,6	6,8	5,8	6,8	7,1	7,8	6,8	8,4	6,5
07		9,3	7,6	8,3	6,6	6,7	7,2	7,1	7,3	7,6	6,9
08		8,8	7,7	6,9	9,3	6,6	7,5	7,7	8,7	7,5	8,0
09		9,3	9,1	8,0	8,3	6,9	7,5	8,9	7,2	8,1	8,2
10		6,9	7,7	7,8	8,6	5,9	6,8	9,1	7,5	7,1	7,9
11		9,9	8,4	6,8	5,7	7,2	6,7	6,8	6,4	8,1	6,7
12		9,9	10,0	7,8	6,7	8,2	8,7	6,6	6,2	9,2	6,5
13		10,8	12,4	7,1	7,8	9,8	7,8	6,9	7,3	9,6	7,1
14		8,5	10,7	6,8	6,8	7,1	6,9	7,2	8,5	8,1	7,5

Fonte: Cálculo considerando a média em segundos da passagem de 11 ondas consecutivas em um ponto comum na zona de arrebentação.

Figura 60: Histograma da frequência do Período de Pico Onda (Tp) para o período chuvoso e de estiagem (2010/2012) na área de estudo.



Fonte: Dados obtidos em campanhas realizadas na área.

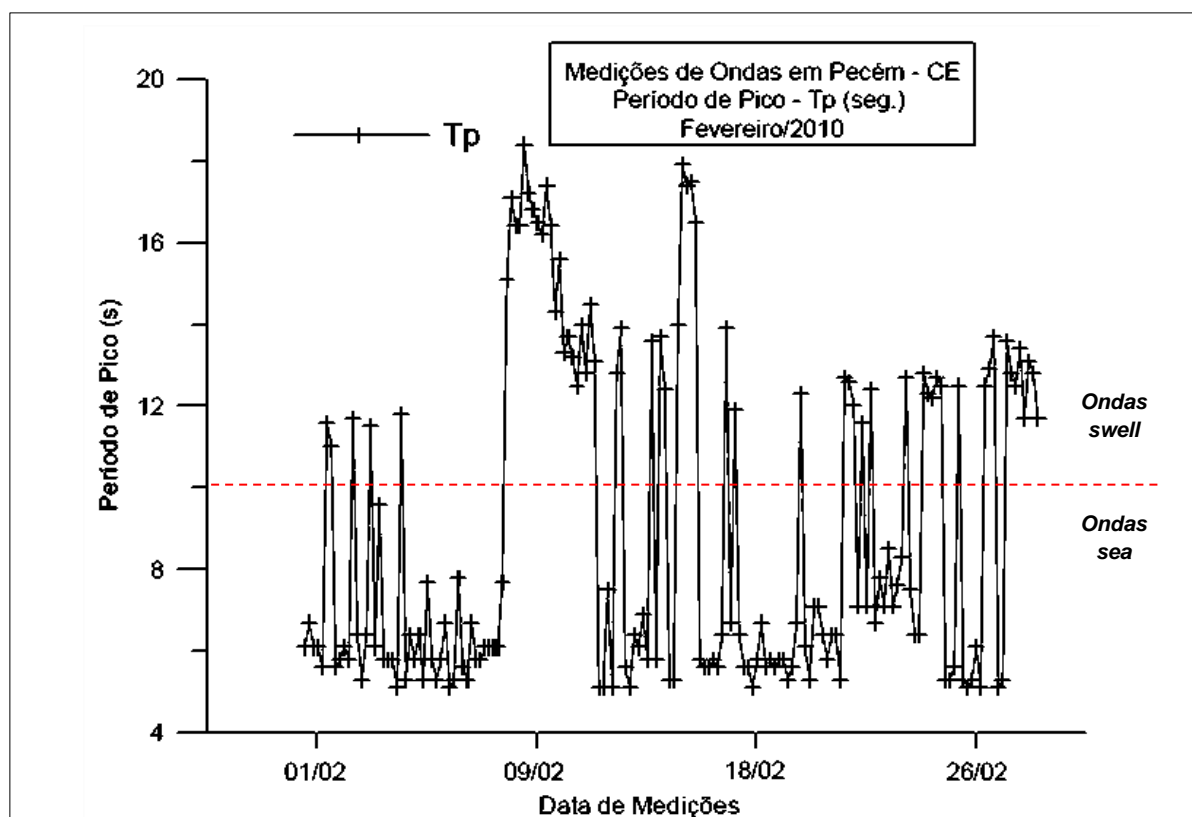
Essas ondas de períodos mais longos (ultrapassando o tempo de 10 segundos) indica a entrada de *swell* no litoral estudado, registrados em Fevereiro e

Abril de 2010. Em momentos de baixamar nas células A e B as ondas incidentes na região quebram ao largo e passam a sofrer deformações sendo difícil distinguir com base no período das mesmas se tratam-se de ondas do tipo *swell* ou se representam ondas deformadas pelos bancos submersos presentes em direção da plataforma externa.

Como não há ondógrafo e nem marógrafo instalado e funcionando na região, apesar da área contar com um porto (Luis Correia) e estar listado na DHN para as previsões maregráficas, não há dados de ondas para confirmar as entradas de *swell*.

No primeiro semestre de 2010, semelhante ao que foi registrado para o litoral do Piauí, ondas do tipo *swell* também foram registradas em monitoramento na área do Porto do Pecém-CE (Figura 61) por Silva & Araújo (2010a, 2010b e 2010c) que mesmo considerando a distância entre as áreas podem ser indicativos de que a área de estudo tem comportamento semelhante, quando analisado o parâmetro Período de Pico (T_p) para as ondas incidentes.

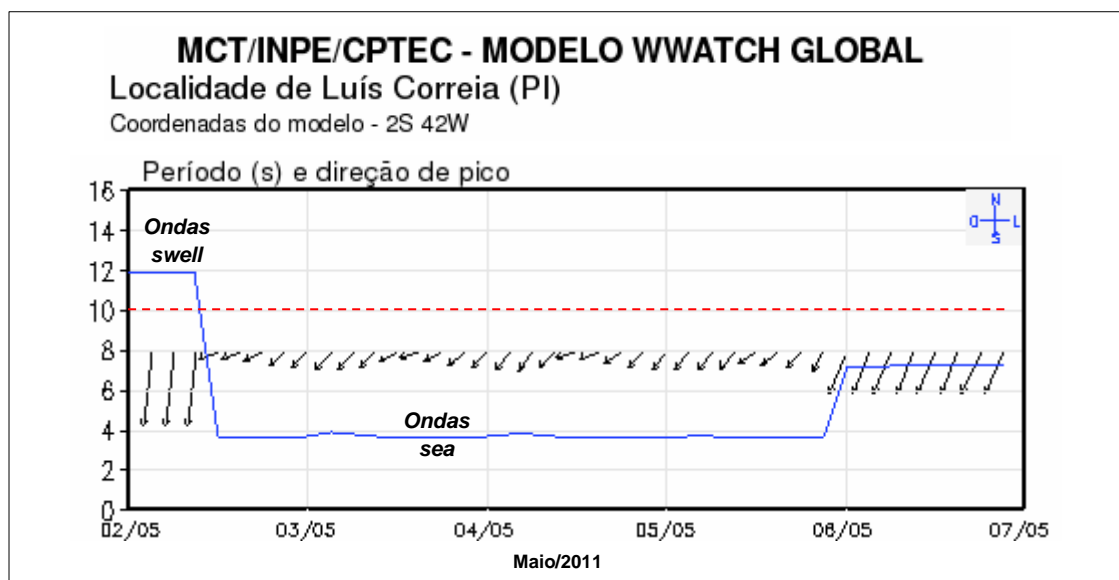
Figura 61: Variação do Período de Pico (T_p) em Pecém-CE em Fevereiro de 2010.



Fonte: Silva & Araújo (2010b).

Os dados do MCT/INPE/CPTEC confirmam também a ocorrência de ondas do tipo *swell* no primeiro semestre do ano vindas de N-NE e NE com período variando de 3,8 a 11,8 segundos para a região de Luis Correia em 2010 (Figura 62).

Figura 62: Variação do Período e Direção de Pico (Tp) na região de Luís Correia de acordo com o MCT/INPE/CPTEC em Maio de 2011.



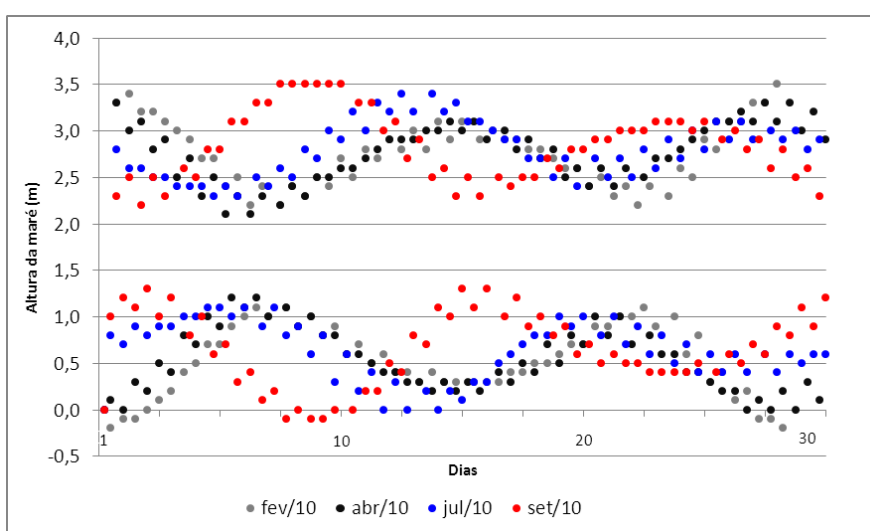
7.2 - AS MARÉS

Na análise acerca das marés que atuam no litoral piauiense, levou-se em consideração as previsões da DHN para o Porto de Luis Correia. Com base nisso verificou-se que a área é regida pelo domínio de **mesomarés** com valores de amplitude que chegam a 3,7 metros de variação. As marés são do tipo semi-diurna, que seguem o padrão normal de marés, com a ocorrência de duas preamares e duas baixa-mares no período de 1 dia lunar (ou seja, 24h 50m). Tendo um intervalo de tempo entre a preamar e a baixamar consecutiva de pouco mais de 6 horas. A ação da maré e a definição da amplitude desta estão subjugadas a atração gravitacional e o alinhamento dos astros Terra, Lua e Sol. As marés de sizígia ocorrem com o melhor alinhamento desses astros, tendo sua amplitude aumentada. O referido porto não possui marégrafo, o que traria mais precisão aos dados sobre o comportamento das marés, assim os dados disponibilizados pela

DHN tratam de previsões que, por sua vez, utilizam como referência portos com Pecém e de São Luis.

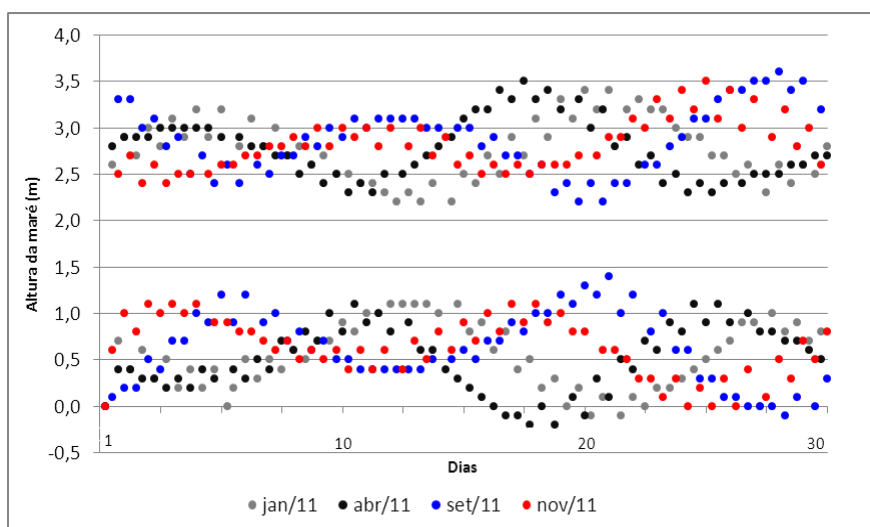
Os valores das amplitudes de marés mensais registradas para o Porto de Luis Correia (Figura 63) em 2010 alcançou 3,7m (amplitude máxima) em fevereiro, sendo a maior amplitude verificada ao longo de todo o ano. A amplitude mínima de 1,0 m no mês de setembro. Em 2011, a amplitude máxima alcançou 3,7m em setembro e novembro, sendo as duas maiores amplitudes verificadas ao longo de todo o ano. A amplitude mínima de 0,80m no mês de setembro (Figura 64).

Figura 63: Variação da amplitude das marés nos meses de monitoramento no ano de 2010.



Fonte: Tratamento de dados da tábua de marés de 2010 da DHN para o Porto de Luis Correia-PI.

Figura 64: Variação da amplitude das marés nos meses de monitoramento no ano de 2011.



Fonte: Tratamento de dados da tábua de marés de 2011 da DHN para o Porto de Luis Correia-PI.

As elevadas amplitudes da maré pode, como verificado em alguns meses de monitoramento, representar elevações momentâneas do nível relativo do mar, sendo responsáveis (considerando a regra de Bruun, 1969 *in* Tessler & Goya, 2005) por significativas modificações no processo de sedimentação do litoral. Tendo, durante a preamar uma maior área de atuação, a corrente costeira atua mais fortemente. Assim, nestes períodos podem ser registradas elevados valores de variação volumétrica nos perfis de praia, representando elevada deposição.

7.3 - A CORRENTE LONGITUDINAL

A corrente longitudinal é a principal componente responsável pelo transporte de sedimentos na zona costeira, que altera a morfologia do perfil de praia bem como as taxas de volume de variação de sedimento nos perfis. Assim, usando os dados de incidência das ondas e altura das ondas na arrebenção foi possível calcular a variação da corrente longitudinal. A velocidade da corrente variou de -1,02m/s (máxima para leste) a 8,87m/s (máxima para oeste), mas mantendo uma corrente média de 1,23m/s (Tabela 19). O valor de 8,87m/s encontrado para o mês de abril/2011 pode representar um comportamento anômalo ou ainda uma corrente de retorno de alta velocidade mas que esteve direcionada aproximadamente no sentido da corrente longitudinal.

Tabela 19: Velocidade da corrente longitudinal no litoral do Piauí (2010-2012)

Anos	2010				2011				2012	
	Fev.	Abr.	Jul.	Set.	Jan.	Abr.	Set.	Nov.	Mar.	Jul.
01	1,27	1,39	0,57	1,53	1,44	1,34	1,24	1,60	1,47	1,24
02	1,33	1,47	1,51	1,85	1,31	1,48	1,65	1,70	1,35	1,64
03	-0,94	-0,11	1,54	-0,32	-0,61	0,00	1,78	0,63	-0,48	1,35
04	-0,53	-0,24	0,50	0,74	-0,25	8,87	1,02	1,23	0,25	0,54
05	-0,81	1,54	1,51	1,41	1,50	1,31	1,66	1,85	1,53	1,42
06	1,58	1,58	1,45	1,65	1,44	1,43	1,52	2,05	1,49	1,28
07	-1,02	1,53	1,41	1,76	-0,09	-0,29	1,59	1,61	-0,24	1,48
08	1,53	1,45	1,24	1,03	1,52	1,54	1,25	1,83	1,47	1,31
09	1,42	1,57	1,22	1,04	1,53	1,48	1,27	1,67	1,35	1,30
10	1,36	1,54	1,26	1,07	1,36	1,51	1,39	1,69	1,22	1,19
11	1,22	1,41	1,63	1,37	1,35	1,71	1,52	1,64	1,30	1,26
12	1,38	1,42	1,57	1,40	1,55	1,45	1,59	1,47	1,36	1,30
13	0,49	0,72	1,20	1,49	1,25	1,28	1,57	0,93	1,00	1,19
14	0,51	0,85	1,30	1,26	1,24	1,30	1,49	0,74	0,89	1,04

Os valores altos de corrente longitudinal geralmente estão associados a maiores alturas de onda. Entretanto, nos perfis monitorados os que apresentaram melhor correlação de Pearson entre a altura das ondas e a velocidade da corrente foram os pontos P2, P6 e P11 com valores de 0,879; 0,848 e 0,761 respectivamente.

Suguo & Bigarella (1991) e Beltrame (1994) usaram as condições texturais desses sedimentos para interpretar a suscetibilidade de uma área à perda ou mobilidade dos sedimentos (causada por um fluxo de água). Logo, ao relacionar o diâmetro médio das partículas do perfil com a mínima velocidade do fluxo da água necessária para transportá-las, é possível verificar a consistência dos dados coletados. Isso pode justificar a grande variação volumétrica do perfil 4, que apresentou um conjunto de características ótimas para a variação volumétrica: boa inclinação do perfil, sedimentos com grande presença de areias média e grossas (que são mais suscetíveis às correntes de baixa energia, ver tabela 20) e uma corrente com velocidade elevada, com uma máxima de 8,87 m/s em Abril/2011. Mesmo assim verifica-se que as correntes sempre foram competentes para realizar o transporte dos sedimentos.

Tabela 20: Classificação da suscetibilidade da textura à erosão, baseada na relação entre a velocidade mínima do fluxo de água e a granulação do material transportado.

Velocidade mínima da corrente de água	Diâmetro e Tipo de material transportado	Suscetibilidade da textura ao transporte
Acima de 1,0m/s	(< 0,004mm) Argila	Baixa
	(> 6,35mm) Seixos	
De 0,3m/s a 1,0m/s	(De 0,004 a 0,0062) Siltes	Média
	(De 2mm a 6,35mm) Grânulos e seixos	
De 0,2m/s a 0,3m/s	(0,0062mm a 0,2mm) Areia muito fina e Areia fina	Alta
	(De 1mm a 2mm) Areia muito grossa	
Menos de 0,2m/s	Areia média e grossa (0,2mm a 1mm)	Muito Alta

Fonte: Adaptado de Beltrame (1994).

Além do transporte longitudinal como resultante, há ainda o transporte transversal na face de praia que carrega os sedimentos perfil a baixo, fazendo com que surjam bancos de areias e cavas na zona de antepraia com ocorrência ainda de correntes de retorno. Episódios desse tipo de corrente foram verificados principalmente em boa parte das praias do litoral. Na Praia de Atalaia (Luís Correia) e áreas onde ocorre mudança na incidência das ondas, em momentos de marés de enchente e preamares.

8 - VARIAÇÃO À CURTO E MÉDIO PRAZO DOS PERFIS DE PRAIA

8.1 A VARIAÇÃO INTERANUAL DO PERFIL DE PRAIA

A abordagem que busca compreender a relação "forma-processo" em relação ao comportamento praias se fundamenta na análise da geomorfologia aplicada, onde os resultados dessa inter-relação entre a forma e os processos costeiros, conjugada à atuação humana possa fornecer subsídios aos gerenciadores e à própria população que exerce a apropriação dessa área, de modo que sejam identificadas possíveis mudanças que venham intervir na ordenação desse espaço no futuro, a curto médio ou longo prazo. Assim se discutirá neste capítulo os processos hidrodinâmicos e morfodinâmicos costeiros envolvidos na configuração morfológica atual.

Para se chegar a classificação dos estágios morfodinâmicos da planície costeira do Piauí foram utilizados os dados obtidos nos trabalhos de campo, baseados: a). Na realização dos perfis transversais à faixa praias (realizados entre Fevereiro/2010 e Novembro/2011) bem como a variação da inclinação do perfil; b). Coleta de dados do clima de ondas atuante na região; c). Comportamento sedimentológico da faixa praias. Os resultados desse levantamento foram integrados e aplicados nos modelos propostos.

O monitoramento dos perfis foi organizado em células de análise de modo a organizar a interpretação dos dados. A escolha dos setores a serem monitorados levou em consideração a extensão do litoral do Piauí, a acessibilidade, a urbanização (onde é mais sentido o efeito das mudanças da linha de costa), as estruturas costeiras naturais e antrópicas (recifes, promontórios, molhes) e a dinâmica natural dos pontos em relação à configuração do litoral. A seguir há a descrição pormenorizada das células e pontos de realização dos perfis:

Célula 1 – Limite leste

Esta célula localiza-se na porção mais a leste da área, no município de Cajueiro da Praia. Nesta célula foram definidos 2 (dois) pontos de monitoramento do perfil de praia, os pontos P1 e P2.

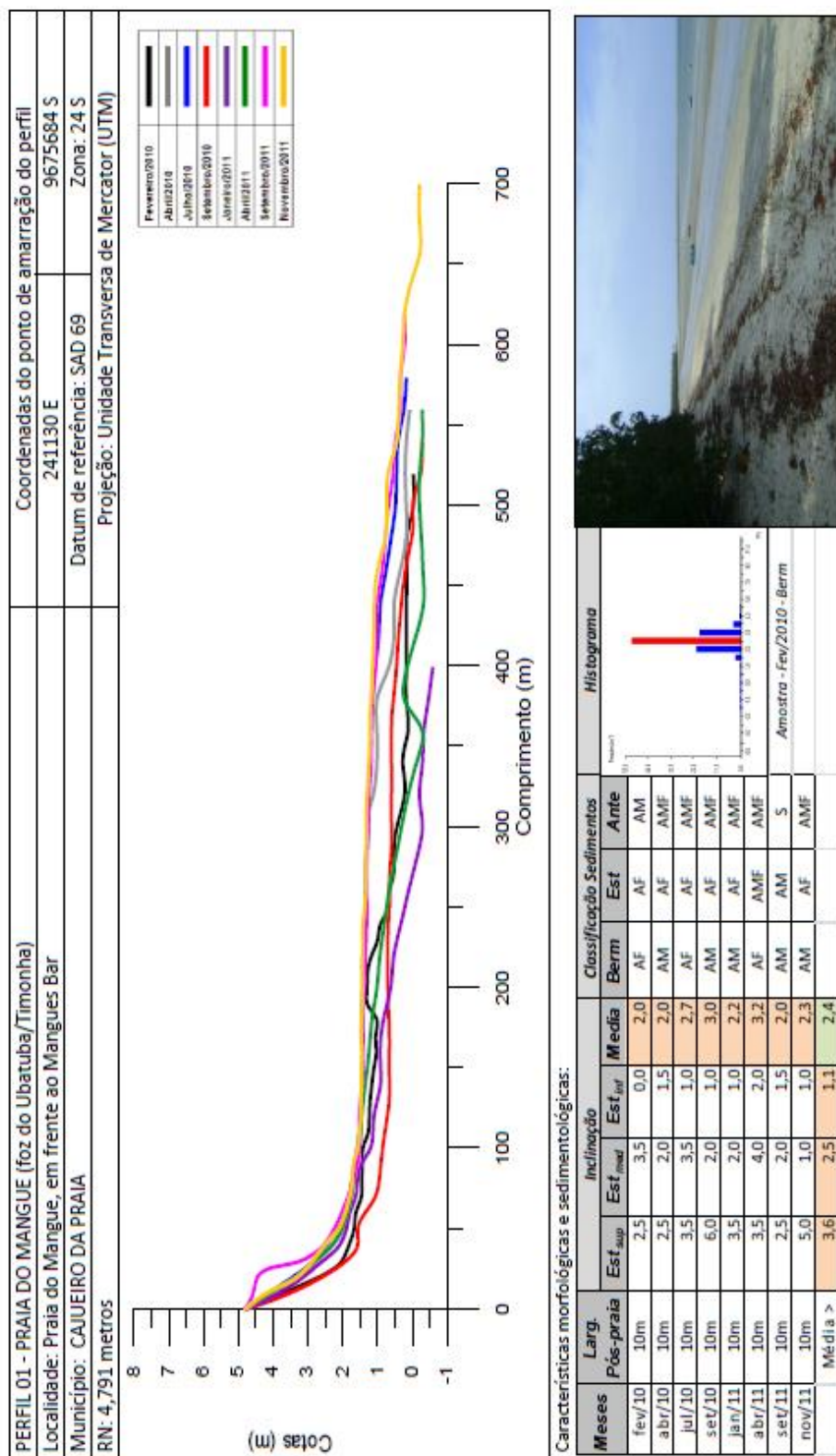
Ponto 1 (P1): está localizado na Praia do Mangue (foz dos rios Ubatuba e Timonha, saindo do núcleo urbano de Cajueiro da Praia e tem RN de amarração com cota no valor de 4,791m (Figura 65). Este perfil foi realizado na margem fluvial esquerda do rio Ubatuba (região da foz). Mesmo sendo um perfil em ambiente fluvial, a escolha de realizar o monitoramento a partir desse ponto se deu pelo fato de tentar avaliar se mudanças nesse setor estariam relacionados com o comportamento morfológicos das praias à jusante.

Esta área apresenta assim características bastante particulares. Apesar de encontrar-se em região de desembocadura bastante ampla, o sofrer bastante a atuação dos ventos (como verificado nos valores de incidência de ondas) com ondas consideráveis em preamar (em baixamar não são verificadas, atuando predominantemente o fluxo fluvial), esse perfil é bastante influenciado pela descarga fluvial e que ao entrar em contato com as águas marinhas geram a deposição de sedimentos pelíticos nesse setor, formando uma espécie de planície de maré colonizada por algas diversas e de substrato bastante fino geralmente composto de areia muito fina com elevados percentuais de silte e argila, havendo ainda cascalho esparsos com presença de biodetritos marinhos e de origem vegetal. Pode ser caracterizado como uma praia abrigada, que não recebe o ataque direto das ondas.

Comprimento e morfologia do perfil: Esse é um perfil longo, que atinge em geral 600m e tem inclinação maior somente na zona de berma, o restante do perfil apresenta-se suave e baixa inclinação. A inclinação média do perfil foi de 2,4°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 3,6° de inclinação, o estirâncio médio 2,5° e o estirâncio inferior 1,1° ao longo do período monitorado. Presença de deslocamento transversal de sedimentos com formação de bancos do estirâncio médio à antepraia, principalmente no período chuvoso (configurando perfis típicos de inverno).

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: os sedimentos da zona de berma variaram entre areia média e fina. A zona de estirâncio apresentou predominância de areia fina e a zona de antepraia areia muito fina com elevado percentual de silte e argila. Mas em geral as amostras de sedimentos apresentaram classe unimodal, denotando atuação de energia hidrodinâmica regular fazendo o selecionamento dos grãos.

Figura 65: Perfil topográfico nº 1 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



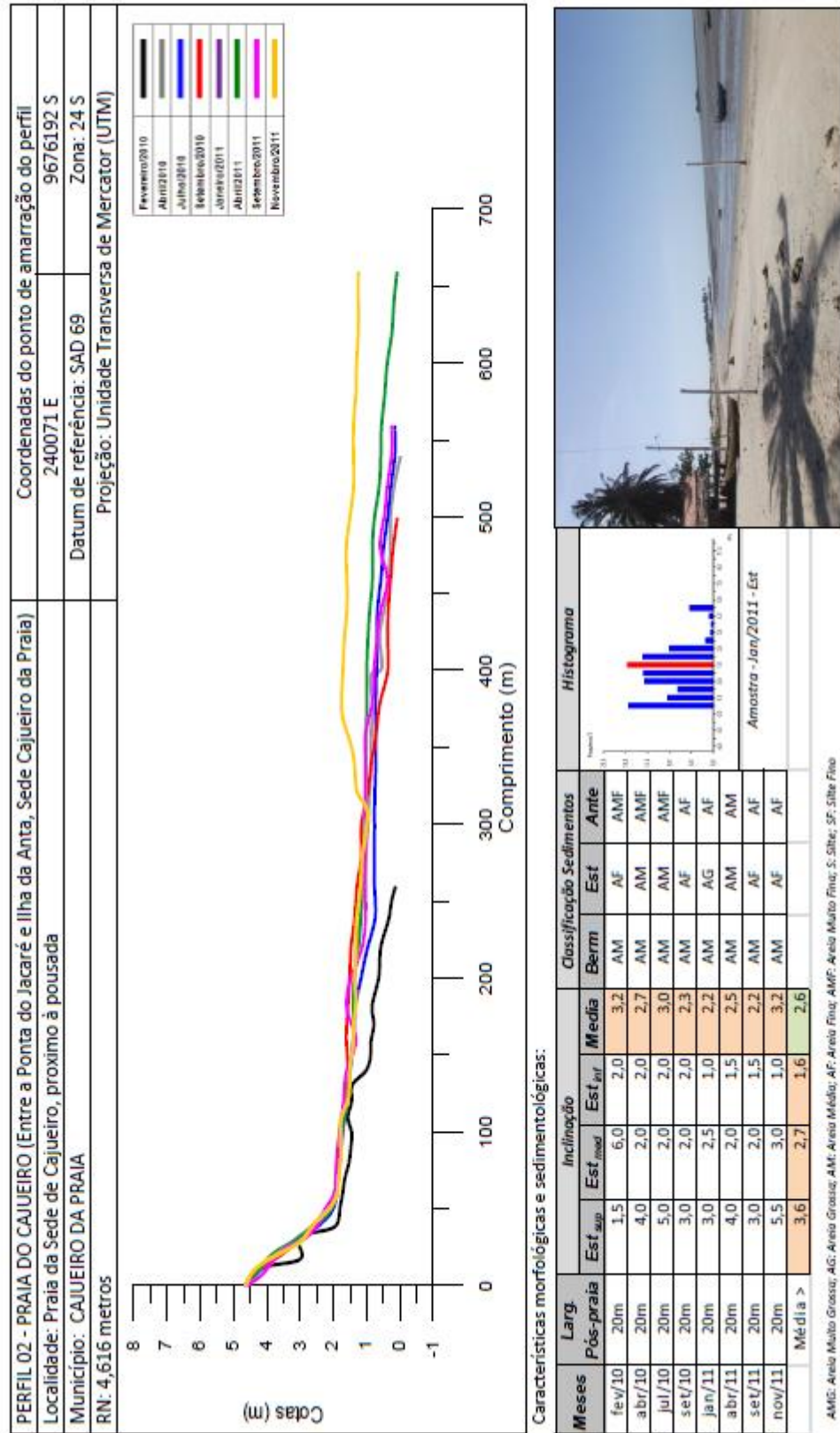
Ponto 2 (P2): está situado à oeste do P1, e tem RN de amarração com cota no valor de 4,616m. Está a aproximadamente 1,7km do primeiro, após a o promontório chamado de ponta do Jacaré, que é o limite entre o ambiente fluvial e as praias oceânicas do litoral de Cajueiro da Praia (Figura 66). Esse perfil está localizado em frente ao núcleo urbano, mas ainda é bastante influenciado pela dinâmica fluvial apresentado-se bastante extenso e plano desde o estirâncio até a zona de antepraia. Também apresenta predominantemente sedimentos finos. A área desse perfil apresenta-se na forma de enseada situada entre a ponta do Jacaré e a Ilha da Anta (a Oeste do perfil). Na baixamar as ondas quebram ao largo além da foz dos rios. A arrebentação distante é causada pela presença de bancos arenosos posicionados na desembocadura.

Comprimento e morfologia do perfil: Semelhante ao outro perfil desta célula, este é um perfil longo, que atinge em geral 550m, mas que em função de sua extensão e tipo de sedimentos (bastante lamoso) dificultou a realização do perfil. Tem inclinação maior somente na zona de berma, o restante do perfil apresenta-se suave e baixa inclinação, mas é um pouco mais inclinado que o P1. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 2,6°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 3,6° de inclinação, o estirâncio médio 2,7° e o estirâncio inferior 1,6° ao longo do período monitorado.

Variações transversal no perfil de forma constante com formação de bancos do estirâncio médio à antepraia, porém isso parece não ter relação direta com a sazonalidade do perfil e sim com a configuração da costa (junto a desembocadura fluvial) onde a descarga fluvial, a maré e a complexidade das ondas que atingem a área é que definem a morfologia de fundo.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: os sedimentos da zona de berma foram classificados de areia média em todo o período. A zona de estirâncio variou bastante entre areia grossa, areia media e areia fina. A zona de antepraia variou principalmente entre areia muito fina e areia fina, mas também com elevado percentual de silte e argila. Diferentemente do P1, as amostras de sedimentos aqui já apresentaram classe modal variada, com amostras bimodais e polimodais denotando a variedade de energia hidrodinâmica que atua no setor, que tem força de distribuir sedimentos diversos ao longo de todo o perfil.

Figura 66: Perfil topográfico nº 2 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Célula 2 – Barra Grande

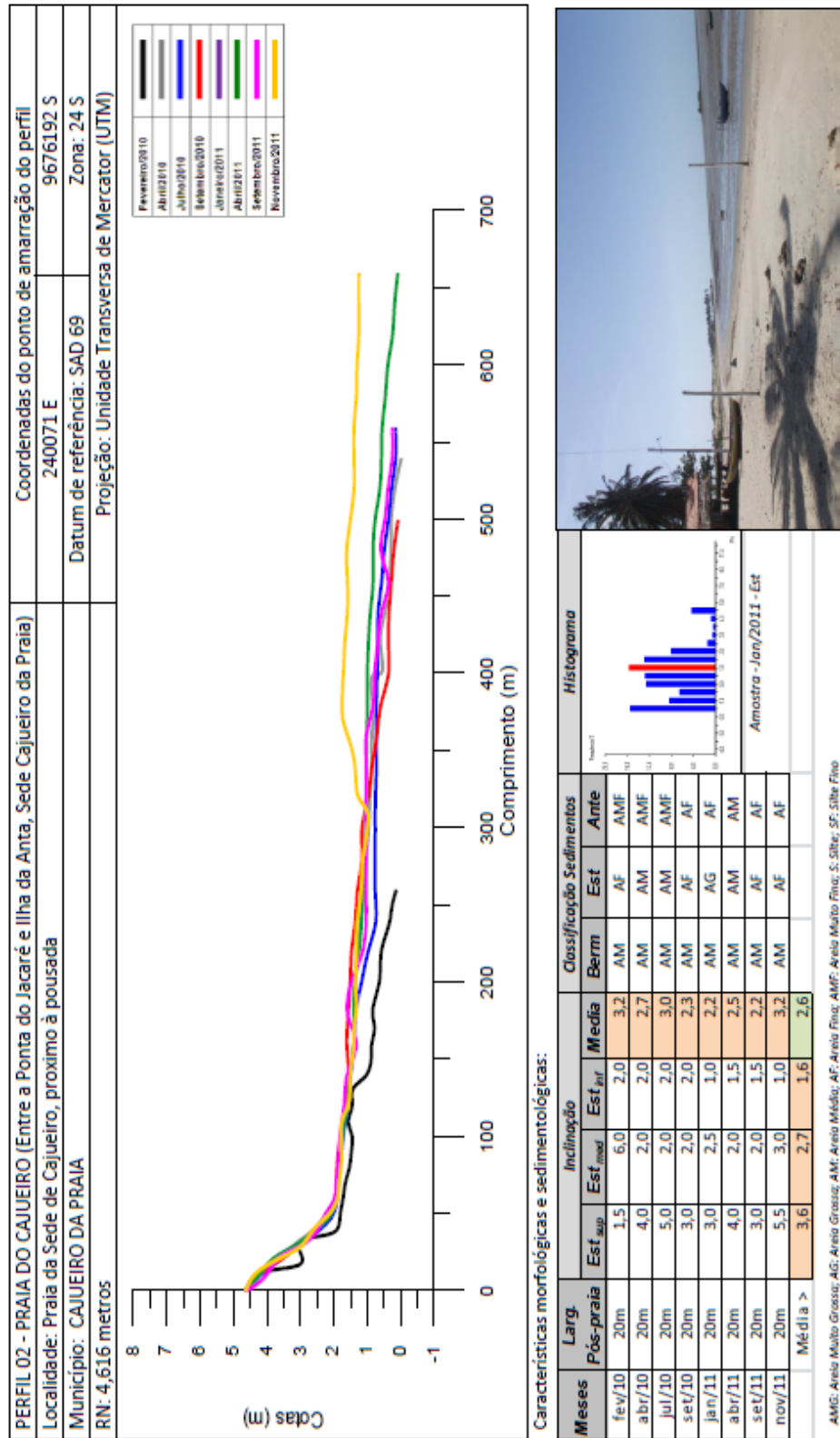
Esta célula localiza-se na localidade de Barra Grande, distrito de Cajueiro da Praia, estando situada a aproximadamente 7,5km a oeste da célula 1. Na célula 2 foram definidos 2 (dois) pontos de monitoramento do perfil de praia, os pontos P3 e P4.

Ponto 3 (P3): Está localizado na porção leste da Praia de Barra Grande (início da urbanização) e tem RN de amarração com cota no valor de 6,121m (Figura 67). A área deste perfil sofre com o processo de difração de ondas, gerando alterações na corrente costeira e criando barras submersas longitudinais, que são encobertas na preamar. Este perfil apresenta zona de berma plana com pós-praia estreito (25m), sendo o restante já ocupado por infraestrutura hoteleira.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil longo, que atinge em geral 500m, sendo bastante influenciado pelos recifes presentes na área que atuam difratando ondas e formando bancos arenosos. A zona de berma e estirâncio superior são íngremes, mas a partir do estirâncio médio começa a diminuir sua inclinação mantendo inclinação baixa e constante ao longo da zona de estirâncio inferior e antepraia até após as barras longitudinais. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 6,4°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 9,8° de inclinação, o estirâncio médio 6,6° e o estirâncio inferior 2,7° ao longo do período monitorado, sendo bastante elevado esse valor. Isso permite que o ataque das ondas na preamar seja bem significativo.

A declividade do perfil favorece a migração dos bancos na área de antepraia, sendo sempre condicionada pelos recifes de arenito presentes ainda mais abaixo (em direção da costa afora). No mês Janeiro de 2011 esse perfil mostrou morfologia bastante incomum com grande perda de sedimentos desde a zona de estirâncio médio. São bastantes características no estirâncio médio desse perfil a presença de lâminas de sedimentos finos com microdrenagem entrelaçada na direção do mergulho do perfil. Ocorreram ainda episódios de feições de ondulação (*ripple marks*) no estirâncio inferior e antepraia. Tais estruturas sedimentares podem fornecer informações sobre as condições ambientais em que elas foram criadas, algumas estruturas formam na água quieta em condições de baixa energia, enquanto outros formam na água em movimento ou em condições de alta energia.

Figura 66: Perfil topográfico nº 2 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Vedão transversal da área de realização do Perfil 2 - Praia da sede de Cajueiro da Praia. Perfil de suaves declives e de sedimentos finos (silte e argila) na zona de ante-praia.

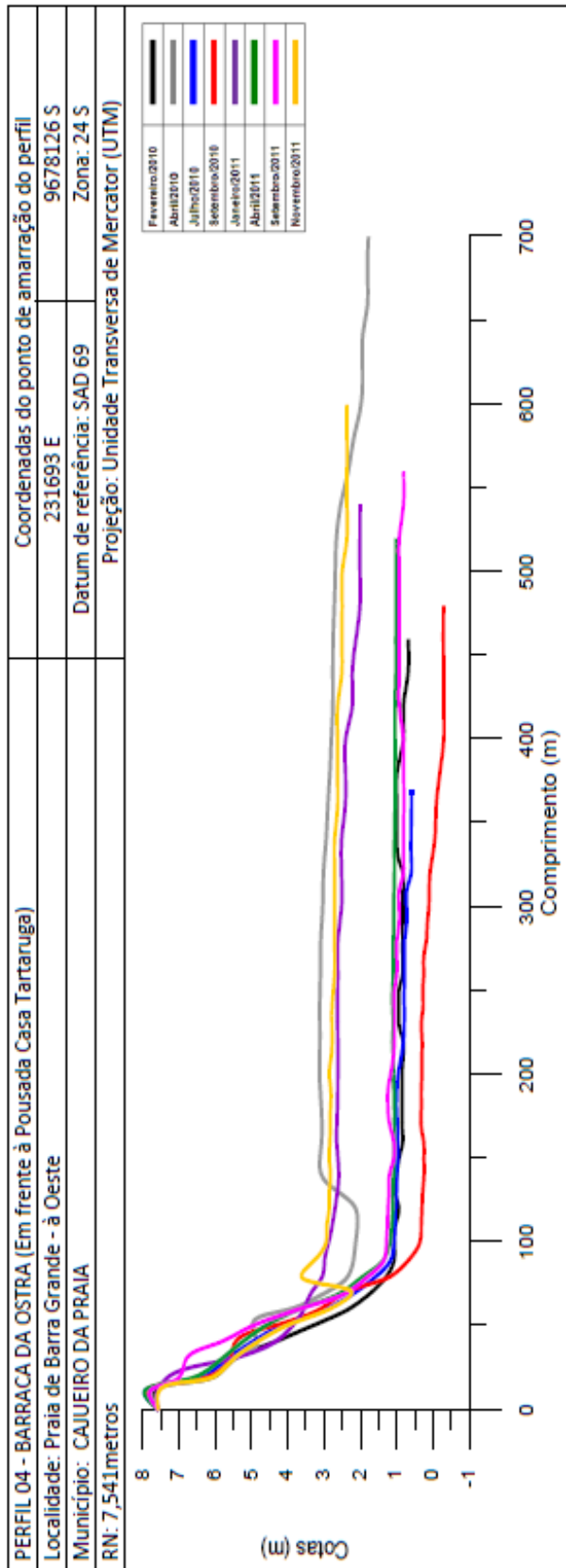
As *ripple marks* verificadas no P3 em Barra Grande são geralmente simétricas, sendo produzidas por ondas oscilantes de baixa energia. Havendo grande deposição nesse perfil principalmente na zona de antepraia.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: Neste perfil a classe modal também variou bastante, sendo os sedimentos da zona de berma foram classificados em geral de areia grossa. A zona de estirâncio variou entre areia grossa e areia muito grossa (onde estas encontravam-se geralmente sobrepostas, havendo na camada superior areia grossa e numa subsuperfície a areia muito grossa). Já a zona de antepraia teve principalmente sedimentos classificados como areia fina. Mas também foi verificado comportamento da frequência das classes de sedimentos variando de unimodal a polimodal.

Ponto 4 (P4): Está localizado na porção oeste da Praia de Barra Grande (ao lado da barraca da Ostra, final de urbanização) e tem RN de amarração com cota no valor de 7,541m (Figura 68). Esse perfil dista 600m do P3. Semelhante ao P3, este perfil apresenta zona de berma elevada com estreito pós-praia (20m) sendo a partir daí ocupado por infraestrutura hoteleira. Logo após este perfil inicia-se o cordão litorâneo de Barra Grande. Este foi o perfil, dentre todos os outros, que mais teve alteração em sua morfologia e volume ao longo do período monitorado. Havendo grande aporte de sedimentos entre o estirâncio inferior e antepraia principalmente nos meses de Abril/2010, Setembro/2010, Novembro/2011, Abril/2011, Janeiro/2011.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil também bastante longo, que atinge em geral 500m, muitas vezes não sendo possível atingir a cota zero em função da sua inclinação e extensão e atuação da maré. Esse setor é ainda bastante influenciado pelos recifes presentes na área que atuam difratando ondas e formando bancos arenosos. A zona de berma e estirâncio superior são razoavelmente íngremes, mas a partir do estirâncio inferior começa a diminuir sua inclinação mantendo inclinação baixa e constante ao longo da zona de estirâncio inferior e antepraia até após as barras longitudinais. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 3,6°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 4,7° de inclinação, o estirâncio médio 4,1° e o estirâncio inferior 2,1° ao longo do período monitorado. Esses valores permitem também o ataque das ondas na preamar de forma significativa.

Figura 68: Perfil topográfico nº 4 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação			Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est	Ante	
fev/10	20m	2,0	5,5	6,0	4,5	AMG	AF	<p>Amostra - Abr/2011 - Ante</p>
abr/10	20m	4,0	2,0	1,0	2,3	AM	AG	
jul/10	20m	6,0	7,0	2,0	5,0	AM	AG	
set/10	20m	7,0	3,0	2,0	4,0	AM	AG	
jan/11	20m	6,0	3,0	1,0	3,3	AM	AMG	
abr/11	20m	5,0	3,0	2,0	3,3	AM	AMG	
set/11	20m	4,5	3,0	2,0	3,2	AM	AMG	
nov/11	20m	3,0	6,0	1,0	3,3	AM	AG	
Média >		4,7	4,1	2,1	3,6			

AMG: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino



Vista transversal da área de realização do Perfil 4 - Praia de Barra Grande. Perfil de declive mediano e presença de material arenoso (areias grossas) predominante em todo o perfil.

Acredita-se que a morfologia deste perfil também é influenciada pelo processo de difração de ondas que atua também no P3, só que de forma mais discreta. Isso pode ser verificado pela presença de cavas e bancos transversais e paralelos à praia. As feições de ondulação (*ripple marks*) geralmente simétricas no estirâncio inferior e antepraia também foram verificadas. Tanto o P3 quanto P4 são áreas onde a atuação dos ventos é bastante efetiva, e a morfologia plana do fundo permitem formar áreas com ondas oscilantes, mas de baixa energia, desse modo esses pontos são bastante procurados para a prática do *kite surf* na região.

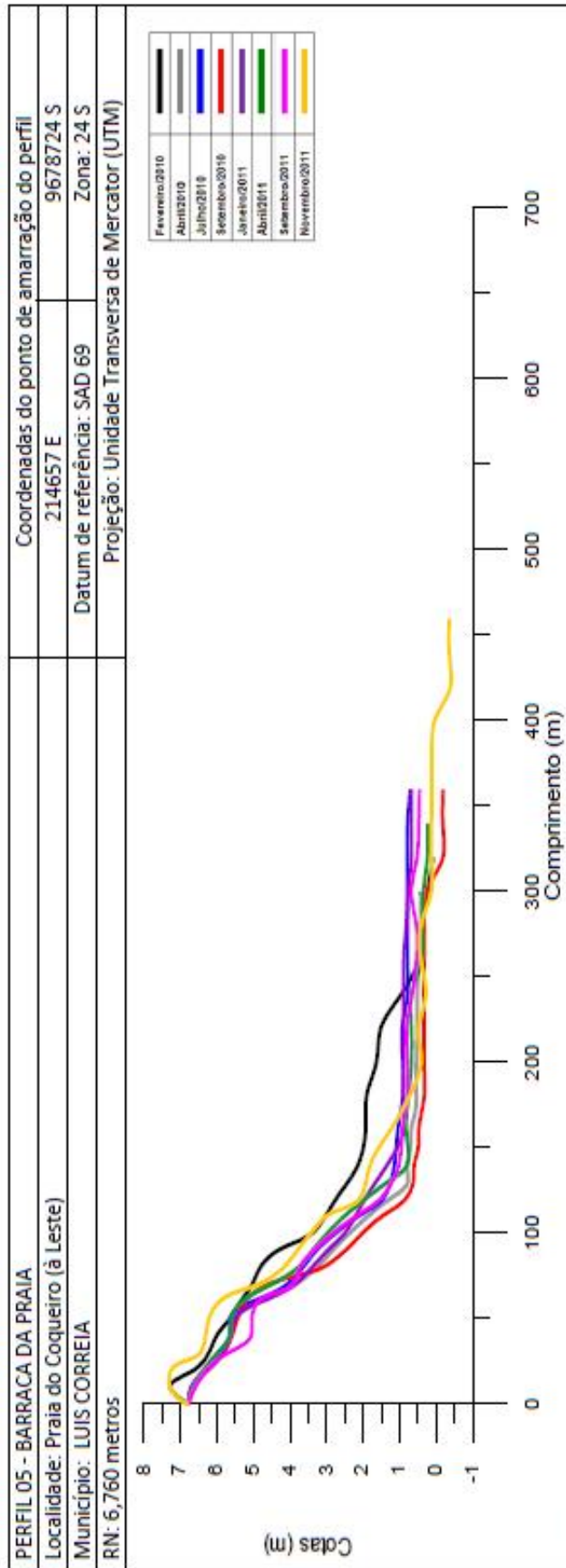
Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: Não houve neste perfil grande variação da classe modal, sendo os sedimentos da zona de berma foram classificados em geral de areia média. A zona de estirâncio variou entre areia grossa e areia muito grossa (também com estratificação das camadas). Já a zona de antepraia variou entre areia muito grossa e areia grossa, com poucos episódios de areia fina. Semelhante ao perfil anterior foi verificado comportamento da frequência das classes de sedimentos variando de unimodal a polimodal.

Célula 3 – Coqueiro

Esta célula localiza-se na localidade de Coqueiro, distrito de Luís Correia, representando uma praia bastante urbanizada e bastante frequentada por turistas, visitantes e veranistas. Esta célula está situada a aproximadamente 17km a oeste da célula 2. Nesta célula foram definidos 3 (três) pontos de monitoramento do perfil de praia, os pontos P5, P6 e P7. Acredita-se que três fatores condicionantes são responsáveis pela resposta erosiva na relação processo-forma: a). as formas de uso e ocupação e o aprisionamento de sedimentos do pós-praia; b) o processo de difração ocorrente, e c) a elevada declividade da praia.

Ponto 5 (P5): O P5 está localizado na porção Leste da Praia de Coqueiro (ao lado da Barraca da Praia) e tem RN de amarração com cota no valor de 6,760m (Figura 69). Este perfil apresenta zona de berma plana com pós-praia que apresenta altimetria um pouco mais elevada. O pós-praia tem cerca de 45m de extensão, a partir daí encontram-se dispostos linhas de eolianitos. A altimetria diferenciada daí em diante está associada a estrutura dessas feições que ocorrem dispostos junto do litoral em antigas linhas de entrada de sedimentos.

Figura 69: Perfil topográfico nº 5 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação			Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est	Ante	
fev/10	45m	4,5	5,5	6,0	5,3	AM	AG	AF
abr/10	45m	9,0	4,0	3,0	5,3	AM	AF	AM
jul/10	45m	7,0	3,0	3,0	4,3	AM	AM	AF
set/10	45m	4,0	7,0	4,0	5,0	AM	AG	AMF
jan/11	45m	4,0	3,5	3,0	3,5	AM	AF	AF
abr/11	45m	9,0	3,0	2,5	4,8	AM	AMF	AM
set/11	45m	4,0	3,0	3,0	3,3	AM	AG	AMF
nov/11	45m	5,0	1,0	1,0	2,3	AM	AG	S
Média >		5,8	3,8	3,2	4,3			

AMG: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino



Viação transversal da área de realização do Perfil 5 – Praia do Coqueiro. Área de influência da maré e pós-praia ocupados por barracas.

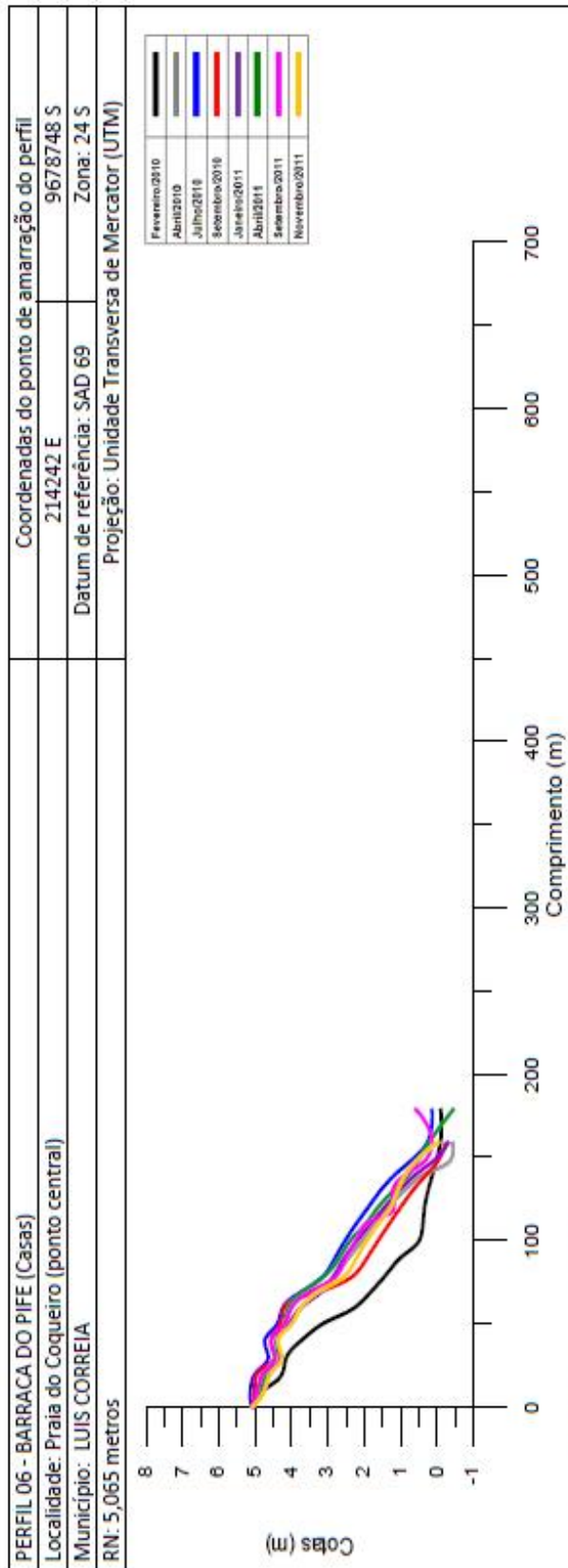
Sobre estas estruturas encontram-se principalmente casas de veraneio. Esse perfil apresenta variações regulares de morfologia, com variações principalmente nos meses Fevereiro/2010 e Novembro/2011 no estirâncio inferior. A presença de bancos arenosos pouco proeminentes é verificada ao final do estirâncio.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil extenso, que atinge em geral 350m. A área deste perfil sofre influência de processo de difração de ondas causado pela ponta de Itaqui bem como os afloramentos de recifes de arenito que ocorrem até cerca de 500 em direção do mar afora. A zona de berma e estirâncio superior são íngremes, mas a partir do estirâncio inferior diminui a inclinação, mantendo-se esta baixa ao longo da zona de estirâncio inferior e antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de $4,3^\circ$. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou $5,8^\circ$ de inclinação, o estirâncio médio $3,8^\circ$ e o estirâncio inferior $3,2^\circ$ ao longo do período monitorado. Esse é um perfil bem inclinado e permite também que as ondas na preamar sejam mais impactantes na face de praia.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: Não houve neste perfil grande variação da classe modal, sendo os sedimentos da zona de berma foram classificados em geral de areia média. A zona de estirâncio apresentou com areia grossa, areia média e areia muito fina. Já a zona de antepraia variou entre silte e areia média, apresentando ainda areia fina e areia muito fina. Assim, o comportamento da frequência das classes de sedimentos na área de ante praia variou entre unimodal e polimodal.

Ponto 6 (P6): O P6 está localizado na porção Central da Praia de Coqueiro (ao lado da Barraca do Pife) na área do núcleo urbano. Tem RN de amarração com cota no valor de 5,065m (Figura 70) e fica 400m a Oeste do P5. Este perfil apresenta zona de berma plana com pós-praia que tem também 45m de extensão. Logo em seguida encontram-se casas de veraneio sobrepostas às estruturas dos eolianitos. Esse perfil apresentou poucas variações em sua morfologia do estirâncio, com variações principalmente nos meses Fevereiro/2010. As maiores variações ocorreram a partir da zona de antepraia principalmente entre Abril/2011 e Setembro/2011.

Figura 70: Perfil topográfico nº 6 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação			Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est	Ante	
fev/10	45m	0,5	0,5	3,5	1,5	AM	AMG	AF
abr/10	45m	2,0	1,0	4,0	2,3	AG	AG	AMF
Jul/10	45m	3,0	2,0	2,0	2,3	AM	AMG	AF
set/10	45m	4,0	6,0	3,0	4,3	AM	AF	AF
Jan/11	45m	3,5	2,5	2,5	2,8	AM	AF	AMF
abr/11	45m	3,0	2,5	2,0	2,5	AM	AF	AG
set/11	45m	3,0	2,0	2,0	2,3	AF	AF	AF
nov/11	45m	6,0	3,0	1,0	3,3	AM	AF	AF
Média >		3,1	2,4	2,5	2,7			



Visão transversal da área de recitação do Perfil 6 – Praia do Coqueiro. Área de influência da maré e pós-praia ocupados por barracas.

AMG: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino

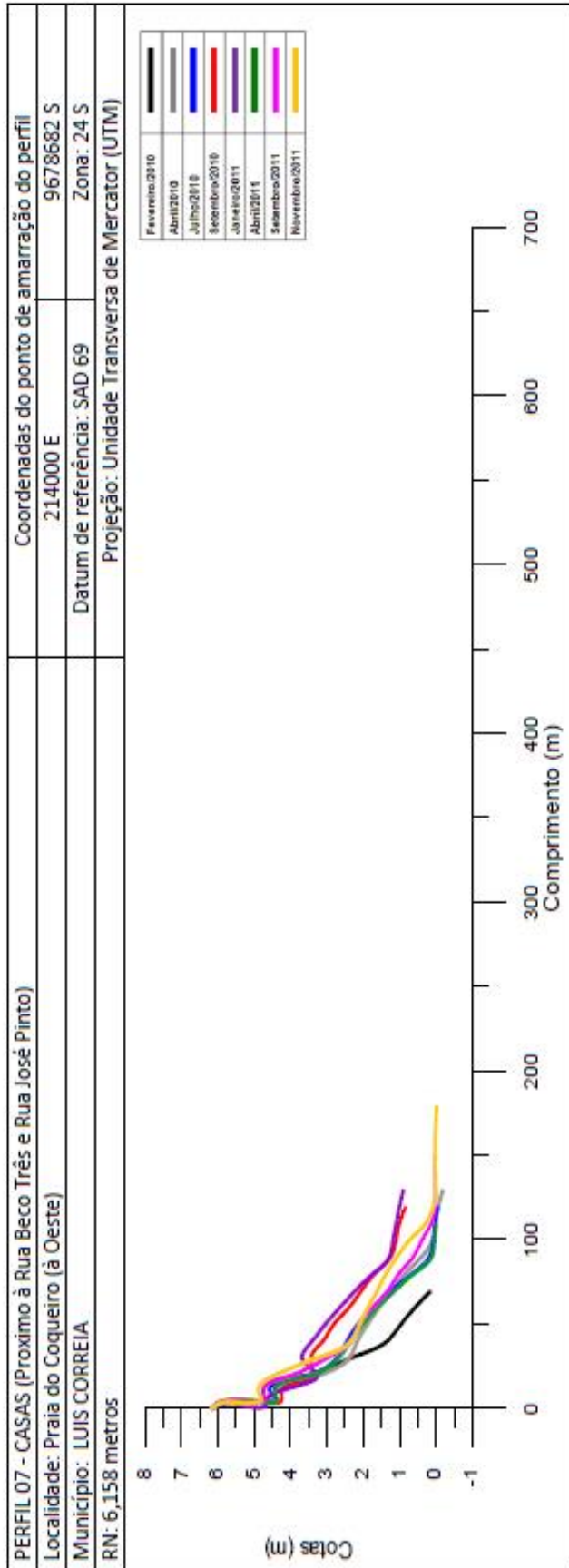
Comprimento e morfologia do perfil: Perfil pouco extenso, que atinge no máximo 180m. A área deste perfil também sofre influência de processo de difração de ondas causado pela ponta de Itaqui. A zona de berma é pouco íngreme, mas a partir do estirâncio superior há maior inclinação, que se mantém até a zona de antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 2,7°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 3,1° de inclinação, o estirâncio médio 2,4° e o estirâncio inferior 2,5° ao longo do período monitorado. Esse é um perfil inclinado e em preamar as ondas já atingem a área das barracas de praia.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: A zona de berma apresentou sedimentos classificados em geral de areia média. A zona de estirâncio apresentou-se com areia fina e alguns meses com areia muito grossa e areia grossa. Já a zona de antepraia houve o predomínio de areia fina e areia muito fina. Assim, o comportamento da frequência das classes de sedimentos na área de ante praia apresentou-se geralmente unimodal ou bimodal.

Ponto 7 (P7): O P7 está localizado na porção Oeste da Praia de Coqueiro (próximo à Rua Beco Três e Rua José Pinto) na área do núcleo urbano. Tem RN de amarração com cota no valor de 6,158m (Figura 71) e fica a 300m a Oeste do P6. Este perfil não apresenta mais zona de berma, tendo sido já erodida. Algumas tentativas de intervenção local já foram realizadas como a colocação de sacos de areia para conter a ação das ondas, mas tem surtido efeito tal atividade. Com o pós-praia totalmente ocupado, e atuação diversa (pela difração) do trem de ondas durante as preamares é bastante forte, solapando as estruturas de engenharia do núcleo urbano. O recuo de barracas na área já foi citado por comerciantes e habitantes da região que afirmavam que a praia recuou bastante em pouco mais de duas décadas. Esse perfil apresentou grandes variações desde estirâncio inferior até zona de antepraia, com variações principalmente entre os meses Fevereiro/2010 e Abril/2010 e ainda entre Janeiro/2011 e Abril/2011.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil pouco extenso, que atinge em média 140m. A área deste perfil também sofre influência de processo de difração de ondas não só da ponta de Itaqui, como também dos próprios recifes de arenito dispostos ao longo de quase todo o perfil. Já desde o estirâncio superior há razoável inclinação neste perfil, que se mantém até a zona de antepraia.

Figura 71: Perfil topográfico nº 7 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação			Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est	Ante	
fev/10	6m	4,0	5,0	4,0	4,3	AM	AG	
abr/10	6m	6,0	4,0	4,0	4,7	AM	AMF	
Jul/10	6m	6,0	5,0	3,0	4,7	AF	AMF	
set/10	6m	3,0	3,0	1,0	2,3	AF	AF	
jan/11	6m	8,5	1,5	6,0	5,3	AF	AM	
abr/11	6m	4,0	1,0	3,0	2,7	AF	AMF	
set/11	6m	3,5	2,0	2,0	2,5	AF	AMF	
nov/11	6m	1,0	1,0	1,0	1,0	AF	AMF	
Média >		4,5	2,8	3,0	3,4			

AMS: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino



Visão transversal da área de monitoração do Perfil 7 – Praia do Coqueiro. Área de influência do maré e pós-praia ocupados por casas e barracos. Frotão da zona de bermas.

A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 3,4°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 4,5° de inclinação, o estirâncio médio 2,8° e o estirâncio inferior 3,0° ao longo do período monitorado.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: A zona de estirâncio apresentou Areia fina (na maioria dos meses) e dois meses como areia média. Já a zona de antepraia houve o predomínio de areia muito fina havendo episódios de areia fina, areia média e areia grossa denotando a dinâmica desse ambiente. Mesmo assim, o comportamento da frequência das classes de sedimentos na área de antepraia apresentou-se geralmente unimodal.

Célula 4 – Atalaia

Esta célula localiza-se na praia de Atalaia, que faz parte da sede de Luís Correia. A praia mais frequentada e urbanizada de todas do litoral piauiense na atualidade. 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 infra-estrutura hoteleira e de colônias de férias de instituições diversas. O porto de Luís Correia também tem sua parcela de contribuição nisso, motivando a geração de emprego e renda com a instalação das estruturas portuárias, mas que não se efetivaram. Foi construído um molhe que se estende cerca de 2,8km dentro do oceano, e conta com dois *piers* de atracação. Porém a atividade portuária ainda é discreta, e várias estruturas encontram-se abandonadas ou subutilizadas.

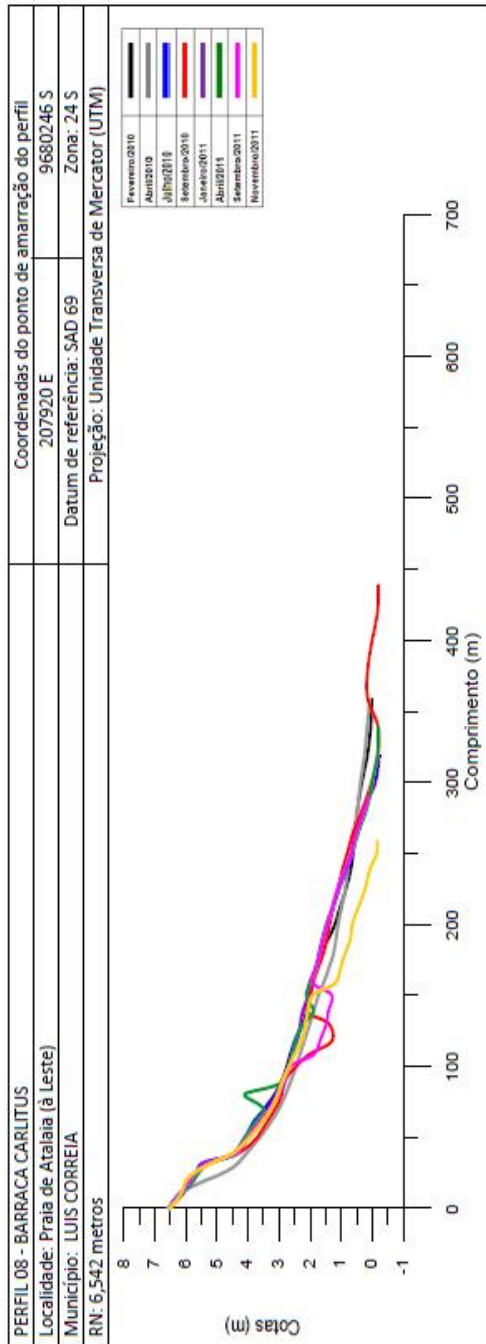
Esta célula está situada a aproximadamente 6km a oeste da célula 3. Nesta célula foram definidos 3 (três) pontos de monitoramento do perfil de praia, os pontos P8, P9 e P10. Diferente das células anteriores, essa célula tem relevo mais baixo. Nesse setor, apesar da urbanização bastante consolidada, não se verificam episódios erosivos da faixa praial. Ao longo dessa célula o litoral não passa mais a apresentar 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 situado em direção da costa afora. Assim, percebe-se que a relação processo-forma tem também estreita associação ao tipo de costa.

Ponto 8 (P8): O P8 está localizado na porção Leste da Praia de Atalaia (à direita da Barraca Carlitus) e tem RN de amarração com cota no valor de 6,542m (Figura 72). Este perfil apresenta zona de berma plana com pós-praia que apresenta altimetria um pouco mais elevada. O pós-praia tem cerca de 30m de extensão, a partir daí encontram-se as barracas, em seguida a Avenida Teresina e a primeira linha de casas. São comuns na zona de pós-praia e 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 um risco aos usuários, pois a área apresenta elevados índices de afogamento, o que justifica a presença constante do corpo de bombeiros que faz ronda ao longo da faixa de praia de Atalaia.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil extenso, que atinge em geral 350m. A zona de berma e estirâncio superior apresentam baixa inclinação, e partir do estirâncio médio a inclinação decai mantendo-se esta baixa ao longo da zona de estirâncio inferior e antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 1,6°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 2,4° de inclinação, o estirâncio médio 1,4° e o estirâncio inferior 1,1° ao longo do período monitorado. Esse é um perfil bem suave e permite (considerando ainda se tratar de uma costa exposta), que a área deste perfil receba a ação direta das ondas que se dissipam gradativamente sobre a zona intertidal relativamente plana, e que, a princípio, sugere uma praia bastante dissipativa.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: Não houve neste perfil grande variação da classe modal, sendo os sedimentos da zona de berma classificados em geral de areia fina a zona de estirâncio apresentou com areia fina e predominantemente areia muito fina. Já a zona de antepraia também mostrou predomínio de areia muito fina. A composição da granulometria também reflete, segundo Moraes (1996), a inclinação da praia. Praias compostas de sedimentos mais finos são relativamente planas, a exemplo do que se vê neste perfil. O comportamento da frequência das classes de sedimentos praticamente em todo o perfil foi unimodal ou bimodal.

Figura 72: Perfil topográfico nº 8 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação		Classificação Sedimentos			Histograma	
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est		Ante
fev/10	30m	2,0	0,0	1,0	1,0	AF	AF	
abr/10	30m	3,0	2,0	1,0	2,0	AF	AF	
jul/10	30m	2,0	2,0	2,0	2,0	AF	AMF	
set/10	30m	4,0	1,0	0,5	1,8	AMF	AMF	
jan/11	30m	1,5	1,0	1,5	1,3	AMF	AMF	
abr/11	30m	2,0	1,0	1,0	1,3	AMF	AMF	
set/11	30m	3,5	2,0	1,0	2,2	AF	AMF	
nov/11	30m	1,0	2,0	1,0	1,3	AF	AMF	
Média >		2,4	1,4	1,1	1,6			

AMF: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silt; SF: Silt Fino

Visão transversal da área de realinhamento do Perfil 8 - Praia de Atalaia. Área de influência do maré e pós-praia ocupados por barracos. Neste perfil é comum a presença de bancos e correntes de retorno.



Ponto 9 (P9): O P9 está localizado na porção central da Praia de Atalaia (à direita da Barraca 70) e tem RN de amarração com cota no valor de 4,610m. Este perfil está distante do P8 cerca de 500m. A zona de berma assemelha-se com o do P8 sendo plana com pós-praia que apresenta altimetria pouco elevada (Figura 73). O pós-praia tem cerca de 50m de extensão. Esse perfil apresentou poucas variações na morfologia, mesmo nas zonas inferiores do perfil. As mudanças mais perceptíveis ocorreram na zona de antepraia entre o mês de Abril/2011 e Setembro/2011, com um acréscimo na zona de antepraia que se manteve até novembro/2011(Figura 74).

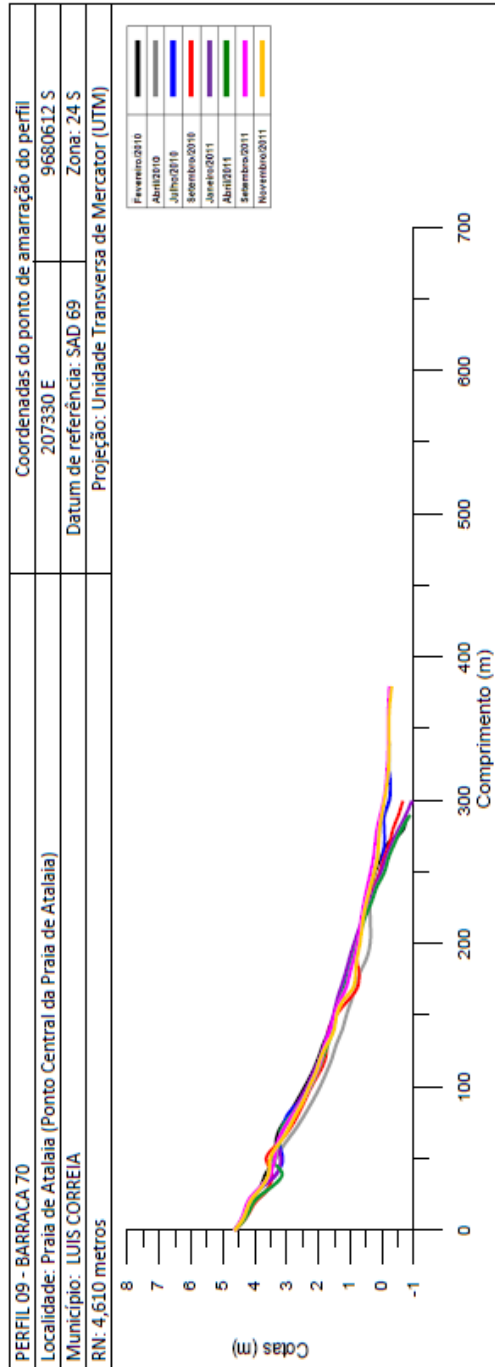
Figura 73: Aspecto do Perfil 9 com declividade suave e ocupação do pós-praia em Atalaia, município de Luis Correia-PI.



Comprimento e morfologia do perfil: Perfil pouco extenso, que atinge em geral 300m. A zona de berma e estirâncio superior apresentam baixa inclinação, e partir do estirâncio médio ocorrem oscilações da morfologia (mas sempre suaves). A inclinação se mantém mediana ao longo da zona de estirâncio médio, inferior e antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de $1,8^\circ$. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou $2,7^\circ$ de inclinação, o estirâncio médio $1,7^\circ$ e o estirâncio inferior $1,3^\circ$ ao longo do período monitorado. Esse é um perfil ligeiramente inclinado que também recebe a ação direta das ondas.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: Repetindo o ocorrido no P8, não houve neste grande variação da classe modal dos sedimentos desse perfil, sendo os sedimentos da zona de berma classificados em geral de areia muito fina. A zona de estirâncio apresentou com areia muito fina, e a zona de antepraia também mostrou predomínio de areia muito fina. A frequência das classes de sedimentos praticamente em todo o perfil foi unimodal ou bimodal.

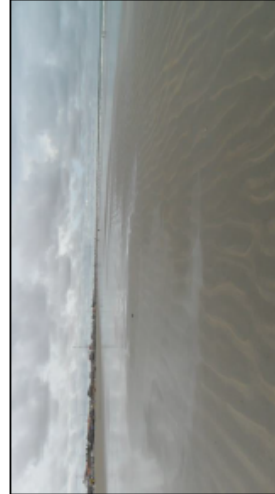
Figura 74: Perfil topográfico nº 9 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação		Classificação Sedimentos			Histograma	
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est		Ante
fev/10	50m	2,0	2,0	1,5	1,8	AF	AMF	AMF
abr/10	50m	3,0	2,0	1,0	2,0	AF	AF	AMF
jul/10	50m	3,0	2,0	2,0	2,3	AMF	AF	AMF
set/10	50m	1,5	3,0	1,0	1,8	AMF	AMF	AMF
jan/11	50m	1,0	1,0	1,0	1,0	AMF	AMF	AMF
abr/11	50m	3,0	0,5	1,0	1,5	AMF	AMF	AMF
set/11	50m	3,0	2,0	1,0	2,0	AMF	AMF	AMF
nov/11	50m	2,0	1,0	2,0	1,7	AMF	AMF	AMF
Média >		2,3	1,7	1,3	1,8			

AMF: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silt Fino



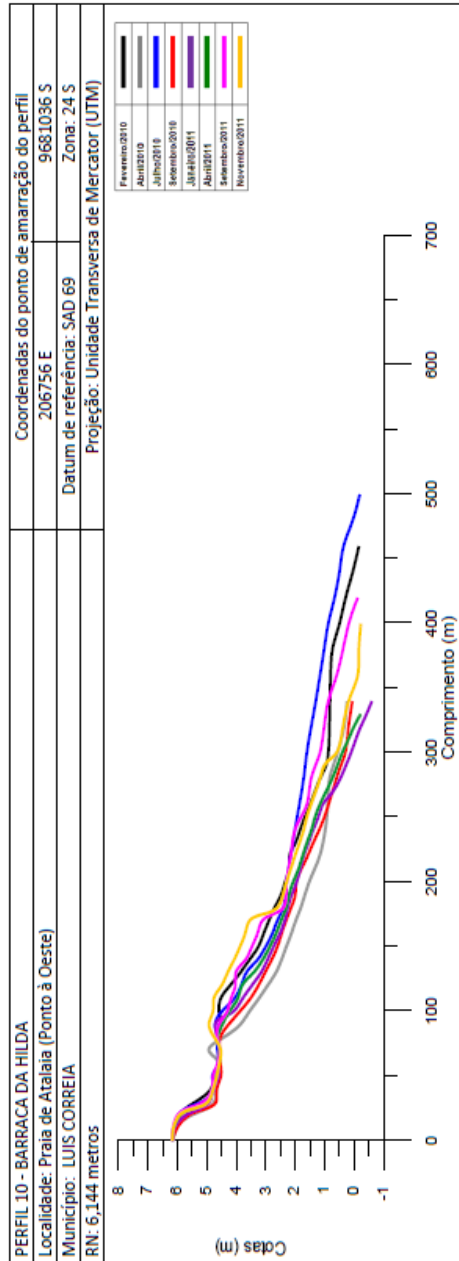
Visão transversal da área de realocação do Perfil 9 – Praia de Atalaia. Perfil bastante extenso e inclinação suave. Episódios de minérios pesados no estuário e ripple marks sem grandes ondulações.

Ponto 10 (P10): O P10 está localizado na porção oeste da Praia de Atalaia (à direita da Barraca da Hilda) e tem RN de amarração com cota no valor de 6,144m (Figura 75). O pós-praia tem cerca de 80m de extensão. Este perfil está distante do P9 cerca de 500m. A zona de berma assemelha-se com o do P9 sendo plana com pós-praia que apresenta altimetria pouco elevada. Logo em seguida parece haver uma pequena superfície de deflação (entre a zona de berma e início do estirâncio). Esse perfil apresentou variações regulares na morfologia, ocorrendo principalmente nas zonas de estirâncio superior, inferior e antepraia. Entretanto foi na antepraia que o volume deste perfil mais variou, principalmente entre os meses de julho/2010 e setembro/2010.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil extenso, que atinge em geral entre 350 e 400m. A zona de berma apresenta baixa inclinação, e partir do estirâncio superior ocorrem oscilações da morfologia (em geral suaves). A inclinação se mantém mediana ao longo da zona de estirâncio médio, inferior e antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de $1,7^\circ$. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou $2,4^\circ$ de inclinação, o estirâncio médio $1,3^\circ$ e o estirâncio inferior $1,4^\circ$ ao longo do período monitorado. Esse é um perfil ligeiramente inclinado que também recebe a ação direta das ondas. No entanto já nota-se também a influência do molhe disposto a oeste (a aproximadamente 2,0km), que causa alteração na corrente costeira e favorece a deposição de sedimentos no setor gerando progradação da linha de costa, tornando o perfil mais largo que os outros desta célula (cerca de 100m mais largo).

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: Repetindo o que se verificou nos outros dois pontos desta célula P8 e P9, não houve neste grande variação da classe modal dos sedimentos desse perfil, sendo os sedimentos da zona de berma, estirâncio e antepraia todos classificados predominantemente como areia muito fina. Somente a no mês de abril/2011 na zona de estirâncio os sedimentos mostraram-se como sendo de Areia Fina. Entretanto, a frequência das classes de sedimentos também se apresentaram geralmente unimodal ou bimodal.

Figura 75: Perfil topográfico nº 10 e variação ao longo dos meses de monitoramento.

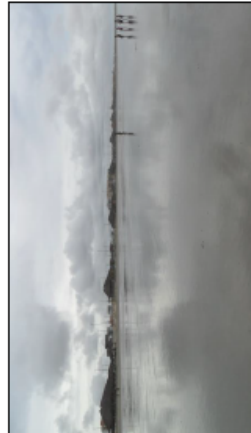


Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Est		Inclinação		Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Media	Berm	Est	Ante	
fev/10	80m	2,5	1,5	1,0	1,7	AMF	AMF	AMF	
abr/10	80m	2,0	1,0	1,0	1,3	AMF	AMF	AMF	
jul/10	80m	2,0	2,0	2,0	2,0	AMF	AMF	AMF	
set/10	80m	2,0	1,0	3,5	2,2	AMF	AMF	AMF	
jan/11	80m	2,0	0,5	1,0	1,2	AMF	AMF	AMF	
abr/11	80m	2,0	0,5	1,0	1,2	AMF	AF	AMF	
set/11	80m	3,0	2,0	1,0	2,0	AMF	AMF	AMF	
nov/11	80m	3,5	2,0	0,5	2,0	AMF	AMF	AMF	
Media >		2,4	1,3	1,4	1,7				

AMG: Área Muito Grossa; AG: Área Grossa; AM: Área Média; AF: Área Fina; AMF: Área Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino

Visão transversal da área de realimentação do Perfil 10 - Praia de Atalaia. Área de influência da maré e pós-praia ocupados por barracas e urbanização.



Célula 5 – Ilha Grande de Santa Isabel

Esta célula localiza-se engloba três praias do município de Ilha Grande (praia da Eólica, praia da Pedra do Sal e praia do Cotia). A Praia das Eólicas por ser mais distante é também a menos urbanizada dentre as demais, e pouco utilizada. Existe apenas a usina eólica situada a 400m da linha de costa. Nessa célula, a urbanização concentra-se na praia da pedra do Sal e na praia do Cotia.

A feição mais marcante desta célula é o promontório da Pedra do Sal (que é um afloramento de rochas do embasamento cristalino) que deve ter origem associada aos falhamentos da borda setentrional da bacia sedimentar do Parnaíba.

Outra característica marcante nesse setor é que ele representa uma área de “refugio” marinho, onde grande parte dos resíduos levados ao oceano são depositados na linha de costa dessa ilha. No mês de Fevereiro/2010 a praia estava tomada de resíduos dos mais variados tipos (sendo predominante na ocasião os detritos vegetais, que eram mais fáceis de serem mobilizados e depositados). Isso mais uma vez sugere que a área funciona como sumidouro de sedimentos, pois se há a entrada de resíduos para o continente, entende-se que também há a entrada de sedimentos, como já comprovado na discussão sobre a migração das dunas.

A influência imposta pela presença do afloramento Pedra do Sal tem trazido como consequência o recuo da faixa costeira a jusante deste afloramento (Figura 76), estando também associado (mas acredita-se aqui em menor importância) às edificações do polo de lazer criado na década de 80.

Figura 76: Recuo da faixa de praia com destruição de estruturas do Pólo de Lazer da Praia da Pedra Sal em Ilha Grande-PI, 2011.



A difração gerada pela atuação das ondas no promontório fez recuar em mais de 100m o setor a jusante, fazendo desaparecer parte de estrada de acesso ao Pólo de lazer da Pedra do Sal. Verifica-se ainda que parte desses sedimentos

são depositados na região da barra das Canárias (foz do Parnaíba) que teve nos últimos 33 anos uma progradação superior a 500m. Isso porque a descarga do rio Parnaíba funciona como um espigão hidráulico para a corrente costeira, fazendo com que na área haja a deposição constante de material. Entretanto em amostras de sedimentos da região verifica-se grande contribuição também fluvial para a área de progradação (ao passo que apresenta elevado percentual de siltes e argilas).

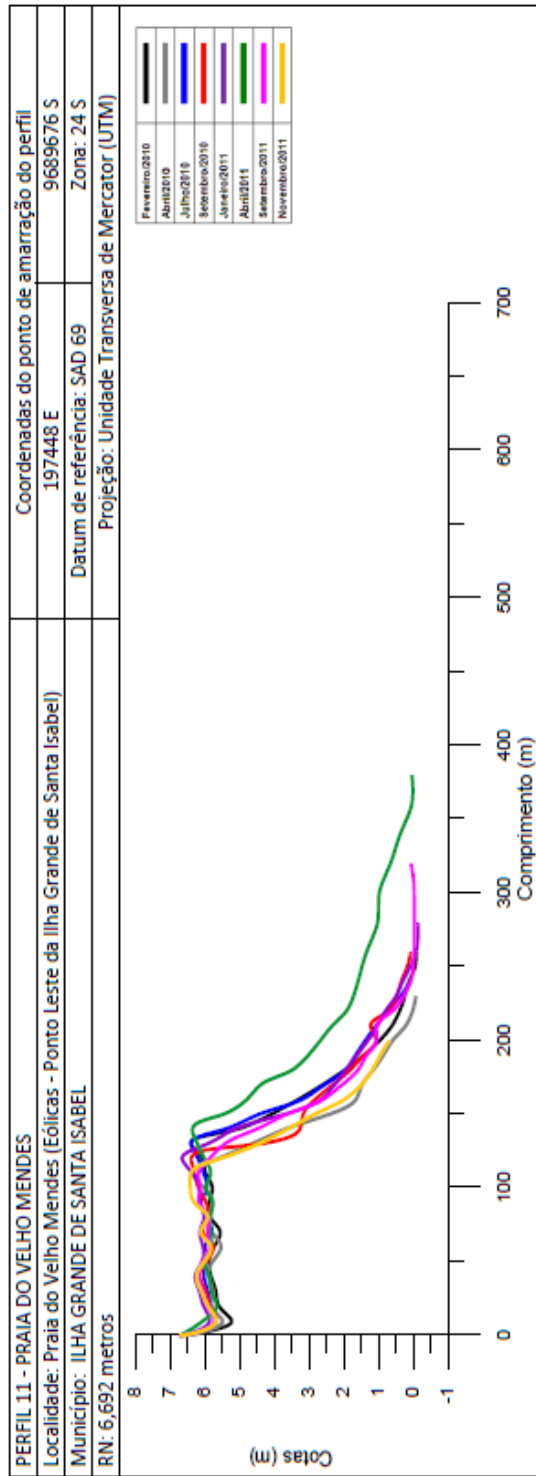
Esta célula está situada a aproximadamente 13km a oeste da célula 4. Nesta célula foram definidos 4 (quatro) pontos de monitoramento do perfil de praia, os pontos P11, P12, p13 e P14.

Ponto 11 (P11): O P11 está localizado na praia da Eólica (antiga praia do Velho Mendes) e tem RN de amarração com cota no valor de 6,692m (Figura 77). Este perfil foi realizado a partir da via litorânea criada no setor de pós-praia (escolhida como ponto fixo de amarração do RN). Logo, os primeiros 100m do perfil é, na verdade, a representação do pós-praia. A zona de berma deste perfil é bem representativa sobrepondo os terraços marinhos. O pós-praia é extenso, e tem cerca de 100m, não há registro de urbanização nesse setor. Esse perfil apresentou variações pequenas na morfologia ao longo de todo o perfil, mas entre o mês de Janeiro/2011 e Abril/2011 houve grande aporte de sedimentos em todo o perfil.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil pouco extenso, que atinge em geral 300m. A zona de berma, estirâncio superior e médio apresentam alta inclinação, e partir do estirâncio inferior a inclinação decai até a zona de antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de 5,0°. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou 7,8° de inclinação, o estirâncio médio 4,8° e o estirâncio inferior 2,5° ao longo do período monitorado. Esse é um perfil bem inclinado e, como a zona de berma e o estirâncio superior são elevados, a atuação das ondas na preamar é bastante pronunciada com ondas frontais, que, a princípio, sugere uma praia refletiva.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: A zona de berma apresentou principalmente composta de areia média. A zona de estirâncio variou de areia grossa a areia média. Já na zona de antepraia os sedimentos variaram entre areia média e areia fina. O comportamento da frequência das classes de sedimentos foi unimodal nas áreas de berma e estirâncio, e bimodal e polimodal na zona de antepraia.

Figura 77: Perfil topográfico nº 11 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Estimativa		Inclinação		Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Media	Berm	Est	Ante	
fev/10	100m	3,0	2,5	4,0	3,2	AG	AM	AF	
abr/10	100m	4,0	7,0	1,0	4,0	AM	AM	AM	
jul/10	100m	12,0	6,0	2,0	6,7	AM	AM	AF	
set/10	100m	12,0	3,0	2,0	5,7	AM	AG	AF	
jan/11	100m	6,0	4,0	1,0	3,7	AM	AG	AF	
abr/11	100m	12,0	9,0	4,0	8,3	AM	AG	AM	
set/11	100m	8,0	2,0	3,0	4,3	AM	AM	AF	
nov/11	100m	5,0	5,0	3,0	4,3	AM	AM	AF	
Média >		7,8	4,8	2,5	5,0				

AMS: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino



Visão transversal da área de monitoração do Perfil 11 - Praia do Eólicas. Área de influência do mar e pós-praia sem ocupação. Perfil inclinado e que recebe grande quantidade de material trazido pelo mar.

Ponto 12 (P12): O P12 está localizado na praia da Pedra do Sal (à montante do promontório) e tem RN de amarração com cota no valor de 4,692m (Figura 78). Este perfil foi realizado a partir das edificações das barracas do polo de lazer. A zona de berma deste perfil é bastante inclinada e sofre constantemente a ação das ondas frontais. O pós-praia é extremamente curto, pois já está bastante ocupado. Esse perfil apresentou variações significativas na morfologia principalmente entre Fevereiro/2010 e Setembro/2010, com variação nas zonas de estirâncio superior, inferior e antepraia.

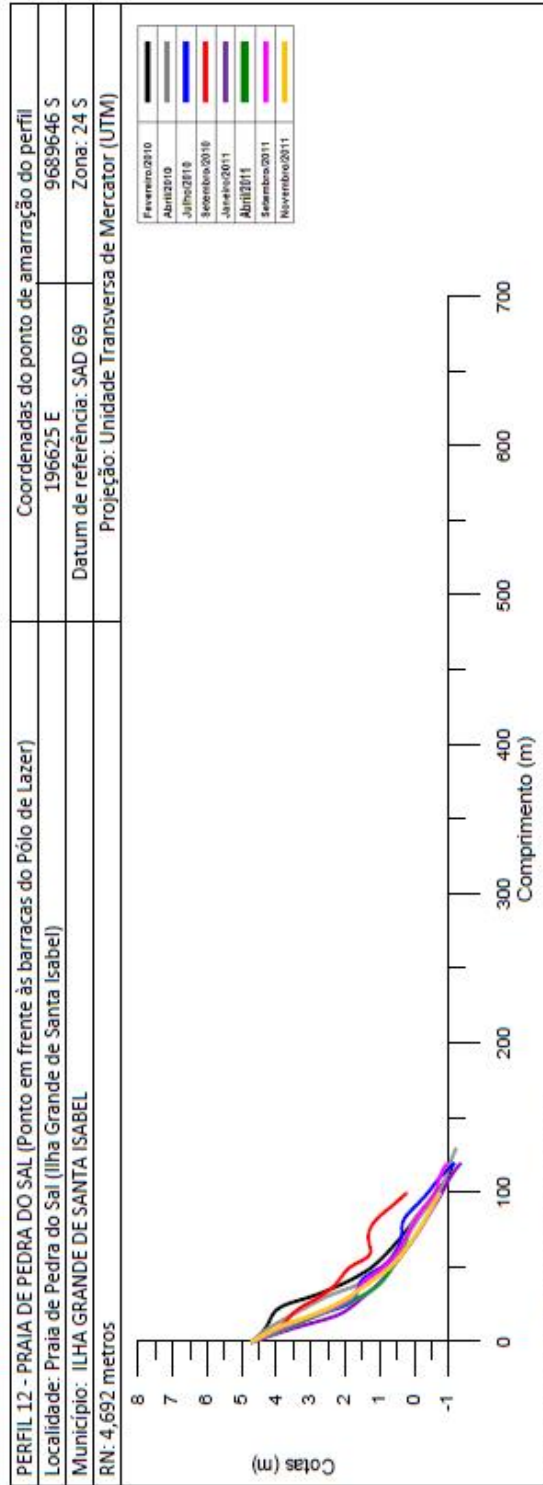
Comprimento e morfologia do perfil: Perfil curto, que atinge em geral 120m. Todo o perfil apresenta elevada inclinação até a zona de antepraia. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de $3,5^\circ$. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou $6,1^\circ$ de inclinação, o estirâncio médio $4,0^\circ$ e o estirâncio inferior $2,3^\circ$ ao longo do período monitorado. Esse é um perfil bem inclinado e, sendo muito influenciados pela presença do promontório que sugere estar passando por processo de isolamento na fórmula de tômbulo (Figura 79).

Figura 79: Isolamento do promontório na célula 5 e o Pólo de Lazer da Praia da Pedra Sal após o farol, em Ilha Grande-PI, 2012.



Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: A zona de berma apresentou principalmente composta de areia média. A zona de estirâncio apresentou-se composta de areia grossa, areia média e areia fina. A zona de antepraia apresentou-se principalmente como areia fina. O comportamento da frequência das classes de sedimentos em geral foi unimodal nas áreas de berma e estirâncio, e bimodal na zona de antepraia.

Figura 78: Perfil topográfico nº 12 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Estimativa		Inclinação		Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Media	Berm	Est	Ante	
fev/10	2m	6,0	4,0	2,5	3,5	AM	AG	AM	
abr/10	2m	10,0	3,0	2,0	4,3	AM	AM	AF	
jul/10	2m	5,0	3,0	5,0	4,3	AM	AF	AF	
set/10	2m	6,0	5,0	2,0	3,3	AM	AF	AF	
jan/11	2m	5,0	4,0	3,0	4,0	AM	AF	AF	
abr/11	2m	6,0	4,0	1,0	2,7	AM	AF	AM	
set/11	2m	5,0	3,0	1,0	2,7	AM	AF	AF	
nov/11	2m	6,0	6,0	2,0	3,0	AM	AF	AF	
Média >		6,1	4,0	2,3	3,5				

AMG: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silte Fino



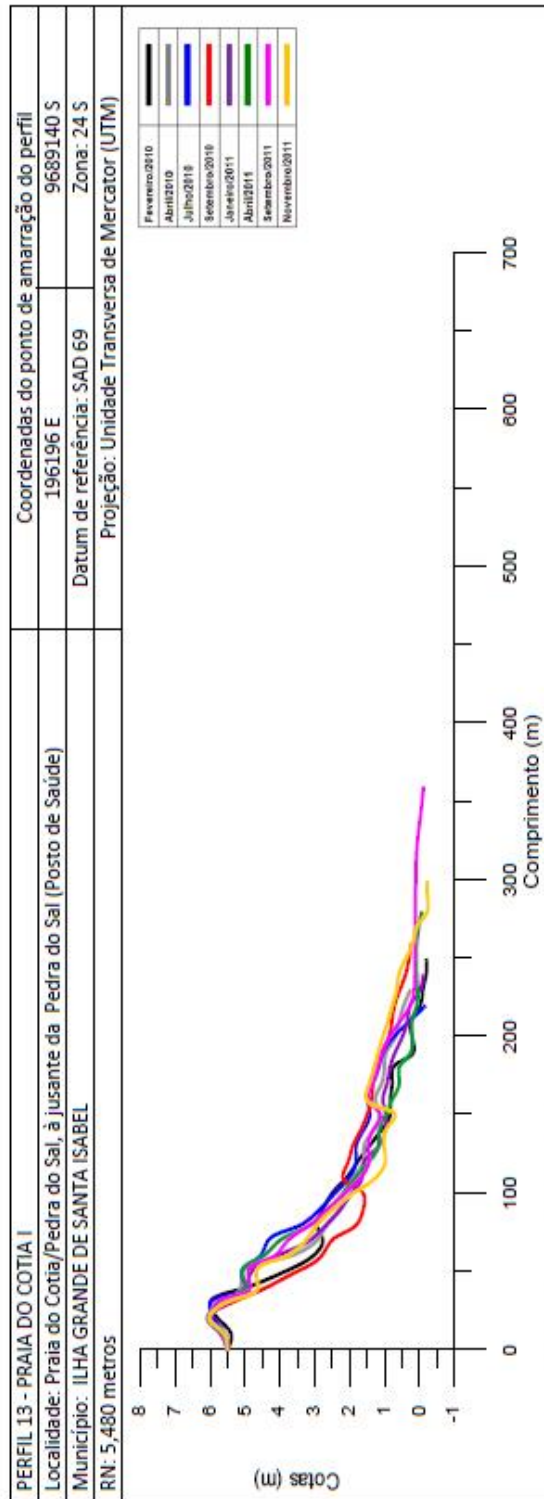
Visão transversal da área de realocação do Perfil 12 - Praia da Pedra do Sal. Perfil estreito e inclinado, com zona de berma e pós-berma ocupados. Grande variação do perfil com destruição das estruturas das barracas de praia pelo erosão.

Ponto 13 (P13): O P13 está localizado na praia do Cotia, logo depois da Pedra do Sal (à jusante do promontório) e tem RN de amarração com cota no valor de 5,480m (Figura 80). Este perfil foi realizado a partir do posto de saúde da localidade de Pedra do Sal. A zona de berma deste perfil é relativamente inclinada. O pós-praia é estreito, e já apresenta formas de ocupação pela comunidade local. Esse perfil apresentou variações significativas na morfologia e ao longo de todo o perfil, praticamente em todos os meses, sendo muito influenciado pela difração de ondas gerada pelo promontório. Foram ainda verificadas cavas e bancos arenosos que estão relacionados à difração, bem como a presença de rochas (que eram a estrutura da via de acesso anterior) que causam alteração nos espraiamento e na ação das ondas. Representando grande risco a banhistas nas preamares.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil de comprimento moderado, que atinge em geral 250m. Todo o perfil apresenta elevada inclinação na zona de berma e estirâncio superior. Já após o estirâncio inferior a inclinação diminui consideravelmente. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de $3,1^\circ$. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou $5,5^\circ$ de inclinação, o estirâncio médio $2,1^\circ$ e o estirâncio inferior $1,8^\circ$ ao longo do período monitorado. Esse é um perfil inclinado e, sendo muito influenciados pela presença do promontório e estruturas de engenharia abandonadas. O isolamento do propmtório da Pedra do Sal deverá gerar grandes mudanças na morfologia local e ainda muitos prejuízos à economia local, bem como transtornos à localidade.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: A zona de berma apresentou principalmente composta de areia média. A zona de estirâncio apresentou-se composta de areia fina na maioria dos meses com alguns episódios de areia média. As zonas de estirâncio e antepraia apresentaram-se predominantemente com areias finas. A frequência das classes de sedimentos em geral foi unimodal.

Figura 80: Perfil topográfico nº 13 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação			Classificação Sedimentos			Histograma
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{inf}	Berm	Est	Ante	
fev/10	20m	6,0	1,0	1,5	2,8	AM	AF	
abr/10	20m	8,0	3,0	1,0	4,0	AF	AF	
jul/10	20m	6,5	4,0	2,0	4,2	AF	AF	
set/10	20m	7,0	3,0	2,0	4,0	AF	AF	
jan/11	20m	4,0	2,0	1,0	2,3	AF	AF	
abr/11	20m	3,0	1,0	2,0	2,0	AF	AF	
set/11	20m	3,0	2,0	2,0	2,3	AM	AF	
nov/11	20m	6,5	1,0	3,0	3,5	AF	AF	
Média >		5,5	2,1	1,8	3,1			

AMS: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Silt Fino



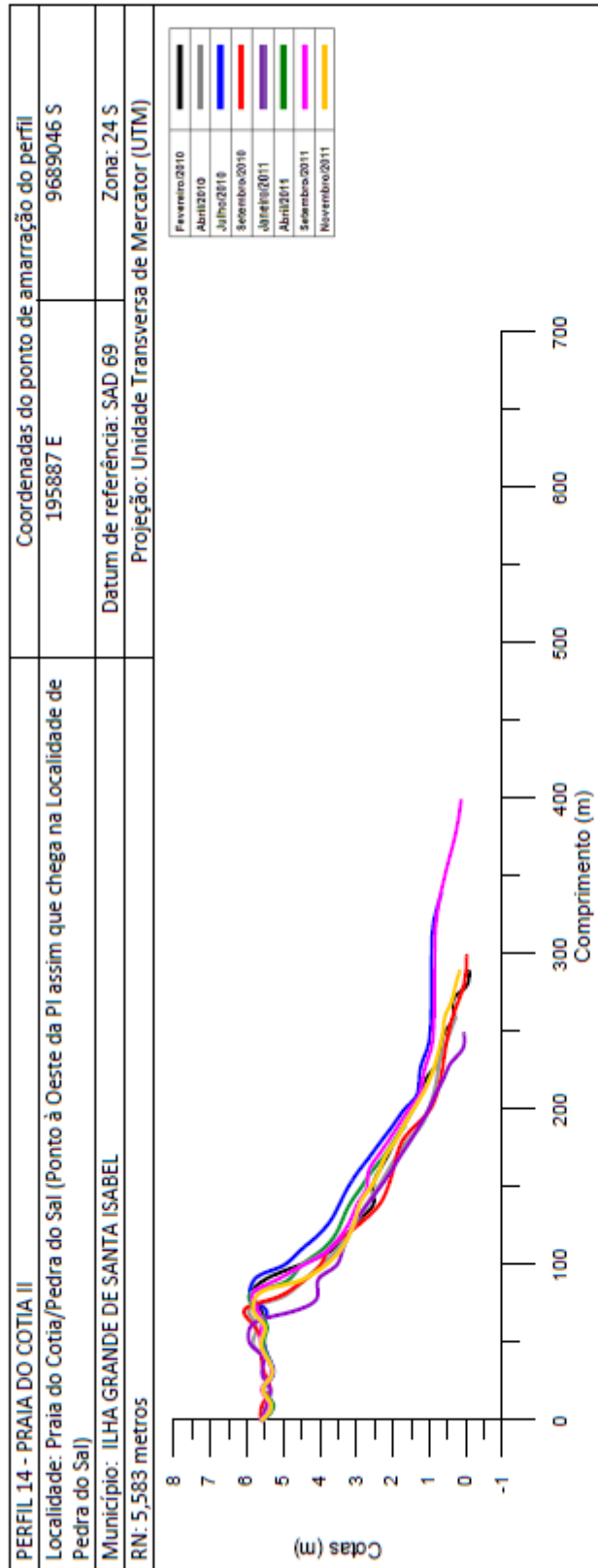
Visão transversal da área de realização do Perfil 13 - Praia do Cotia. Evidência nítida de destruição do traço de acesso pelo recuo gerado pela difusão de ondas na área do perfil, à jusante da pedra do sal.

Ponto 14 (P14): O P14 está localizado na praia do Cotia, logo depois da via de acesso à Pedra do Sal (limite oeste da área de monitoramento). Tem RN de amarração com cota no valor de 5,583m (Figura 81). Este perfil foi realizado a partir das casas de veraneio situadas à oeste na localidade de Pedra do Sal, que ficam no pós-praia (assim o limite da residência foi escolhido como ponto de amarração do RN). Logo, os primeiros 100m do perfil também representa a zona de pós-praia. Este perfil assemelha-se bastante ao P11 (da praia da Eólica), apresentando uma zona de berma bastante inclinada. O pós-praia é largo, e apresenta pouca ocupação. Esse perfil apresentou variações constantes na morfologia ao longo de todo o perfil, com variações significativas entre Julho/2010 e Setembro/2010 e ainda entre Setembro/2011 e Novembro /2011. Ainda são sentidos nesse perfil os efeitos da difração causada pelo promontório da Pedra do Sal, mas poucos são os registros de cavas e bancos arenosos.

Comprimento e morfologia do perfil: Perfil de comprimento moderado, que atinge em geral 300m. Todo o perfil apresenta elevada inclinação na zona de berma e estirâncio superior. A partir do estirâncio inferior a inclinação diminui um pouco. A inclinação média do estirâncio do perfil foi de $4,0^{\circ}$. Se analisada por setores, a zona superior do estirâncio apresentou $7,1^{\circ}$ de inclinação, o estirâncio médio $2,6^{\circ}$ e o estirâncio inferior $2,2^{\circ}$ ao longo do período monitorado. Esse é um perfil inclinado e, que mesmo assim recebe geralmente aporte significativo de sedimentos na zona de antepraia. Algumas vezes o perfil é também alterado pela vazão de um pequeno riacho temporário que pode desaguar na área nos períodos chuvosos, trazendo mudanças no perfil principalmente no estirâncio superior.

Classificação Sedimentologia considerando a classe modal: A zona de berma apresentou principalmente composta de areia fina. A zona de estirâncio apresentou-se composta predominantemente de areia fina com um episódio de areia média no mês setembro/2011. A zona antepraia variou entre areia fina e areia muito fina. A frequência das classes de sedimentos variou entre unimodal a polimodal.

Figura 81: Perfil topográfico nº 14 e variação ao longo dos meses de monitoramento.



Características morfológicas e sedimentológicas:

Meses	Larg. Pós-praia	Inclinação		Classificação Sedimentos				Histograma	
		Est _{sup}	Est _{med}	Est _{gr}	Media	Berm	Est		Ante
fev/10	100m	12,0	2,0	1,5	5,2	AF	AF	AF	
abr/10	100m	7,0	4,0	3,0	4,7	AF	AF	AF	
jul/10	100m	8,0	3,0	2,0	4,3	AF	AF	AF	
set/10	100m	4,0	3,0	3,0	3,3	AF	AF	AMF	
jan/11	100m	4,0	1,0	3,0	2,7	AF	AF	AMF	
abr/11	100m	5,0	3,0	2,0	3,3	AF	AF	AF	
set/11	100m	6,0	4,0	2,0	4,0	AF	AM	AF	
nov/11	100m	11,0	1,0	1,0	4,3	AF	AF	AMF	
	Média >			7,1	2,6	2,2	4,0		

AMG: Areia Muito Grossa; AG: Areia Grossa; AM: Areia Média; AF: Areia Fina; AMF: Areia Muito Fina; S: Silte; SF: Site Fino



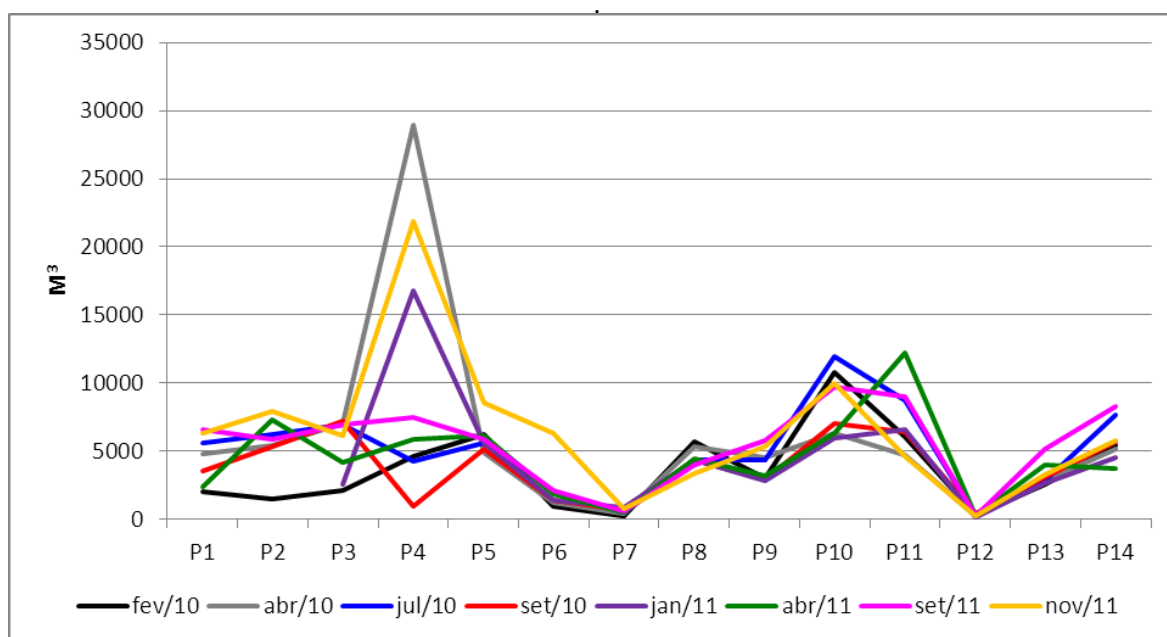
Visão transversal da área de realização do Perfil 14 - Praia do Cotia. Perfil comberma inclinado e bancar na zona submersa.

8.2 A VARIAÇÃO VOLUMÉTRICA DE SEDIMENTOS NA PRAIA.

A variação volumétrica transversal da faixa de praia foi calculada considerando o delineamento de cada perfil, para isto foi considerado como cota inicial o referencial de nível (RN) calculado para cada perfil, geralmente coincidente com a zona de berma dirigindo-se até o antepraia, considerando como limite inferior a última leitura (em distância) que fosse comum aos demais perfis (gerando uma delimitação homogênea para todos os perfis amostrados naquele ponto, de modo a permitir a análise comparativa entre os meses monitorados). Em janeiro de 2011 não foi possível realizar medições no Perfil 2 devido adversidades climáticas.

Observou-se que o volume ao longo do período monitorado de forma bastante diferenciada, apresentando no final do período monitorado um relativo equilíbrio da morfologia do perfil e geralmente com balanço volumétrico positivo. Entretanto, os perfis que apresentaram maior variação em seu volume foram os perfis 4, 10 e 11 (Figura 82).

Figura 82: Variação volumétrica dos perfis de monitoramento.



O Ponto 4 tem dinâmica bastante relacionada ao processo de difração atuante na praia de Barra Grande, que praticamente a cada mês monitorado apresentava uma morfologia diferente. Uma característica relevante nos perfis da planície litorânea do Piauí é que em geral os perfis são compridos (com exceção

das áreas com indicativos de erosão e recuo da linha de costa). Desse modo, mesmo pequenas alterações da morfologia representaram significativos volumes de sedimentos deslocados (Tabela 21)

Tabela 21: Variação volumétrica de sedimentos na faixa de praia considerando os perfis transversais.

Perfis	Volume do perfil ao longo dos meses/anos monitorados (Vol. M ³)							
	fev/10	abr/10	jul/10	set/10	jan/11	abr/11	set/11	nov/11
Perfil 1	2044,8	4831,8	5652,8	3524,6	1407,3	2438,1	6559,4	6316,3
Variação*	---	(+2787,0)	(+820,9)	(-2128,1)	(-2117,3)	(+1030,7)	(+4121,3)	(-243,1)
Perfil 2	1541,5	5446,4	6281,8	5323,2	----	7275,5	5860,6	7901,4
Variação*	---	(+3904,9)	(+835,3)	(-958,5)	---	(+1952,3)	(-1414,9)	(+2040,8)
Perfil 3	2112,7	7037,3	6968,6	7241,8	2579,5	4206,6	6991,6	6173,9
Variação*	---	(+4924,6)	(-68,7)	(+273,1)	(-4662,2)	(+1627,0)	(+2784,9)	(-817,6)
Perfil 4	4588,5	28935,1	4265,6	963,8	16812,6	5892,5	7519,9	21875,4
Variação*	---	(+24346,6)	(-24669,5)	(-3301,8)	(+15848,8)	(-10920,2)	(+1627,4)	(+14355,5)
Perfil 5	6277,3	4874,7	5619,1	5154,6	5599,7	6182,8	5871,4	8528,7
Variação*	---	(-1402,5)	(+744,3)	(-464,5)	(+445,1)	(+583,0)	(-311,3)	(+2657,3)
Perfil 6 (Vol. M ³)	952,3	1260,5	2026,9	1370,5	1392,0	1903,1	2107,8	6316,3
Variação*	---	(+308,1)	(+766,3)	(-656,3)	(+21,5)	(+511,0)	(+204,6)	(+4208,5)
Perfil 7	289,7	471,5	527,9	715,8	919,2	514,7	610,2	825,3
Variação*	---	(+181,8)	(+56,3)	(+187,9)	(+203,4)	(-404,5)	(+95,5)	(+215,1)
Perfil 8	5742,8	5384,5	4378,9	4340,8	4392,5	4468,0	3996,5	3350,8
Variação*	---	(-358,3)	(-1005,5)	(-38,1)	(+51,6)	(+75,4)	(-471,4)	(-645,6)
Perfil 9	3040,9	4563,3	4361,1	2935,9	2819,9	3224,2	5801,3	5311,1
Variação*	---	(+1522,4)	(-202,2)	(-1425,1)	(-115,9)	(+404,2)	(+2577,1)	(-490,2)
Perfil 10	10836,6	6290,3	11996,2	7014,7	5977,7	6366,8	9762,9	10013,5
Variação*	---	(-4546,3)	(+5705,9)	(-4981,5)	(-1036,9)	(+389,0)	(+3396,1)	(+250,6)
Perfil 11	6089,5	4724,2	8715,2	6432,7	6583,4	12190,5	9018,5	4654,9
Variação*	---	(-1365,3)	(+3990,9)	(-2282,5)	(+150,7)	(+5607,0)	(-3171,9)	(-4363,6)
Perfil 12	370,1	269,7	260,4	438,1	154,7	270,4	228,5	230,4
Variação*	---	(-100,4)	(-29,3)	(+177,6)	(-283,4)	(+115,7)	(-41,9)	(+1,9)
Perfil 13	2539,6	2818,0	2872,0	3154,8	2622,4	4001,2	5132,2	3277,4
Variação*	---	(+278,3)	(+53,9)	(+282,8)	(-532,3)	(+1378,7)	(+1131,0)	(-1854,7)
Perfil 14	5399,5	5164,3	7650,7	5721,6	4556,9	3744,4	8322,2	5769,0
Variação*	---	(-235,2)	(+2486,4)	(-1929,0)	(-1164,6)	(-812,5)	(+4577,8)	(-2553,1)

* - Variação calculada considerando a subtração do mês de monitoramento pelo anterior.

Tendo como referência esses valores, observou-se uma média de variação volumétrica para o período de cerca de 4.900m³ de sedimentos deslocados. Sendo que deve haver um incremento desses valores na porção oeste da área que recebe as contribuições da frente deltaica, sendo já facilmente percebida pela acresção da ordem de 700metros nas últimas três décadas.

9 - MORFODINAMICA DAS PRAIAS DO LITORAL DO PIAUI

O comportamento morfodinâmico das praias do litoral piauiense, como em qualquer outra praia, está diretamente influenciado pela atuação das ondas, marés e correntes costeiras. Isso porque é a ação conjunta desses processos é que é responsável pela mobilização dos sedimentos das praias e a distribuição ao longo da costa como tem sido exposto.

Associando-se os dados da dinâmica marinha no ambiente costeiro e da sedimentometria foi possível aplicar e comparar diferentes modelos de classificação morfodinâmica para as praias da área com vistas à identificar os parâmetros mais indicados para a classificação região. Utilizou-se como parâmetros para a análise e classificação morfodinâmica os seguintes: a). O parâmetro Ômega (Ω) associado ao RTR (Relative Tide Range Parameter); b). O parâmetro de medida de arrebatamento (ϵ) ou parâmetro dimensionador do surfe ou *surf scaling parameter*; c). O índice da praia (BI); d.) O parâmetro Ômega; e). O parâmetro delta (Δ) e utilizou-se ainda de parâmetros de classificação usados pela escola americana (tipo de quebra da onda, nível de energia, incidência, tipo de corrente, inclinação da praia, morfologia do perfil, granulometria e atividade eólica).

Inicialmente fez a classificação das praias considerando a intensidade de energia atuante em relação ao ataque das ondas e morfologia da costa conforme Masselink & Turner (1993) havendo um predomínio de praias de energia relativa mista, seguida por praias de alta energia (Tabela 22).

Tabela 22: Classificação das praias e células de monitoramento no litoral do Piauí, quanto à energia.

Células (localização)	Perfis	Tipo de praia em relação à configuração da costa e exposição da praia (Masselink & Turner, 1993)	Tipo de praia em relação ao tipo de energia e comportamento (Short, 1991)
1 – Cajueiro da Praia	1 - Praia do Mangue	baixa energia relativa	Grupo 2
	2 - Praia da Sede	baixa energia relativa	Grupo 2
2 – Barra Grande	3 - Hotel Novo Kite	energia relativa mista	Grupo 3
	4 - Barraca da Ostra	energia relativa mista	Grupo 3
3 – Coqueiro	5 - Barraca da Praia	energia relativa mista	Grupo 3
	6 - Barraca do Pife	energia relativa mista	Grupo 3
	7 – Rua Beco 3	energia relativa mista	Grupo 3
4 – Atalaia	8 - Barraca Carlitus	alta energia relativa	Grupo 1
	9 - Barraca 70	alta energia relativa	Grupo 1
	10 - Barraca da Hilda	alta energia relativa	Grupo 1
5 – Ilha Grande de Santa Isabel	11 - Usina eólica	alta energia relativa	Grupo 1
	12 - Pedra do Sal	alta energia relativa	Grupo 1
	13 - Praia do Cotia I	energia relativa mista	Grupo 3
	14 - Praia do Cotia II	energia relativa mista	Grupo 3

Grupo 1 - praias de alta energia, ondas altas, declive plano e uniforme; Grupo 2 - praias de baixa energia, ondas moderadas e múltiplas barras; Grupo 3 - praias de energia mista, ondas baixas e transição entre praias e planícies de maré.

As praias classificadas de energia relativa mista são representadas por praias de energia mista, com ondas baixas e transição entre praias e planícies de maré, havendo presença de bancos até múltiplos bancos. Tais praias se encontram, ora abrigadas em função da presença dos recifes e, ora expostas (na preamar) às ações diretas das ondas. Assim as partes altas do perfil tem alta declividade, e sem seguida tornam-se planas, apresentando frequentemente ondulações de areia (*ripple marks*). Estas comportam-se bastante refletivas na preamar e dissipativas em baixamar, muitas vezes com características transicionais para planícies de marés. Essas praias estão geralmente próximas a sistemas que alteram (de forma modesta) o clima de ondas principalmente em baixamar, através da presença de bancos submersos.

Entretanto, na preamar é comum todas as praias dominadas por mesomarés se comportar com padrão refletivo (CALLIARI, et al. 2003), pois os bancos e recifes ficam muitas vezes abaixo do nível do mar (nas preamares), pelo fato de haver elevação que pode chegar a ordem de 3,6 metros nas marés de sizígia. Logo as ondas da região apresentam em geral comprimento que chega ao máximo a 5 metros. Assim a ação dessas ondas em preamar é, muitas vezes, pouco sentida pelo fundo, atingindo a face praial de forma mais efetiva.

As praias de baixa energia desse litoral também apresentaram características refletivas durante a preamar. Mas em geral na baixamar, ou até períodos médios da maré vazante e enchente nota-se a presença de terraços de baixamar de baixa altimetria. A ação das ondas nessas praias é rara, pois são em geral bastante protegidas pelos bancos longitudinais ou refices impedindo a ação efetiva das ondas. Na área de estudo comportaram-se assim no P1 e P2, praia do Mangue (protegida pela desembocadura do rio Timonha) e praia da sede de Cajueiro da Praia, respectivamente.

As praias de alta energia, que se encontram expostas diretamente a ação das ondas (Atalaia, Usina Eólica e à montante da Pedra do Sal) apresentaram perfis de gradiente relativamente íngreme sem presença de bancos ou ondulações.

Considerando essa classificação, e atentando para o fato de que a intensidade de energia atuantes nas praias influencia diretamente no comportamento morfodinâmico, as classificação morfodinâmica a ser realizada optou por agrupar os perfis em células, sendo escolhido apenas um perfil para aplicação dos parâmetros morfodinâmicos. Entretanto, somente a célula 5 foi subdividida em duas (5a e 5b) por ter apresentado energia diferenciada dentro da mesma célula.

Considerando o **parâmetro ômega (Ω)**, o estagio morfodinâmico das praias pode ser caracterizado por seis estágios morfológicos, associados aos diferentes regimes de ondas e marés, possuindo dois estágios extremos – Dissipativos (D) e Reflectivos (R) - e quatro intermediários - Terraço de baixa-mar (TBM), Barra transversal (BT), Barra e praia em cúspide (BPC), Barra e calha longitudinal (BCL), de acordo com Short (1996) e Muehe (2001). De acordo com Short (1982) nos ambientes de meso e macromarés os estágios morfodinâmicos e a mobilidade da praia são alterados em função da variação da maré. Assim Masselink (1993) relacionou tais alterações ao deslocamento do equilíbrio do perfil ao passo que há mudança na altura da maré e altura das ondas. Logo, como não se trata de praias de micromarés (onde seria indicado somente o uso do ômega) foi preciso avaliar ainda a influencia da maré na morfodinâmica das praias por meio do cálculo do RTR.

Aplicando o parâmetro ômega verificou-se que as células 1, 2, 4, 5a e 5b apresentaram comportamento intermediário, geralmente com variação gradativa para os estágios dissipativo e refletivo (Tabela 23). Porém a célula 3 apresentou grande variação indo desde um estagio Refletivo ao outro extremo (Dissipativo), denotando a inconsistência do uso apenas do parâmetro ômega. Como na área de estudo não se trata de praias de micromarés (onde seria indicado o uso do ômega) e sim mesomarés, foi preciso avaliar ainda a influencia da maré na morfodinâmica das praias por meio do cálculo do RTR (Relative Tide Range Parameter).

Ao avaliar a influencia da maré na morfodinâmica das praias por meio do cálculo do RTR verificou-se que todos os perfis em todos os meses apresentaram valores de RTR variando entre 2,5 e 6,8 (Tabela 24). Assim, observando as classificações pelo parâmetro ômega e a o RTR verifica-se que as praias das células 2 e 3 não seriam adequadamente classificadas se fosse utilizado apenas o parâmetro ômega como referência, visto que elas se apresentaram intermediárias com tendência a estado refletivo ou propriamente refletivas. Já as outras células (que tiveram comportamento intermediário) tiveram classificação mais coerente quando agregado o valor do RTR. Desse modo, as praias do litoral do Piauí apresentaram elevados valores para ômega e RTR variando de 2,5 a 6,8.

As praias com $RTR < 3$ podem se comportar correspondentemente aos três tipos de praia de micromarés (interpretadas aqui como praias mistas), desse modo seria possível utilizar apenas o parâmetro ômega, modelo proposto por Short & Masselink (Figura 83). Mas isso só ocorreu na praia de Coqueiro nos pontos P5 e P6 (em Novembro/2011), entretanto não se trata de uma predominância desse tipo de estado nessas praias. Para $3 < RTR < 7$, que representa a predominância das praias do litoral do Piauí, é preciso ainda verificar a classificação desta em termos de energia atuante, considerando a configuração da costa (Figura 84).

Tabela 23: Classificação para as praias do litoral do Piauí, quanto ao parâmetro ômega (Ω).

	Meses	Hb (m)	T (s)	Mz (phi)	Mz (mm)	Ws mm/s	WS (m/s)	WS.T	Ômega	Classificação
Célula 1	Fev/10	0,65	8,50	3,455	0,912	25,8	0,0258	0,2193	2,963976	(BT)
	Abr/10	0,71	8,10	3,838	0,069	25,8	0,0258	0,20898	3,397454	(BT)
	Jul/10	0,66	6,90	3,052	0,12	25,8	0,0258	0,17802	3,707449	(BPC)
	Set/10	1,00	7,00	2,729	0,15	25,8	0,0258	0,1806	5,537099	(D)
	Jan/11	0,72	8,30	2,965	0,128	25,8	0,0258	0,21414	3,362286	(BT)
	Abr/11	0,65	7,50	1,855	0,276	25,8	0,0258	0,1935	3,359173	(BT)
	Set/11	0,80	5,90	2,326	0,199	25,8	0,0258	0,15222	5,255551	(BCL)
	Nov/11	0,95	8,50	2,496	0,177	25,8	0,0258	0,2193	4,331965	(BPC)
Célula 2	Fev/10	0,70	10,90	2,014	0,247	25,8	0,0258	0,28122	2,489154	(TBM)
	Abr/10	0,55	9,90	-1,498	2,823	79,7	0,0797	0,78903	0,697058	(R)
	Jul/10	0,62	7,00	0,829	0,563	79,7	0,0797	0,5579	1,11131	(R)
	Set/10	0,95	7,20	0,71	0,611	79,7	0,0797	0,57384	1,655514	(TBM)
	Jan/11	0,60	8,60	-0,587	1,501	79,7	0,0797	0,68542	0,875376	(R)
	Abr/11	0,65	6,90	-0,835	1,783	79,7	0,0797	0,54993	1,181969	(R)
	Set/11	0,86	7,90	-0,789	1,728	79,7	0,0797	0,62963	1,365882	(R)
	Nov/11	0,90	4,40	0,127	0,915	79,7	0,0797	0,35068	2,566442	(BT)
Célula 3	Fev/10	0,72	9,30	0,412	0,751	79,7	0,0797	0,74121	0,971385	(R)
	Abr/10	0,68	7,60	3,098	0,116	25,8	0,0258	0,19608	3,467972	(TBM)
	Jul/10	0,65	8,30	3,235	0,106	25,8	0,0258	0,21414	3,035397	(TBM)
	Set/10	0,95	6,60	2,128	0,228	25,8	0,0258	0,17028	5,579046	(D)
	Jan/11	0,55	6,70	1,133	0,455	25,8	0,0258	0,17286	3,181766	(BT)
	Abr/11	0,78	7,20	1,733	0,3	25,8	0,0258	0,18576	4,198966	(BPC)
	Set/11	0,90	7,10	3,407	0,094	25,8	0,0258	0,18318	4,9132	(BCL)
	Nov/11	0,99	7,30	3,03	0,122	25,8	0,0258	0,18834	5,256451	(BCL)
Célula 4	Fev/10	0,66	9,30	3,127	0,114	25,8	0,0258	0,23994	2,750688	(BT)
	Abr/10	0,73	9,10	3,083	0,118	25,8	0,0258	0,23478	3,109294	(BT)
	Jul/10	0,66	8,00	3,137	0,113	25,8	0,0258	0,2064	3,197674	(BT)
	Set/10	0,76	8,30	3,25	0,105	25,8	0,0258	0,21414	3,54908	(BPC)
	Jan/11	0,68	6,90	3,328	0,099	25,8	0,0258	0,17802	3,819796	(BPC)
	Abr/11	0,65	7,50	2,744	0,149	25,8	0,0258	0,1935	3,359173	(BT)
	Set/11	0,80	8,90	3,244	0,105	25,8	0,0258	0,22962	3,484017	(BT)
	Nov/11	0,85	7,20	3,246	0,105	25,8	0,0258	0,18576	4,575797	(BPC)
Célula 5a	Fev/10	0,66	9,90	1,703	0,307	25,8	0,0258	0,25542	2,583979	(BT)
	Abr/10	0,66	10,00	2,186	0,219	25,8	0,0258	0,258	2,55814	(BT)
	Jul/10	0,73	7,80	2,211	0,215	25,8	0,0258	0,20124	3,627509	(BPC)
	Set/10	0,96	6,70	2,337	0,197	25,8	0,0258	0,17286	5,553627	(D)
	Jan/11	0,69	8,20	2,548	0,171	25,8	0,0258	0,21156	3,261486	(BT)
	Abr/11	0,69	8,70	1,232	0,425	25,8	0,0258	0,22446	3,074044	(BT)
	Set/11	0,91	6,60	2,226	0,213	25,8	0,0258	0,17028	5,344139	(BCL)
	Nov/11	0,95	6,20	2,282	0,205	25,8	0,0258	0,15996	5,938985	(D)
Célula 5b	Fev/10	0,60	10,80	2,483	0,178	25,8	0,0258	0,27864	2,153316	(TBM)
	Abr/10	0,60	12,40	2,892	0,134	25,8	0,0258	0,31992	1,875469	(TBM)
	Jul/10	0,55	7,10	2,677	0,156	25,8	0,0258	0,18318	3,002511	(BT)
	Set/10	1,10	7,80	2,648	0,159	25,8	0,0258	0,20124	5,46611	(BCL)
	Jan/11	0,60	9,80	2,621	0,162	25,8	0,0258	0,25284	2,373042	(TBM)
	Abr/11	0,63	7,80	2,785	0,145	25,8	0,0258	0,20124	3,13059	(BT)
	Set/11	0,95	6,90	2,474	0,179	25,8	0,0258	0,17802	5,336479	(BCL)
	Nov/11	1,00	7,30	2,559	0,169	25,8	0,0258	0,18834	5,309547	(BCL)
Legenda:										
	(R) - Refletiva				(BT) - Bancos e praia transversal					(BCL) - Banco e calha longitudinal
	(TBM) - Terraço de baixa-mar				(BPC) - Barra e praia de cuspide					(D) - Dissipativa

Tabela 24: Valores de RTR para as praias do litoral do Piauí.

Anos	2010				2011				2012	
	Fev.	Abr.	Jul.	Set.	Jan.	Abr.	Set.	Nov.	Mar.	Jul.
01	6,4	5,1	5,5	5,0	5,3	6,5	5,2	4,1	5,2	4,1
02	5,2	4,2	4,8	3,5	4,4	5,2	4,3	3,3	6,1	3,9
03	4,7	4,3	4,5	3,5	4,8	4,5	3,5	3,1	6,1	4,0
04	4,9	5,5	5,2	3,7	5,3	5,2	4,0	3,4	5,7	4,2
05	4,9	4,2	4,6	3,8	4,9	5,6	3,8	2,7	5,0	4,3
06	4,7	3,9	4,6	3,3	5,3	5,3	3,5	2,5	5,2	4,5
07	4,7	4,4	4,9	3,7	5,8	4,4	3,8	3,1	6,2	4,1
08	4,7	4,8	4,2	4,0	4,5	4,9	3,9	3,2	4,8	4,1
09	5,2	4,1	4,8	4,6	4,7	5,2	4,3	3,6	4,9	4,1
10	5,7	4,3	4,1	3,7	5,8	5,2	4,0	3,6	5,2	4,4
11	6,8	4,6	4,0	4,0	5,3	4,0	4,5	3,4	6,8	4,4
12	5,2	4,5	4,4	3,6	4,6	4,9	3,7	3,3	5,7	3,7
13	5,7	5,0	5,8	3,2	5,3	5,4	3,6	3,1	5,7	3,6
14	5,2	5,0	5,3	3,7	4,9	5,2	4,0	3,3	6,2	3,4

Figura 83: Modelo proposto por Short & Masselink (1993) para classificação morfodinâmica dos estados praias considerando a integração do parâmetro ômega (Ω) e RTR.

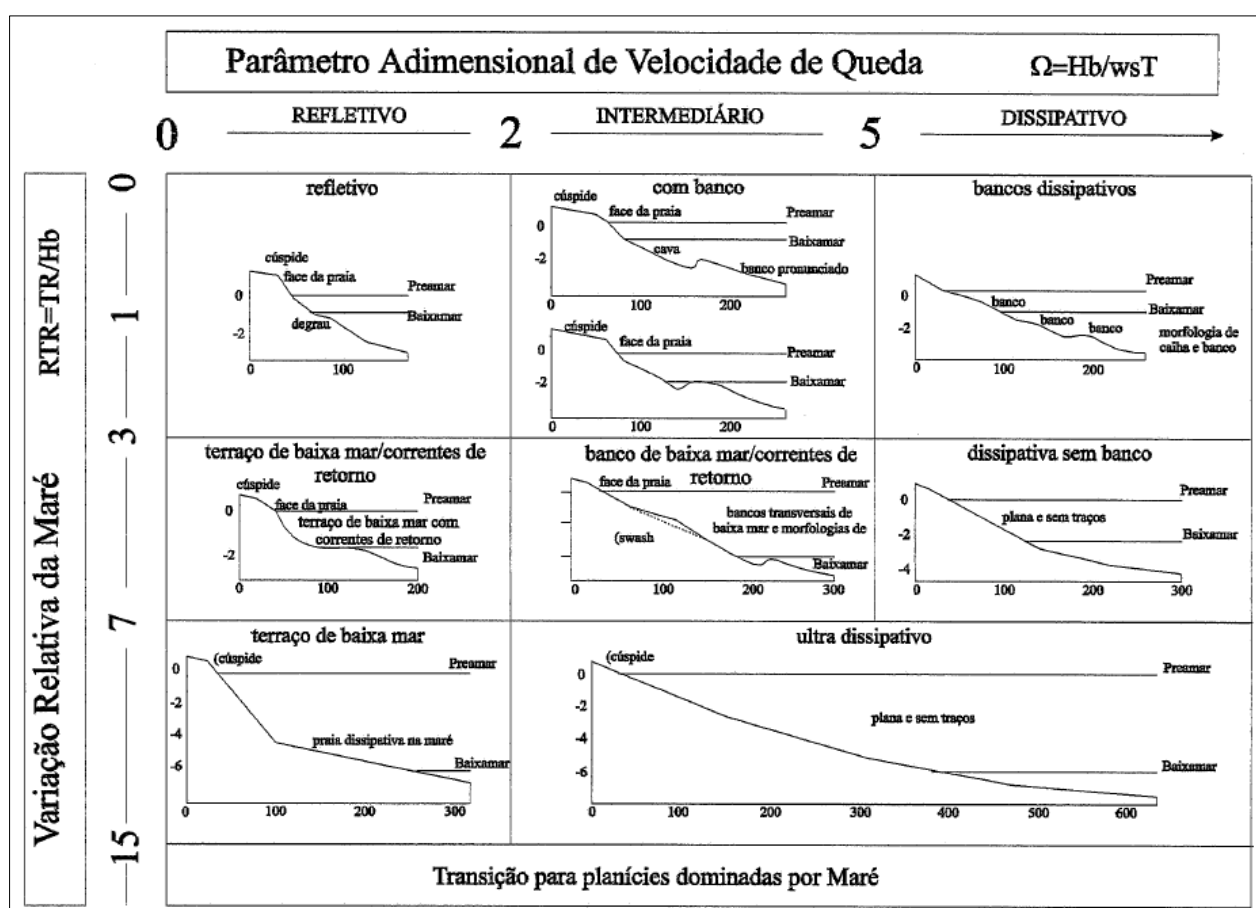
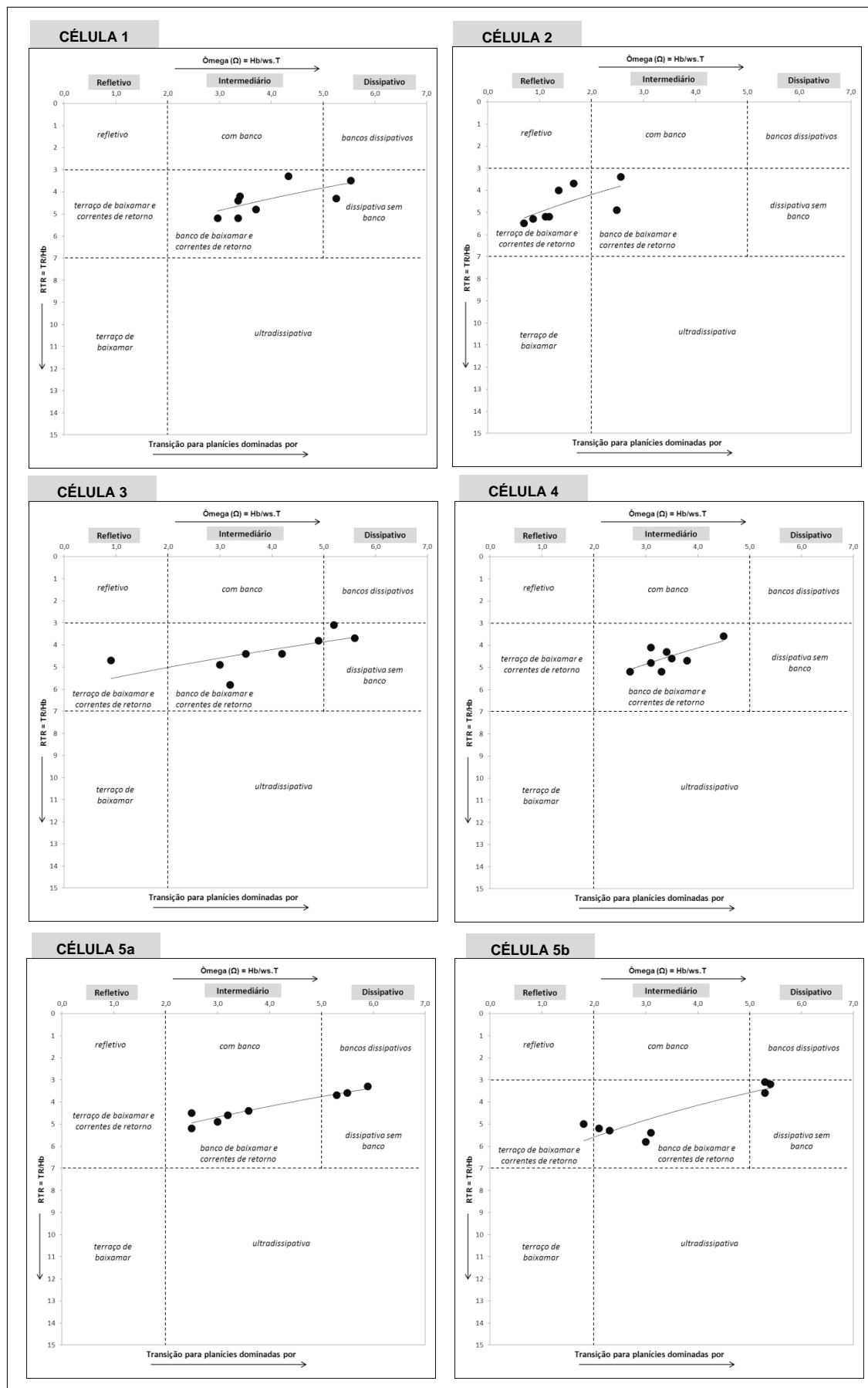


Figura 84: Representação gráfica da variação dos valores agrupados de Ω e RTR para as praias do litoral do Piauí e sua classificação segundo modelo proposto por Short & Masselink (1993).



O **parâmetro de medida de arrebenção (ϵ)** foi utilizado com a finalidade de se perceber se a relação da frequência das ondas incidentes e a declividade da praia na são bons parâmetros para a classificação morfodinâmica.

Os resultados mostram valores do parâmetro dimensionador do surfe bastante elevados (Tabela 25) indicando predominantemente praias de comportamento ultradissipativo nas células 1, 2, 4 e 5b. Já as células 3 variou de refletiva a dissipativa, mas com predominância de estágios intermediários. A célula 5^a, por sua vez, variou de dissipativa a intermediária, mas mantendo também a predominância de comportamento intermediário.





Verifica-se que a amplitude e o período de ondas, no caso das praias do litoral do Piauí, sofrem muitas alterações em função da configuração da costa e feições dispostas paralelamente a esta, influenciado bastante na classificação pelo parâmetro dimensionador do surfe. Em algumas das praias as ondas em período de baixamar não influenciam tanto a morfologia da praia, pois elas nem chegam a atingi-la, arrebetando costa-afora em função da presença de obstáculos (bancos e recifes). Assim tal classificação não distingue adequadamente as praias intermediárias com tendência dissipativa.

Constatou-se que tal classificação integra em um único grupo praias de comportamentos bastante distintos (se for utilizado o RTR e o Ω integrados). Pode-se citar como exemplo, as praias da célula 1, que foram caracterizadas por serem intermediárias com bancos de baixamar e as praias da célula 2, que foram classificadas como refletivas com terraço de baixamar. Percebe-se claramente que estas são praias bastante diferenciadas onde na primeira célula o perfil é bem mais plano que o perfil da célula 2 (Figura 85). A própria sedimentometria delas é diferenciada (sendo a primeira composta de sedimentos muito finos e a segunda com sedimentos médios e grossos). Existe, entretanto, uma similaridade nas zonas inferiores do perfil, que apresentam inclinação bem baixa.

Figura 85: Distinção evidente entre praia na célula 1 e célula 2 classificadas em um único grupo no parâmetro de medida de arrebenção (ϵ): Foto A: Praia de Cajueiro da Praia (Célula 1); Foto B: Praia de Barra Grande (Célula 2)



Tabela 25: Classificação para as praias do litoral do Piauí, quanto ao parâmetro de medida de arrebatção (ϵ).

CÉLULA 1	Meses	Hb (m)	a_b	T (s)	π	σ	g (m/s)	$\tan\beta$	ϵ	Classificação	
	Fev/10	0,65	0,33	8,50	3,14	0,74	9,81	0,02	57,78	UD	
Abr/10	0,71	0,36	8,10	3,14	0,78	9,81	0,01	340,23	UD		
Jul/10	0,66	0,33	6,90	3,14	0,91	9,81	0,01	435,84	UD		
Set/10	1,00	0,50	7,00	3,14	0,90	9,81	0,01	506,97	UD		
Abr/11	0,65	0,33	7,50	3,14	0,84	9,81	0,01	645,87	UD		
Set/11	0,80	0,40	5,90	3,14	1,06	9,81	0,01	722,55	UD		
Nov/11	0,95	0,48	8,50	3,14	0,74	9,81	0,01	734,93	UD		
Obs.: em Janeiro/2011 não foram realizadas algumas medições na célula 1											
CÉLULA 2	Meses	Hb (m)	a_b	T (s)	π	σ	g (m/s)	$\tan\beta$	ϵ	Classificação	
	Fev/10	0,70	0,35	10,90	3,14	0,58	9,81	0,02	44,08	UD	
	Abr/10	0,55	0,28	9,90	3,14	0,63	9,81	0,01	112,92	UD	
	Jul/10	0,62	0,31	7,00	3,14	0,90	9,81	0,02	63,65	UD	
	Set/10	0,95	0,48	7,20	3,14	0,87	9,81	0,02	163,88	UD	
	Jan/11	0,60	0,30	8,60	3,14	0,73	9,81	0,01	96,59	UD	
	Abr/11	0,65	0,33	6,90	3,14	0,91	9,81	0,01	140,16	UD	
	Set/11	0,86	0,43	7,90	3,14	0,80	9,81	0,01	164,07	UD	
	Nov/11	0,90	0,45	4,40	3,14	1,43	9,81	0,01	649,58	UD	
CÉLULA 3	Meses	Hb (m)	a_b	T (s)	π	σ	g (m/s)	$\tan\beta$	ϵ	Classificação	
	Fev/10	0,72	0,36	9,30	3,14	0,68	9,81	0,09	2,16	(R)	
	Abr/10	0,68	0,34	7,60	3,14	0,83	9,81	0,05	10,72	(I)	
	Jul/10	0,65	0,33	8,30	3,14	0,76	9,81	0,05	7,30	(I)	
	Set/10	0,95	0,48	6,60	3,14	0,95	9,81	0,05	16,87	(I)	
	Jan/11	0,55	0,28	6,70	3,14	0,94	9,81	0,05	11,16	(I)	
	Abr/11	0,78	0,39	7,20	3,14	0,87	9,81	0,06	10,01	(I)	
	Set/11	0,90	0,45	7,10	3,14	0,88	9,81	0,04	21,37	(D)	
	Nov/11	0,99	0,50	7,30	3,14	0,86	9,81	0,03	32,34	(D)	
CÉLULA 4	Meses	Hb (m)	a_b	T (s)	π	σ	g (m/s)	$\tan\beta$	ϵ	Classificação	
	Fev/10	0,66	0,33	9,30	3,14	0,68	9,81	0,02	68,24	(UD)	
	Abr/10	0,73	0,37	9,10	3,14	0,69	9,81	0,01	104,96	(UD)	
	Jul/10	0,66	0,33	8,00	3,14	0,79	9,81	0,01	105,87	(UD)	
	Set/10	0,76	0,38	8,30	3,14	0,76	9,81	0,02	98,66	(UD)	
	Jan/11	0,68	0,34	6,90	3,14	0,91	9,81	0,02	127,73	(UD)	
	Abr/11	0,65	0,33	7,50	3,14	0,84	9,81	0,02	103,34	(UD)	
	Set/11	0,80	0,40	8,90	3,14	0,71	9,81	0,01	141,13	(UD)	
	Nov/11	0,85	0,43	7,20	3,14	0,87	9,81	0,01	229,11	(UD)	
CÉLULA 5a	Meses	Hb (m)	a_b	T (s)	π	σ	g (m/s)	$\tan\beta$	ϵ	Classificação	
	Fev/10	0,66	0,33	9,90	3,14	0,63	9,81	0,04	8,91	(I)	
	Abr/10	0,66	0,37	10,00	3,14	0,63	9,81	0,04	11,33	(I)	
	Jul/10	0,73	0,48	7,80	3,14	0,81	9,81	0,04	20,87	(D)	
	Set/10	0,96	0,35	6,70	3,14	0,94	9,81	0,05	14,62	(I)	
	Jan/11	0,69	0,35	8,20	3,14	0,77	9,81	0,04	13,58	(I)	
	Abr/11	0,69	0,46	8,70	3,14	0,72	9,81	0,05	11,43	(I)	
	Set/11	0,91	0,48	6,60	3,14	0,95	9,81	0,04	28,85	(D)	
	Nov/11	0,95	0,48	6,20	3,14	1,01	9,81	0,05	23,50	(D)	
CÉLULA 5b	Meses	Hb (m)	a_b	T (s)	π	σ	g (m/s)	$\tan\beta$	ϵ	Classificação	
	Fev/10	0,60	0,30	10,80	3,14	0,58	9,81	0,02	23,47	(D)	
	Abr/10	0,60	0,28	12,40	3,14	0,51	9,81	0,02	13,61	(I)	
	Jul/10	0,55	0,55	7,10	3,14	0,88	9,81	0,02	76,23	(UD)	
	Set/10	1,10	0,30	7,80	3,14	0,81	9,81	0,02	45,00	(UD)	
	Jan/11	0,60	0,32	9,80	3,14	0,64	9,81	0,02	27,27	(D)	
	Abr/11	0,63	0,48	7,80	3,14	0,81	9,81	0,02	87,03	(UD)	
	Set/11	0,95	0,50	6,90	3,14	0,91	9,81	0,02	187,84	(UD)	
	Nov/11	1,00	0,50	7,30	3,14	0,86	9,81	0,02	116,54	(UD)	
Legenda:											
			(R) - Refletiva						(D)- Dissipativa		
			(I) - Intermediária						(UD) - Ultradissipativa		

O parâmetro **Índice da praia (BI)** relaciona por meio de uma função logarítmica a declividade do perfil o tamanho médio dos sedimentos e a variação da amplitude da maré de sizígia. O diâmetro do sedimento reflete a topografia de fundo, logo as células onde os sedimentos apresentaram-se com maiores valores de ϕ e baixa declividade comportaram-se como praias dissipativas ou com tendências a este estágio. As células as quais os sedimentos apresentaram valores de ϕ negativos muito baixos representam praias refletivas (Tabela 26).

Percebe-se que, a declividade e a tipologia de sedimentos definem e alteram a energia de dissipação das ondas e a turbulência gerada por estas. Morais (1996) destaca que o tamanho dos grãos dos sedimentos influencia no perfil da praia, havendo relação entre o gradiente e a granulometria. Assim, as praias constituídas de sedimentos finos apresentam gradiente suave com tendência a horizontalidade. Dias & Rocha-Barreira (2011) também afirma ao aplicar vários parâmetros morfodinâmicos em praia arenosa do Ceará, que a baixa intensidade e variabilidade das ondas são observadas quando há também uma baixa variabilidade nos valores da assimetria dos sedimentos do perfil. Em outras palavras afirma que perfis mais brandos (suaves) as ondas são impedidas de descarregar sua energia diretamente na face de praia, influenciando continuamente a própria declividade do perfil, e vice-versa.

A relação entre os sedimentos e o gradiente de praia está, segundo Morais (1996), na taxa de percolação associada a variação na granulometria grosseira. A taxa de percolação é a razão com que a água escorre e será maior para granulometria grosseira e conseqüentemente a medida que a água se espalha para a parte superior de uma praia de sedimentos grossos uma proporção considerável de água é perdida no fluxo superficial por percolação. Pelo contrário em praias de sedimentos finos a percolação é mais baixa e a razão entre o movimento em direção a praia e em direção ao mar é mais igual. A força de gravidade neste caso age puxando os sedimentos em direção ao mar resultando em erosão nas partes superiores do perfil das praias. Causando em geral as barras longitudinais e um decréscimo no gradiente da praia.

A importância da seleção e do diâmetro médio é controlar a percolação. Coeficiente de seleção pobre resulta em pouca percolação e perfil mais abrupto quando comparados com sedimentos bem selecionados do mesmo diâmetro médio. Verificando as amostras da antepraia analisadas verifica-se que há predominância de sedimentos variando de moderada a muito bem selecionados nas praias das células 1, 2, 4 e 5b (Tabela 27 e 28), o que corrobora para as classificações morfodinâmicas realizadas.

Tabela 26: Classificação para as praias do litoral do Piauí, quanto ao parâmetro Índice da Praia (BI).

CÉLULA 1	Meses	Md _{sand} (em Phi)	Md _{sand} (em Phi) + 1	TR (Metros)	tanβ	Mdsand + 1 x TR/tanβ	BI	Classificação
		Fev/10	3,46	4,46	3,46	0,02	869,61	2,94
	Abr/10	3,84	4,84	3,00	0,01	1814,25	3,26	(D)
	Jul/10	3,05	4,05	3,20	0,01	1620,80	3,21	(D)
	Set/10	2,73	3,73	3,50	0,01	1450,17	3,16	(D)
	Abr/11	1,86	2,86	3,40	0,01	1617,83	3,21	(D)
	Set/11	2,33	3,33	3,40	0,01	1413,55	3,15	(D)
	Nov/11	2,50	3,50	3,10	0,01	1806,27	3,26	(D)
Obs.: em Janeiro /2011 não foi realizada medição na célula 1								
CÉLULA 2	Meses	Md _{sand} (em Phi)	Md _{sand} (em Phi) + 1	TR (Metros)	tanβ	Mdsand + 1 x TR/tanβ	BI	Classificação
		Fev/10	2,01	3,01	3,46	0,02	634,96	2,80
	Abr/10	-0,99	0,01	3,00	0,01	3,00	0,48	(R)
	Jul/10	0,83	1,83	3,20	0,02	292,64	2,47	(I)
	Set/10	0,71	1,71	3,50	0,02	399,00	2,60	(I)
	Jan/11	-0,59	0,41	3,20	0,01	101,66	2,01	(I)
	Abr/11	-0,84	0,17	3,40	0,01	40,07	1,60	(I)
	Set/11	-0,79	0,21	3,40	0,01	55,18	1,74	(I)
	Nov/11	0,13	1,13	3,10	0,01	291,14	2,46	(I)
CÉLULA 3	Meses	Md _{sand} (em Phi)	Md _{sand} (em Phi) + 1	TR (Metros)	tanβ	Mdsand + 1 x TR/tanβ	BI	Classificação
		Fev/10	0,41	1,41	3,46	0,09	55,44	1,74
	Abr/10	3,10	4,10	3,00	0,05	261,57	2,42	(I)
	Jul/10	3,24	4,24	3,20	0,05	265,73	2,42	(I)
	Set/10	2,13	3,13	3,50	0,05	214,67	2,33	(I)
	Jan/11	1,13	2,13	3,20	0,05	145,23	2,16	(I)
	Abr/11	3,44	4,44	3,40	0,06	274,16	2,44	(I)
	Set/11	3,41	4,41	3,40	0,04	365,46	2,56	(I)
	Nov/11	3,03	4,03	3,10	0,03	367,44	2,57	(I)
CÉLULA 4	Meses	Md _{sand} (em Phi)	Md _{sand} (em Phi) + 1	TR (Metros)	tanβ	Mdsand + 1 x TR/tanβ	BI	Classificação
		Fev/10	3,13	4,13	3,46	0,02	950,59	2,98
	Abr/10	3,08	4,08	3,00	0,01	942,23	2,97	(I)
	Jul/10	3,14	4,14	3,20	0,01	945,60	2,98	(I)
	Set/10	3,25	4,25	3,50	0,02	991,67	3,00	(I)
	Jan/11	3,33	4,33	3,20	0,02	923,31	2,97	(I)
	Abr/11	3,58	4,58	3,40	0,02	1037,00	3,02	(D)
	Set/11	3,24	4,24	3,40	0,01	1202,47	3,08	(D)
	Nov/11	3,25	4,25	3,10	0,01	1096,88	3,04	(D)
CÉLULA 5a	Meses	Md _{sand} (em Phi)	Md _{sand} (em Phi) + 1	TR (Metros)	tanβ	Mdsand + 1 x TR/tanβ	BI	Classificação
		Fev/10	1,70	2,70	3,46	0,04	239,46	2,38
	Abr/10	2,19	3,19	3,00	0,04	265,50	2,42	(I)
	Jul/10	2,21	3,21	3,20	0,04	263,47	2,42	(I)
	Set/10	2,34	3,34	3,50	0,05	253,90	2,40	(I)
	Jan/11	2,55	3,55	3,20	0,04	291,12	2,46	(I)
	Abr/11	3,48	4,48	3,40	0,05	331,13	2,52	(I)
	Set/11	2,23	3,23	3,40	0,04	281,24	2,45	(I)
	Nov/11	2,28	3,28	3,10	0,05	221,18	2,34	(I)
CÉLULA 5b	Meses	Md _{sand} (em Phi)	Md _{sand} (em Phi) + 1	TR (Metros)	tanβ	Mdsand + 1 x TR/tanβ	BI	Classificação
		Fev/10	2,48	3,48	3,46	0,02	573,04	2,76
	Abr/10	2,89	3,89	3,00	0,02	507,65	2,71	(I)
	Jul/10	2,68	3,68	3,20	0,02	490,27	2,69	(I)
	Set/10	2,65	3,65	3,50	0,02	608,00	2,78	(I)
	Jan/11	2,62	3,62	3,20	0,02	526,69	2,72	(I)
	Abr/11	2,79	3,79	3,40	0,02	677,32	2,83	(I)
	Set/11	2,47	3,47	3,40	0,02	787,44	2,90	(I)
	Nov/11	2,56	3,56	3,10	0,02	612,94	2,79	(I)
Legenda:								
								(R) - Refletiva
								(I) - Intermediária
								(D) - Dissipativa

Tabela 27: Classificação granulométrica do sedimento na zona de antepraia nas praias do litoral do Piauí, no período de fevereiro/2010 a novembro/2010. Valores de média são apresentados em "phi" (-log₂ diâmetro do grão em mm).

Código da Amostra	Variação pelo tamanho médio do grão		Selecionamento		Assimetria		Curtose		Área (%)	Finos (%)
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação		
P2_02_10_A	3,45	Areia Muito Fina	0,65	Moderadamente selecionada	-0,13	Assimetria (-)	1,02	Mesocúrtica	68,19	31,81
P4_02_10_A	2,01	Areia Fina	1,41	Pobremente selecionada	0,65	Assimetria muito (+)	0,75	Platicúrtica	79,92	20,08
P7_02_10_A	0,41	Areia Grossa	0,79	Moderadamente selecionada	0,03	Aproximadamente simétrica	1,66	Muito leptocúrtica	99,44	0,56
P9_02_10_A	3,12	Areia Muito Fina	0,31	Muito bem selecionada	-0,22	Assimetria (-)	1,40	Leptocúrtica	98,63	1,37
P12_02_10_A	1,70	Areia Média	0,73	Moderadamente selecionada	-0,01	Aproximadamente simétrica	1,01	Mesocúrtica	98,93	1,07
P13_02_10_A	2,48	Areia Fina	0,44	Bem selecionada	-0,01	Aproximadamente simétrica	1,05	Mesocúrtica	98,82	1,18
P2_04_10_A	3,83	Areia Muito Fina	0,53	Moderadamente selecionada	-0,68	Assimetria muito (-)	1,90	Muito leptocúrtica	40,18	59,82
P4_04_10_A	-1,49	Areia GROSSA	1,24	Pobremente selecionada	0,10	Assimetria (+)	0,81	Platicúrtica	99,50	0,50
P7_04_10_A	3,14	Areia Muito Fina	0,46	Bem selecionada	-0,14	Assimetria (-)	1,19	Leptocúrtica	95,68	4,32
P9_04_10_A	3,13	Areia Muito Fina	0,34	Muito bem selecionada	-0,17	Assimetria (-)	1,06	Mesocúrtica	98,73	1,26
P12_04_10_A	2,18	Areia Fina	0,52	Moderadamente selecionada	-0,05	Aproximadamente simétrica	1,47	Leptocúrtica	99,24	4,92
P13_04_10_A	2,89	Areia Fina	0,36	Bem selecionada	-0,04	Aproximadamente simétrica	0,97	Mesocúrtica	99,74	0,26
P2_07_10_A	3,05	Areia Muito Fina	1,35	Pobremente selecionada	0,73	Assimetria muito (-)	0,78	Platicúrtica	53,64	46,36
P4_07_10_A	0,82	Areia GROSSA	2,14	Muito Pobremente selecionada	0,36	Assimetria muito (+)	0,64	Muito platicúrtica	86,43	13,57
P7_07_10_A	3,23	Areia Muito Fina	0,43	Bem selecionada	-0,15	Assimetria (-)	1,61	Muito leptocúrtica	95,70	4,30
P9_07_10_A	3,13	Areia Muito Fina	0,36	Bem selecionada	-0,26	Assimetria (-)	1,72	Muito leptocúrtica	98,50	1,50
P12_07_10_A	2,21	Areia Fina	0,56	Moderadamente selecionada	-0,09	Aproximadamente simétrica	-0,09	Leptocúrtica	98,99	1,01
P13_07_10_A	2,67	Areia Fina	0,54	Moderadamente selecionada	-0,25	Assimetria (-)	1,16	Leptocúrtica	99,78	0,22
P2_09_10_A	2,72	Areia Fina	1,51	Pobremente selecionada	-0,51	Assimetria muito (-)	0,74	Platicúrtica	60,52	39,48
P4_09_10_A	0,71	Areia GROSSA	0,86	Moderadamente selecionada	0,39	Assimetria muito (+)	1,45	Leptocúrtica	97,22	2,78
P7_09_10_A	2,12	Areia Fina	1,53	Pobremente selecionada	-0,79	Assimetria muito (-)	0,79	Platicúrtica	96,63	3,37
P9_09_10_A	3,25	Areia Muito Fina	0,41	Bem selecionada	-0,05	Aproximadamente simétrica	1,13	Leptocúrtica	98,27	1,73
P12_09_10_A	2,33	Areia Fina	0,63	Moderadamente selecionada	-0,10	Aproximadamente simétrica	1,33	Leptocúrtica	98,12	1,88
P13_09_10_A	2,64	Areia Fina	0,74	Moderadamente selecionada	-0,12	Assimetria (-)	1,19	Leptocúrtica	98,08	1,92

Localização: P2 – Praia de Cajueiro da Praia; P4 – Praia de Barra Grande; P7 – Praia de Coqueiro; P9 – Praia de Atalaia; P12 – Praia de Pedra do Sal; P13 – Praia do Cobia.

Tabela 28: Classificação granulométrica do sedimento na zona de antepraia nas praias do litoral do Piauí, no período de janeiro/2011 a novembro/2011. Valores de média são apresentados em "phi" (-log, diâmetro do grão em mm).

Código da Amostra	Variação pelo tamanho médio do grão		Selecionamento		Assimetria		Curtose		Área (%)	Finos (%)
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação		
P2_01_11_A	2,96	Areia Fina	1,16	Pobremente selecionada	-0,43	Assimetria muito (-)	0,84	Platicúrtica	74,51	25,49
P4_01_11_A	-0,50	Areia Muito Grossa	1,54	Pobremente selecionada	0,30	Assimetria muito (+)	1,25	Leptocúrtica	98,20	1,80
P7_01_11_A	1,13	Areia Média	1,65	Pobremente selecionada	0,15	Assimetria (+)	0,59	Muito Platicúrtica	98,42	1,58
P9_01_11_A	3,32	Areia Muito Fina	0,42	Bem selecionada	-0,11	Assimetria (-)	0,85	Platicúrtica	98,09	1,91
P12_01_11_A	2,54	Areia Fina	0,69	Moderadamente selecionada	0,02	Aproximadamente simétrica	1,24	Leptocúrtica	97,29	2,71
P13_01_11_A	2,62	Areia Fina	0,86	Moderadamente selecionada	-0,03	Aproximadamente simétrica	1,23	Leptocúrtica	98,52	1,48
P2_04_11_A	1,85	Areia Média	2,07	Muito Pobremente selecionada	-0,41	Assimetria muito (-)	0,68	Platicúrtica	82,74	17,26
P4_04_11_A	-0,83	Areia Muito Grossa	1,15	Pobremente selecionada	0,29	Assimetria (+)	0,80	Platicúrtica	99,19	0,81
P7_04_11_A	3,43	Areia Muito Fina	0,47	Bem selecionada	-0,41	Assimetria muito (-)	1,31	Leptocúrtica	92,69	7,31
P9_04_11_A	3,57	Areia Muito Fina	0,31	Muito bem selecionada	-0,43	Assimetria muito (-)	1,31	Leptocúrtica	96,13	3,87
P12_04_11_A	1,23	Areia Média	0,68	Moderadamente selecionada	0,08	Aproximadamente simétrica	1,18	Leptocúrtica	99,61	0,39
P13_04_11_A	2,78	Areia Fina	0,53	Moderadamente selecionada	0,02	Aproximadamente simétrica	1,33	Leptocúrtica	98,58	1,42
P2_09_11_A	2,32	Areia Fina	1,63	Pobremente selecionada	-0,21	Assimetria (-)	0,73	Platicúrtica	67,14	32,86
P4_09_11_A	-0,78	Areia Muito Grossa	1,16	Pobremente selecionada	0,18	Assimetria (+)	0,87	Platicúrtica	98,76	1,24
P7_09_11_A	3,40	Areia Muito Fina	0,34	Muito bem selecionada	0,10	Assimetria (+)	1,15	Leptocúrtica	94,21	5,79
P9_09_11_A	3,24	Areia Muito Fina	0,35	Bem selecionada	-0,33	Assimetria muito (-)	3,46	Ext. Leptocúrtica	98,31	1,69
P12_09_11_A	2,22	Areia Fina	0,59	Moderadamente selecionada	-0,15	Assimetria (-)	1,24	Leptocúrtica	98,79	1,21
P13_09_11_A	2,47	Areia Fina	0,71	Moderadamente selecionada	-0,30	Assimetria muito (-)	1,06	Mesocúrtica	99,34	0,66
P2_11_11_A	2,49	Areia Fina	1,55	Pobremente selecionada	-0,30	Assimetria muito (-)	0,74	Platicúrtica	64,74	35,26
P4_11_11_A	0,12	Areia Grossa	1,94	Pobremente selecionada	0,43	Assimetria muito (+)	1,12	Leptocúrtica	92,56	7,44
P7_11_11_A	3,03	Areia Muito Fina	0,69	Moderadamente selecionada	-0,49	Assimetria muito (-)	3,13	Extrem. Leptocúrtica	93,33	6,67
P9_11_11_A	3,24	Areia Muito Fina	0,38	Bem selecionada	-0,22	Assimetria (-)	2,02	Muito leptocúrtica	98,20	1,80
P12_11_11_A	2,28	Areia Fina	0,63	Moderadamente selecionada	-0,05	Aproximadamente simétrica	1,35	Leptocúrtica	97,90	2,10
P13_11_11_A	2,55	Areia Fina	0,75	Moderadamente selecionada	-0,19	Assimetria (-)	1,17	Leptocúrtica	98,06	1,94

Localização: P2 – Praia de Cajueiro da Praia; P4 – Praia de Barra Grande; P7 – Praia de Coqueiro; P9 – Praia de Atalaia; P12 – Praia de Pedra do Sal; P13 – Praia do Cotia.

O parâmetro **Delta (Δ)** proposto por Muehe (1998) relaciona a declividade do perfil, a altura e período das ondas, a variação do comprimento do espraio e tempo gasto pela onda no espraio. Para as praias do litoral do Piauí este parâmetro apresentou bons resultados, entretanto, para a célula 3 a classificação de praia predominantemente “dissipativa” (Tabela 29) não condiz com a realidade, tendo em vista que a praia destacada nessa célula apresenta indicativo de energia mista, já sofrendo ataque de ondas com erosão da zona de berma (Figura 86). Já na célula 5a apresenta boa resposta, pois essa praia apresenta perfil relativamente abrupto e costa de alta energia, havendo também ataque bastante efetivo das ondas destruindo benfeitorias presentes a partir da antiga zona de berma (Figura 87).

Figura 86: Praia do Coqueiro (Célula 3). Perfil inclinado e ataque das ondas erodindo a zona de berma e atingindo residências.



Fonte: do Autor, 2011.

Figura 87: Praia da Pedra do Sal, a montante do promontório (Célula 5a). Perfil inclinado e ataque das ondas em praia de alta energia erodindo a zona de berma e destruindo benfeitorias.



Fonte: do Autor, 2012.

Logo, verifica-se que houve discrepâncias também no uso do parâmetro Delta. Mas isso pode estar relacionado a dois fatores: o fato de que na célula 3 a declividade elevada ocorre somente na zona de estirâncio superior tornando-se plano ao longo da zona de antepraia, fazendo com que em baixamar ou enchente, apresente valores para o período do espraio elevados. Ao contrário do que deveria acontecer em praias de perfil abrupto, onde o período do espraio é geralmente baixo, dada a pouca largura da face praial.

A célula 1, em sua maioria das vezes classificada de dissipativa, comportou-se no uso desse parâmetro (delta) como intermediária (em banco e calha longitudinal, seguida de terraço de baixamar) mas por vezes ela foi classificada como dissipativa em outros parâmetros.

Tabela 29: Classificação para as praias do litoral do Piauí, quanto ao parâmetro Delta (Δ) proposto por Muehe (1998).

Célula	Meses	Hb (m)	T (s)	T _{esp}	T _{esp} /T	β (Graus)	sen β	D _{esp}	sen β x D _{esp}	h/Hb	Delta (Δ)	Classificação
	Célula 1	Fev/10	0,65	8,5	10,0	1,18	3	0,05	20	1,05	1,61	1,37
Abr/10		0,71	8,1	9,6	1,19	3	0,05	19	0,99	1,40	1,18	(TBM)
Jul/10		0,66	6,9	9,5	1,38	3	0,05	21	1,10	1,66	1,21	(TBM)
Set/10		1,00	7,0	8,7	1,24	2	0,03	16	0,56	0,56	0,45	(D)
Abr/11		0,65	7,5	10,2	1,36	2	0,03	17	0,59	0,91	0,67	(BCL)
Set/11		0,80	5,9	9,5	1,61	2	0,03	19	0,66	0,83	0,51	(BCL)
Nov/11		0,95	8,5	12,0	1,41	3	0,05	19	0,99	1,05	0,74	(BCL)
Célula 2	Fev/10	0,70	10,9	8,1	0,74	4	0,07	8	0,56	0,80	1,07	(TBM)
	Abr/10	0,55	9,9	7,8	0,79	2	0,03	9	0,31	0,57	0,72	(BCL)
	Jul/10	0,62	7,0	7,2	1,03	5	0,09	8	0,70	1,13	1,09	(TBM)
	Set/10	0,95	7,2	7,5	1,04	4	0,07	8	0,56	0,59	0,56	(BCL)
	Jan/11	0,60	8,6	7,9	0,92	3	0,05	10	0,52	0,87	0,95	(BT)
	Abr/11	0,65	6,9	8,1	1,17	3	0,05	10	0,52	0,80	0,69	(BCL)
	Set/11	0,86	7,9	7,5	0,95	3	0,05	9	0,47	0,55	0,58	(BCL)
Nov/11	0,90	4,4	7,9	1,80	3	0,05	10	0,52	0,58	0,32	(D)	
Célula 3	Fev/10	0,72	9,3	13,10	1,41	4	0,07	7	0,49	0,68	0,48	(D)
	Abr/10	0,68	7,6	11,30	1,49	5	0,09	7	0,61	0,90	0,60	(BCL)
	Jul/10	0,65	8,3	12,50	1,51	5	0,09	6	0,52	0,80	0,53	(BCL)
	Set/10	0,95	6,6	13,50	2,05	2	0,03	7	0,24	0,26	0,13	(D)
	Jan/11	0,55	6,7	13,00	1,94	5	0,09	6	0,52	0,95	0,49	(D)
	Abr/11	0,78	7,2	13,40	1,86	3	0,05	5	0,26	0,34	0,18	(D)
	Set/11	0,90	7,1	16,30	2,30	2	0,03	7	0,24	0,27	0,12	(D)
Nov/11	0,99	7,3	11,20	1,53	1	0,02	7	0,12	0,12	0,08	(D)	
Célula 4	Fev/10	0,66	9,3	10,20	1,10	2	0,03	18	0,63	0,95	0,87	(BT)
	Abr/10	0,73	9,1	9,80	1,08	2	0,03	17	0,59	0,81	0,75	(BCL)
	Jul/10	0,66	8,0	11,00	1,38	2	0,03	22	0,77	1,16	0,85	(BT)
	Set/10	0,76	8,3	9,50	1,14	2	0,03	19	0,66	0,87	0,76	(BCL)
	Jan/11	0,68	6,9	10,60	1,54	1	0,02	20	0,35	0,51	0,34	(D)
	Abr/11	0,65	7,5	11,10	1,48	1	0,02	19	0,33	0,51	0,35	(D)
	Set/11	0,80	8,9	9,60	1,08	2	0,03	22	0,77	0,96	0,89	(BT)
Nov/11	0,85	7,2	9,70	1,35	2	0,03	19	0,66	0,78	0,58	(BCL)	
Célula 5a	Fev/10	0,66	9,9	7,20	0,73	3	0,05	18	0,94	1,43	1,96	(TBM)
	Abr/10	0,66	10,0	7,50	0,75	4	0,07	18	1,26	1,90	2,54	(R)
	Jul/10	0,73	7,8	6,90	0,88	4	0,07	20	1,40	1,91	2,16	(R)
	Set/10	0,96	6,7	6,50	0,97	3	0,05	20	1,05	1,09	1,12	(TBM)
	Jan/11	0,69	8,2	7,90	0,96	4	0,07	20	1,40	2,02	2,10	(R)
	Abr/11	0,69	8,7	8,10	0,93	3	0,05	18	0,94	1,36	1,47	(TBM)
	Set/11	0,91	6,6	6,90	1,05	3	0,05	20	1,05	1,15	1,10	(TBM)
Nov/11	0,95	6,2	7,30	1,18	3	0,05	18	0,94	0,99	0,84	(BT)	
Célula 5b	Fev/10	0,60	10,8	10,60	0,98	3	0,05	11	0,58	0,96	0,98	(BT)
	Abr/10	0,60	12,4	11,50	0,93	4	0,07	12	0,84	1,40	1,51	(TBM)
	Jul/10	0,55	7,1	10,90	1,54	4	0,07	11	0,77	1,40	0,91	(BT)
	Set/10	1,10	7,8	12,00	1,54	4	0,07	10	0,70	0,63	0,41	(D)
	Jan/11	0,60	9,8	12,00	1,22	2	0,03	12	0,42	0,70	0,57	(BCL)
	Abr/11	0,63	7,8	11,70	1,50	2	0,03	11	0,38	0,61	0,41	(D)
	Set/11	0,95	6,9	10,30	1,49	2	0,03	10	0,35	0,37	0,25	(D)
Nov/11	1,00	7,3	10,20	1,40	3	0,05	10	0,52	0,52	0,37	(D)	

Legenda:

	(R) - Refletiva		(BT) - Bancos e praia transversal		(D) - Dissipativa
	(TBM) - Terraço de baixa-mar		(BCL) - Banco e calha longitudinal		

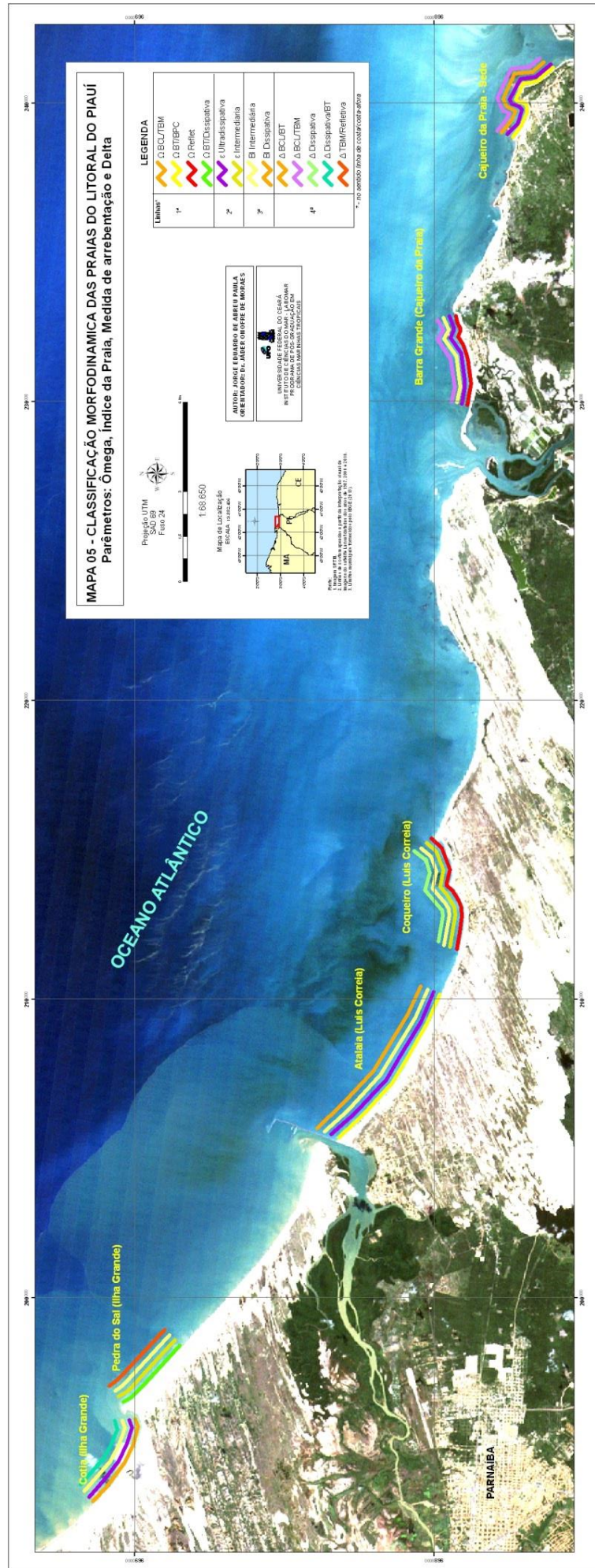
As diferentes classificações denotam uma predominância de estágios intermediários geralmente com presença de bancos para as praias do litoral do Piauí (Mapa 5). As praias da célula 1 comportaram-se, na maioria das vezes de forma dissipativa a intermediária, com tendência a planícies de marés, dada a declividade baixa e a sedimentometria fina.

A célula 2, apresentou-se em geral intermediária, mas variou bastante entre os extremos (dissipativa e refletiva), destacando uma dinâmica bastante particular para a área, havendo meses com presença de bancos e outros não.

A célula 3 comportou-se ao longo do período analisado como intermediária com tendência à refletiva em função da declividade acentuada nas partes altas do perfil. Havendo alguns meses onde apresentou episódio de comportamento dissipativo.

A célula 4, por sua vez, comportou-se ao longo de todo o período analisado como intermédia, sendo a célula que apresentou maior regularidade na classificação.

A célula 5a variou de refletiva a intermediária, mas apresenta, como já foi mostrado, indicativos de comportamento refletivo em função da inclinação e ação de forma bastante efetiva, com ondas frontais. A célula 5b, que diferencia-se por ser mais abrigada que a 5a, apresentou-se como praia intermediária, onde as ondas são mais calmas em função da difração gerada pela pedra do sal. Já a célula 5b apresentou-se intermediária a dissipativa, mas houve episódios de comportamento refletivo em algumas preamares.



10 - USO E OCUPAÇÃO DO LITORAL PIAUIENSE E SUA RELAÇÃO COM OS PROCESSOS EROSIVOS COSTEIROS

10.1 - ANTECEDENTES HISTÓRICOS

O processo de ocupação e desenvolvimento do litoral em questão está associado à história de povoamento dos municípios litorâneos, dentre os quais se destacam Parnaíba e Luiz Correia, considerando que Cajueiro da Praia e Ilha Grande de Santa Isabel tem um povoamento bastante recente em relação aos demais. Assim, faz-se alusão à organização espaço-temporal apenas dessas duas cidades tendo por base as informações disponibilizadas pelas prefeituras das duas cidades, e o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2010).

Sugere-se que a presença de um delta em mar aberto com vários distributários, foi atrativo para que navegadores e aventureiros iniciassem o processo de ocupação. São citados Nicolau Resende (1571*), Gabriel Soares de Sousa (1587*), Pero Coelho de Sousa (1602*), Martin Soares de Sousa (1631*) e Vital Maciel Parente (1614*) além de Padres Jesuítas, como ícones que exploraram e fizeram incursões, desbravando e colonizando a região de Parnaíba. Entretanto, essa região era povoada por índios Tremembés, e que foram alvo de uma intensa ação dos jesuítas (tendo estes chegado na região a partir de 1607) podendo ser citado o Padre Luís Filgueiras. O Padre Luis Filgueiras tinha como companheiro de expedição o Padre Francisco Pinto. Mas este fora morto pelos índios Tacajirus no planalto da Ibiapaba. Assim, o Padre Luis Filgueiras retirou-se da região da Ibiapaba indo se estabelecer no Maranhão, tendo por isso de cruzar as terras litorâneas, o delta e seus rios. Em 1669, século XVII, Leonardo de Sá e seus companheiros desbravaram a região entre o Rio Igarçu e a Serra da Ibiapaba e tiveram combates com os índios Tremembés, que nesse período dominavam toda região do Delta, parte do litoral do Maranhão e do Ceará.

Mais tarde, no Ato de 12 de janeiro de 1699, o Conselho Ultramarino da Coroa, determinou a sondagem do rio e a viabilidade da construção de um porto e erguimento de uma vila na região do Delta, já que esta região parecia propícia à fundação de uma feitoria ou de uma vila.

* - datas associadas a atuação dos personagens na região.

Muitos comerciantes e contrabandistas de gado do Pará, Bahia e Pernambuco atraídos pelo crescimento de fazendas e currais no interior da capitania do Piauí, renunciaram ao trajeto terrestre (que era bastante árduo) e escolheram fazer o traslado do gado por via fluvial e marítima.

Entretanto uma Carta Régia datada de 1701, limitava que o gado somente deveria ser criado à distância de 10 léguas do litoral, e isso forçou a penetração subindo o Rio Parnaíba, criando a necessidade de erguimento de um entreposto para guarda de animais e mercadorias que seriam usadas na troca. Esse entreposto, foi chamado de Porto das Barcas, e que se desenvolveu bastante, em função da necessidade de acondicionamento da carne bovina que seria levada para regiões distantes, nascendo ali a indústria do charque na região e dois núcleos, que mais tarde deram origem à cidade de Parnaíba: o Testa Branca e o Porto das Barcas.

O núcleo Testa Branca (termo que fazia menção a uma rês com a testa branca que vivia ali) era uma grande fazenda de gado e que mais tarde, tornando-se um arraial com poucos habitantes e poucas possibilidades de desenvolvimento. Mais tarde com a instalação do governo autônomo do Piauí, separado do Maranhão, com a posse do primeiro governador, João Pereira Caldas, em 20 de setembro de 1759, a capitania ganhou maior dinamismo e pôde, na medida do possível, executar as determinações régias do Conselho Ultramarino e implementar outras de iniciativa próprias. Em 29 de julho de 1759, a Carta Régia autorizou o governo da capitania a criação de novas vilas, mas João Pereira só leva a efeito essa autorização em 1762, quando funda na capitania mais seis novas vilas, entre elas Parnaíba. A escolha da sede da nova vila recaí sobre a povoação de Testa Branca que passou a chamar-se de Vila de São João da Parnaíba em 18 de agosto de 1762, nesta época o povoado contava apenas com quatro residências, oito brancos livres e onze escravos. Enquanto na região interiorana da vila o número de residências era 330, e contava-se com 1.747 brancos livres e 602 escravos.

Essa atitude do governador João Pereira Caldas de elevar à sede da vila a localidade Testa Branca, não foi bem vista, pois no Porto das Barcas já existia o Pelourinho, símbolo da autonomia municipal. Para desenvolver o povoado Testa Branca havia o compromisso firmado pelos comerciantes junto ao governador durante a fundação, que era de construir 59 casas, mas que tal acordo nunca foi

cumprido. Ao contrário: em 1769 a Câmara, instalada no Porto das Barcas, proíbe novas edificações em Testa Branca.

O Porto das Barcas, situado à margem direita do Rio Igarçu, prosperou devido a grande agitação de embarcações, tornando-se numa feitoria crescente do comércio que teve notável impulso, administrado pelo português João Paulo Diniz, proprietário de oficinas de carnes secas, situadas a 80 léguas da foz do Rio Parnaíba; aquele trazia em suas “sumacas” (barcas) gêneros alimentícios e charque para enriquecer o comércio de Porto das Barcas. Este português era ainda proprietário de várias fazendas e foi também arrendatário da Ilha do Caju.

Em 1711 com a ajuda do coronel Pedro Barbosa Leal e alguns moradores, João Paulo Diniz constrói uma pequena capela para Nossa Senhora de *Mont Serrat*, que recebe imagem vinda de Portugal, e que foi venerada como Padroeira da Feitoria, mas que devido aos ataques constantes dos índios tremembés à feitoria, a imagem foi levada para a Matriz de Piracuruca em 1712. Vale enfatizar que João Paulo Diniz precedeu a Domingos Dias da Silva na exploração do comércio de carne seca, o charque, com grande êxito. Com isso, foi sem dúvida o iniciador da colonização e do desenvolvimento do município de Parnaíba juntamente com o coronel Pedro Barbosa Leal, outro grande proprietário e comerciante também português.

Outro personagem de destaque e desbravador da região foi o português Domingos Dias da Silva, em 1758, procedente do Rio Grande do Sul, instalou-se na região e com suas riquezas aumentou e conquistou grande patrimônio tornando-se notável fazendeiro, grande agricultor e respeitado comerciante. Era um homem de grande visão, e efetivou comércio diretamente com Lisboa exportando seus produtos e importando os que eram necessários. Além disso, estimulou o comércio como um verdadeiro líder e dominou economicamente boa parte do Piauí e parte do Maranhão. O charque era vendido para Pernambuco, Pará, Maranhão, Bahia e Rio de Janeiro. O notável comerciante, logo construiu um palacete para sua residência, deixando as marcas do período áureo do charque na arquitetura da região.

Em 1770 o governador Gonçalo Botelho de Castro transfere oficialmente a sede da vila de Testa Branca para o Porto das Barcas por este apresentar um pomposo desenvolvimento comercial. Neste mesmo ano, se deu início à construção

da Igreja Nossa da Graça, atual Catedral, uma das poucas construções do estilo barroco em presentes no Estado do Piauí.

Nesse ínterim o comércio de escravos significava também um altíssimo investimento, pois grandes lotes de escravos eram vendidos para o Maranhão, Ceará e municípios vizinhos. Simplício Dias da Silva, que tinha grande prestígio em todas as esferas sociais, possuía cerca de 1.800 escravos, organizados militarmente com armas, educados e preparados em sua maioria em Lisboa e Rio de Janeiro.

No século XIX, graças a iniciativa de Simplício Dias da Silva no governo de Baltazar Botelho de Vasconcelos por ato de Dom João VI foi edificada a Alfândega em 22 de agosto 1817 que tinha por finalidade estabelecer o controle de escravos que chegavam à vila e dos que já existiam.

Em 14 de agosto de 1844, a Vila São João da Parnaíba é elevada a categoria de cidade pela Lei nº 166 promulgada pelo presidente da Província do Piauí, José Ildefonso de Sousa Ramos. A cidade recebeu o nome de Parnaíba, cujo significado, na língua tupi guarani, é “rio ruim, de águas barrentas, rio não navegável”.

Já em relação à cidade de Luís Correia, seu povoamento data de 1820. Ali havia alguns pescadores se instalaram ali, para amarrar seus barcos, pois era mais próximo do mar do Atlântico, surgindo assim o povoado de “Amarração”. Mais tarde, durante a guerra dos Balaios, por sua posição geográfica estratégica, tornou-se local de desembarque das tropas que combatiam os revoltosos, servindo de comunicação com as províncias limítrofes e também a Capital do Império.

Décadas depois chegariam os barcos comercias de pequeno porte que comercializavam o charque, o tucum, cera de carnaúba e outros produtos.

Logo, uma rua foi se formando com construções principalmente nas margens do rio, rua esta denominada de rua do Mangue. Adentrando rumo ao sertão, o português Joaquim Rodrigues da Costa firmou moradia com sua família fundadndo a fazenda Amarração, que servia também de ponto de referência para os outroso fazendeiros que vinha vender gado em Parnaíba.

Todo esse crescimento fez melhorar a estrutura do porto e fez surgir outros estabelecimentos de comercio como quitandas, botequins pensões, casas de diversão etc.

Embora pertencesse ao Piauí, Amarração era assistida por padres de Granja (do Estado do Ceará), passando os habitantes do povoado a fazerem transações comerciais e a pagarem os impostos àquela cidade. O fato motivou a Assembléia Provincial do Ceará, em 1865, a elevar o povoado à categoria de Distrito, com limites fixados em 1870. Em 1874, por deliberação cearense, Amarração foi elevada à categoria de Vila. O Governo do Piauí reivindicou seu território, readquirido em 1880, por determinação do Governo-Geral, Decreto nº 3012, de 22-10-1880, transfere a antiga província de Amarração do Ceara para o Piauí. Em troca de dois importantes Municípios, “Independência” e “Príncipe Imperial” (Crateús).

Em 1868 foi iniciada a construção da igreja de Nossa Senhora da Conceição, que tornou-se Matriz. Sua construção teve ainda a participação de retirantes cearenses da seca de 1877, e foi a obra concluída em 1879.

Amarração foi a primeira província do Piauí a libertar escravos, por iniciativa do Comendador Joaquim Rodrigues da Costa que, em 1886, liberou os 14 escravos que possuía.

A Vila desenvolveu-se rapidamente. A presença do um Porto marítimo (com estrutura modesta), que recebia pequenos vapores do Maranhão, Pará, Ceará e Pernambuco e navios de longo curso da Guiana Francesa para a Inglaterra alavancava o desenvolvimento na região. As companhias de navegação construíram sólidos e espaçosos armazéns próximos ao porto. Entretanto, há registros de que em 1888, parte da localidade foi destruída por grandes marés, e foi ainda atacada pela ação das dunas, obrigando parte dos habitantes a deixar suas casas e a região.

Posteriormente, em 13 de maio de 1922, foi inaugurada a estação da Estrada de Ferro Central do Piauí que ligava a região a outras cidades do Piauí. E em 12 de agosto do mesmo ano, o Presidente Epitácio Pessoa autorizava a construção do tão sonhado porto em Amarração.

Em 1931, a Vila de Amarração perde a autonomia, passando a integrar o Município de Parnaíba, como Distrito. E em 1935, teve o nome mudado para Luís Correia, em homenagem ao ilustre homem público jornalista e literato, Luís Moraes Correia, nascido no Município. Três anos mais tarde, emancipou-se e readquiriu a autonomia administrativa, tendo como sede a cidade de Luís Correia.

10.2 - ASPECTOS DEMOGRÁFICOS DO LITORAL DO PIAUÍ NA ATUALIDADE

O Estado do Piauí concentra hoje quase 1,62% da população brasileira (1,67%), e atingiu, segundo os resultados da contagem da População de 2012 do IBGE (Instituto de Geografia e Estatística), um total de 3.160.748 habitantes. De acordo com dados do IBGE (Tabela 30) o crescimento do contingente populacional tem decaído onde entre 1980 e 1991 a variação da taxa de crescimento foi de 20,6%, entre 1991 e 2000 foi de 10,1% e entre 2000 e 2010 a taxa de crescimento populacional foi de 9,69%. Já entre 2010 e 2012 verificou-se uma taxa de crescimento de apenas 1,33%.

Tabela 30: Evolução da população e taxa de crescimento do contingente populacional para o Estado do Piauí entre 1980 e 2012.

Ano	Total	Varição de crescimento do contingente populacional (Tx_{ccp})	
		no período	ao ano
1980	2.140.066	----	----
1991	2.582.137	20,6	1,8
2000	2.843.278	10,1	1,1
2010	3.119.015	9,6	0,9
2012	3.160748	1,3	0,6

Fonte: Análise dos dados disponibilizados pelo IBGE, 2013.

Se analisado tais valores ao ano verifica-se que a taxa de crescimento anual decaiu de 1,8% para 0,66% ao ano entre 1980 e 2012, sendo o menor índice observado nos últimos censos. Nota-se, portanto, a intensificação do declínio da taxa de fecundidade no Brasil, deve ocorrer de forma generalizada, tendo sido verificada desde os anos 80, o que significa um ritmo de crescimento populacional desacelerado.

Em análise comparativa apresentam-se os mesmos índices e taxas para os municípios da área de estudo e ainda da Capital do Estado (Tabela 31). Os dados mostram, de forma geral ao longo das últimas décadas, variações bem significativas na taxa de crescimento demográfico. Entretanto no sentido amplo atestam que, diferentemente do que acontece na capital e no próprio Estado (que apresenta redução), os municípios que compõem a área do litoral apresentam uma taxa de crescimento demográfico crescente até 2010.

Até a década de 90 as cidades litorâneas de Cajueiro da Praia e Ilha Grande (que ainda nem eram municípios emancipados) não eram tão procuradas, isso por que até as formas de acesso a estas localidades eram difíceis. As cidades mais procuradas eram Parnaíba e Luís Correia (com taxas de crescimento demográfico de 25,1 e 12,5%, respectivamente entre 1980 e 1991).

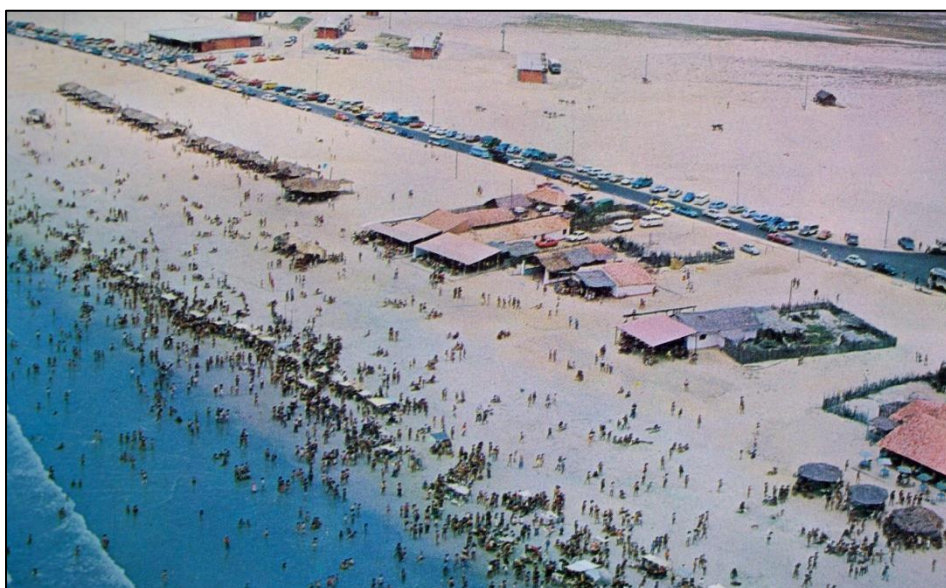
Tabela 31: Evolução da população e taxa de crescimento demográfico os municípios da área de estudo e capital do Estado entre 1980 e 2012.

Anos	<i>Cajueiro da Praia</i>		<i>Ilha Grande</i>		<i>Luís Correia</i>		<i>Parnaíba</i>		<i>Teresina</i>	
	Pop.	<i>Tx_{ccp/ano}</i>	Pop.	<i>Tx_{ccp/ano}</i>	Pop.	<i>Tx_{ccp/ano}</i>	Pop.	<i>Tx_{ccp/ano}</i>	Pop.	<i>Tx_{ccp/ano}</i>
1980	6.081	----	7.281	----	25.617	----	102.181	----	377.774	----
1991	6.167	1,4	7.306	0,3	28.835	12,5	127.929	25,1	599.272	58,6
2000	6.122	-0,7	7.890	7,9	24.253	-15,8	132.282	3,4	715.360	19,3
2010	7.163	17,0	8.914	12,9	28.406	17,1	145.705	10,1	814.230	13,8
2012	7.321	2,2	9.069	1,7	29.034	2,2	147.732	1,3	830.231	1,9

Fonte: Análise dos dados disponibilizados pelo IBGE, 2013.

Essas cidades sofreram (Parnaíba e Luís Correia), semelhante ao ocorrido em outras cidades costeiras do Brasil, a influência da especulação imobiliária do litoral principalmente na década de 80, que motivava principalmente às classes média e alta a “concretização do sonho da segunda residência” na praia, o que configurava para estas *estatus* social (Figura 88).

Figura 88: Aspecto da praia de Atalaia, em Luís Correia no início de década de 80, quando se instalavam os primeiros equipamentos hoteleiros e de lazer.



Fonte: Morais, 2010

Assim, o litoral do Piauí virou forte atrativo comercial, inicialmente, e em seguida turístico, pois conta com um bem público (a praia) que serve de instrumento de lazer para todos, pois é de “livre acesso”. Isso se reflete no desenvolvimento de infra-estruturas, equipamentos e serviços para estas cidades. Fazendo com que o atrativo agora não seja somente a praia, mas também tais infra-estruturas e serviços presentes, atraindo agora não apenas um grupo social específico, mas todas as classes sociais dada a carência de alguns serviços e equipamentos nas cidades adjacentes.

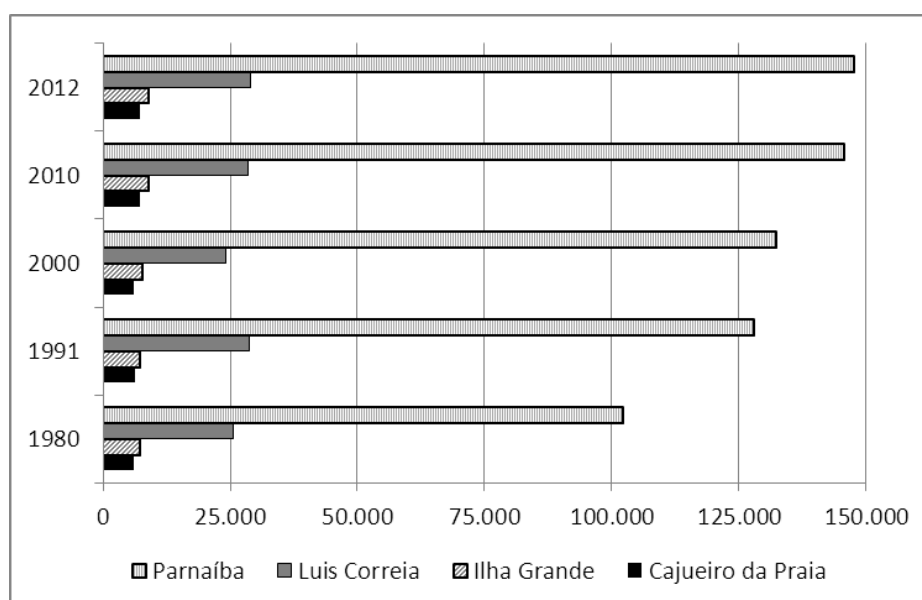
Entre 1991 e 2000 se verificou que houve um declínio nessa taxa para os municípios (com exceção de Ilha Grande, que apresentou taxa crescente no período, fato este que pode estar relacionado à sua recém emancipação). Em Cajueiro da Praia e Luís Correia, por exemplo, essa taxa atingiu valores negativos (o que representa diminuição da população). Acredita-se que a diminuição da população possa estar associada a crise econômica que atingiu todo o país, crise esta que em 1990 teve como ponto culminante o bloqueio das contas poupanças dos brasileiros afetando toda a economia do país, e com inflação anual que atingiu mais de 2.000% em 1993 (CARVALHO, 2003). Essa crise se estendeu até meados da década de 90 depois da criação de uma nova moeda, como forma de reduzir a inflação. Certamente que isso deve estar relacionado à diminuição da taxa de crescimento demográfico no período. Isso porque a crise econômica induziu movimentos migratórios diversos, bem como forçou vários proprietários a vender suas propriedades litorâneas (sendo estas primeiras ou segundas residências) afetando também as atividades formais e informais que ocorriam na região (construção civil, hotelaria, serviços e outras) deixando muitas vezes grandes áreas do litoral em completo abandono.

Entre 2000 e 2010 verifica-se que a taxa de crescimento demográfico volta a aumentar, com um valor médio para o litoral de 14%. A reestruturação da economia do Brasil, com o aumento do poder aquisitivo, as novas formas de acesso aos planos de financiamento, bem como os projetos governamentais (de erradicação da pobreza, acesso à casa própria), a revalorização do litoral com as ações do PRODETUR-Nordeste, e ainda a manutenção da especulação imobiliária, são fatores que podem estar associados a tal aumento. Porém, ao se analisar de 2010 a 2012 verifica-se que essa taxa média anual para os municípios do litoral de

apenas 1,8%, o que pode indicar uma tendência de desaceleração do crescimento da população da região, acompanhando assim o comportamento da taxa para o Estado.

Verifica-se ainda, comparando a evolução da população do litoral estudado, que a cidade de Parnaíba comanda o crescimento e desenvolvimento da região (Figura 89), o que pode representar até certo ponto um freio à ocupação do litoral, pois esta não é uma cidade à beira mar. Logo, por concentrar a maioria dos equipamentos e serviços, esta cidade é mais atrativa, por conseguinte a pressão sobre estas é sazonal (durante os finais de semana, feriados e férias, principalmente).

Figura 89: Evolução da população dos municípios do litoral do Piauí entre 1980 e 2012.



Relacionando-se a população com a área, e considerando as variações da taxa de crescimento demográfico, nota-se que há também alterações na densidade demográfica no litoral. Em 2000 a densidade demográfica em cajueiro da Praia era de 21,7hab/km² e em 2012 de 25,9 hab/km². Ilha Grande tinha uma densidade demográfica de 64,7 hab/km² e em 2012 74,3 hab/km². Luis Correia e Parnaíba que apresentavam densidade demográfica de 22,6 hab/km² e 300hab/km² em 2000 passaram a apresentar em 2012 densidades demográfica de 27hab/km² e 335hab/km² respectivamente. Logo, mesmo havendo aumento discreto da população isso se reverte em alterações significativas na densidade demográfica representando o aumento da pressão humana sobre os recursos ambientais

disponíveis, tendo em vista que a população cresce, mas o “espaço se mantém constante”, gerando mais disputas pelos espaços privilegiados, fundamento da especulação imobiliária.

A pressão humana sobre o sistema ambiental costeiro se fazem sentir por meio dos problemas ambientais que ocorrem ao longo do litoral como:

- a criação de gado de forma extensiva na planície litorânea, causando problemas à fixação dos campos de dunas, nas ilhas do delta e nas praias;
- a retirada da vegetação nativa dando lugar à urbanização;
- a retirada da vegetação ciliar (ao longo das margens fluviais bem como nos ambientes lacustres);
- a aquicultura representada pela carcinocultura semi-intensiva, que acontece por vezes de forma insustentável;
- a produção e disposição de resíduos sólidos no litoral;
- a produção de esgoto doméstico, onde verifica-se que todos os municípios adotam predominantemente o sistema de fossas sépticas sem haver tratamento dos esgotos produzidos;
- a impermeabilização do solo em função da urbanização;
- a ocupação inadequada de área de dunas e eolianitos;
- a alteração do ambiente de influência da maré com a urbanização e implantação de instrumentos de infraestrutura refletindo-se em processos erosivos.

10.3 – OS INDICADORES DE VULNERABILIDADE A EROSÃO COSTEIRA E O COMPORTAMENTO DA LINHA DE COSTA

O uso e ocupação dos espaços (urbanos ou não) precisam de ordenamento para que estes ocorram de forma coerente com as potencialidades e suscetibilidades dos ambientes. O mesmo se aplica para o espaço litorâneo, não podendo deixar de se fazer referência ao fato de que esse ambiente é extremamente dinâmico e instável, requerendo ações específicas para seu uso e ocupação. A questão das faixas ou limites de ocupação do litoral é discutida por Muehe (2006) que afirma que é necessária, nas áreas de maior adensamento populacional, uma largura mínima de 50m contada a partir limite terrestre mais interiorizado do prisma praial emerso.

Entretanto, o zoneamento de áreas a serem protegidas deve estar em consonância com as formas de gestão e ordenamento do espaço litorâneo, onde se cumpra a risca as “delimitações mínimas necessárias” para os sistemas naturais ambientais se manterem minimamente alterados frente a ação humana, de modo que estes perdurem o máximo possível. As ações urbanizadoras (vistas aqui como todas as formas de intervenção que causam a urbanização: instalação de infraestrutura, criação de loteamentos, instalação de equipamentos turísticos) nem sempre consideram os “limites” dos sistemas ambientais, que devem ser traçados em função de sua dinâmica e risco de alteração.

A erosão costeira, vista a princípio como processo natural do sistema costeiro, como expôs Morais (1996), pode também ocorrer afetando atividades humanas, sem necessariamente a erosão verificada estar diretamente associada a ação humana, pois a natureza da erosão (precede a existência do homem). A instalação de estruturas e equipamentos humanos em ambientes naturalmente dinâmicos expõe tais intervenções à dinâmica particular desse ambiente.

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, mas sendo aceleradas por ela é claro. A Praia do Macapá (em Luís Correia-PI) exemplifica bem este processo. A desembocadura fluvial do sistema Cardoso/Camurupim alterou-se bastante ao longo das últimas 3 décadas, com recuo entre 1987 e 2010 de até 550m (Mapa 5). As áreas à sotamar de promontórios são também naturalmente por uma tendência erosiva 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, em Ilha Grande.

Buscando compreender a relação das variáveis naturais e sociais na vulnerabilidade da linha de costa à erosão costeira se agrupou as variáveis dos indicadores de erosão e

Larsen & Clark (2006) destacam que IPCC divulgou em 2001 que, no século XX, houve um aumento global do nível do mar de aproximadamente 17 centímetros, destacando que esta taxa é crescente, associando a esta as emissões de carbono. Archer & Rahmstorf (2010) estimaram uma taxa mais acelerada que a do IPCC para o século XXI, sendo de 30cm.

Mesquita et al. (2011) considerando os valores médios anuais das cidades de Belém, Recife, Rio de Janeiro, Cananéia e Ubatuba, dentre outras, sugerem para o Brasil que uma razão de variação, no século XX, da ordem de 40 cm/século. Esses valores confrontam as razões de variação de cerca de 1700 estações permanentes globais do PSMSL (Serviço Permanente para o Nível do Mar na Inglaterra) que, indica para o século XX, uma razão de variação global de 18 cm/século e ao final desse século 24 cm/século.

Para fins de influencia na área de estudo, considera-se aqui a estimativa mais elevada, a de Mesquista et al. (2011), de 40cm/século, teríamos aí uma estimativa de 4mm/ano. Agrupando a isso a variação máxima da maré na região (que chega até 3,7m em sizígia), pode-se afirmar que esse valor, mesmo superestimado, não representa a curto e médio prazos grande risco ao litoral do Piauí, pois este, se visto por inteiro, ainda apresenta baixa taxa de ocupação, apresentando ainda muitos espaços vazios.

Entretanto nos núcleos urbanos costeiros em que já há ocupação da faixa de intermaré, como Coqueiro e Pedra do Sal, os efeitos erosivos serão mais proeminentes do que nos dias atuais. 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 preservada 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.

Dessa maneira, tentou-se aqui integrar com base nos indicadores de erosão costeira e suas causas, conforme proposta de Souza et al. (2005), por meio de matriz (Quadro 6) de presença/ausência com indicativo de intensidade do processo ou forma preenchida ao longo do caminhamento de todo o litoral estudado, adicionando ainda informações sobre os parâmetros analisados ao longo da pesquisa que fossem pertinentes. Ao final adicionou-se ainda as variações referentes à progradação ou retrogradação da linha de costa tendo por base a linha de costa de 1987 e de 2010.

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 50% das praias desse litoral podem ser classificadas com alto risco à erosão associadas fundamentalmente a causas naturais. 40,9% é classificada com de médio risco a erosão, compondo as praias de baixa ocupação e uso sazonal.

Cerca de 4,5% que apresenta muito baixo risco à erosão, que representa as praias mais isoladas e quase nunca visitadas como a praia das Ostras próximo à foz do rio Igarauçu, e as praias do Maceió e das Canárias, situadas próximo à foz do rio Parnaíba.

Entretanto existe ainda 4,5% que já apresenta muito alto risco a erosão, representada principalmente pelas praias mais urbanizadas, como Coqueiro e Pedra do Sal. Neste caso com causas associadas principalmente a fatores antrópicos, havendo contribuição dos fatores naturais, sendo necessária, breve tomada de decisão para a mitigação do processo.

Conforme verificado na análise do comportamento dos perfis, há certa regularidade na entrada de sedimentos no sistema costeiro, que deve estar relacionado com o aporte dos cursos fluviais dos setores à leste, desde o rio Coreaú, Timonha, Ubatuba, Camurupim e São Lourenço, daí a importância da contribuição destes, mesmo que de forma discreta.

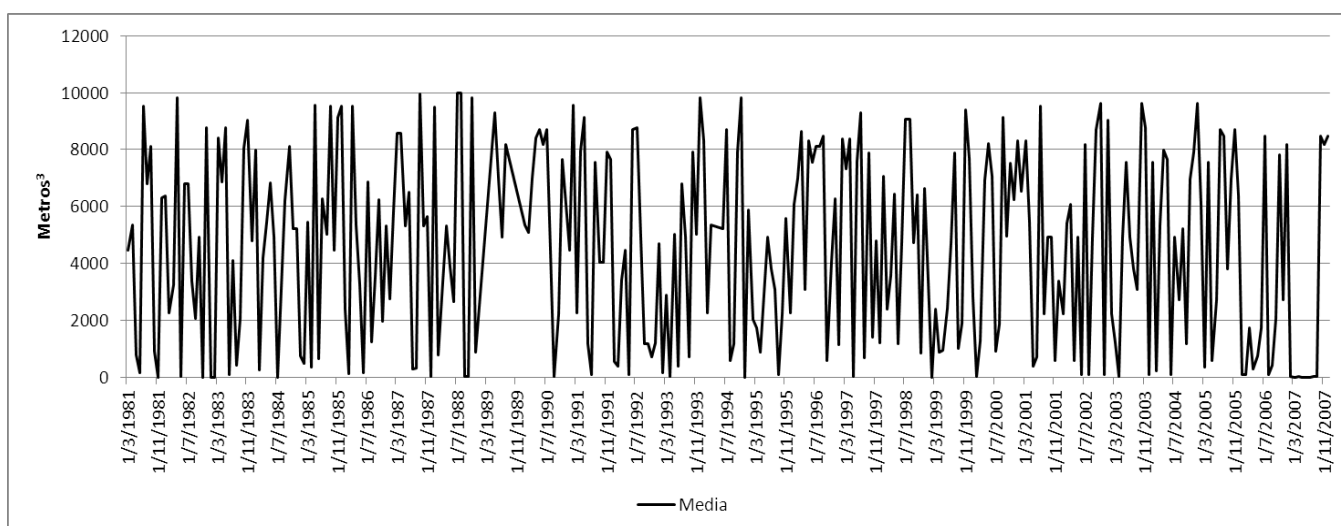
Outro fato que deve ser considerado é que as cartas batimétricas destacam uma plataforma que atingem até 60 quilômetros de largura dentro de uma batimetria de até 10m, representando um bom depósito que deve contribuir constantemente para os sedimentos da faixa de praia tendo em vista que as praias da região são em sua maioria intermediárias, mas com tendência a praias dissipativas. Há que se considerar ainda o papel dos ventos no limite da praia que sempre teve velocidade suficiente para realizar a mobilização de sedimentos.

É preciso considerar ainda o papel do rio Parnaíba na contribuição de sedimentos para a frente deltaica, onde situam-se algumas das praias analisadas (as de Ilha Grande). O rio Parnaíba apresenta grande vazão e grande carga de sedimentos transportados em suspensão. De acordo com os dados da ANA, 2010 no Hidroweb, que apresenta dados de vazão e sedimentos transportados, a vazão média do Parnaíba (com base nos dados de 1981 a 2007) é de 4.527 m³/s (Figura

90), conforme medidas da Estação da CPRM em Luzilândia-PI (a pouco mais 150 km da foz do Delta).

Todo esse volume de água tem ainda outra característica importante, o fato de drenar uma bacia sedimentar, trazendo consigo também elevada carga de sedimentos, chegando a uma média de $399,3 \text{ mg/L}^{-1}$. Concentração esta pouco inferior a do rio Amazonas, que segundo Le Guennec & Strasser (2007) é de 500 mg/L^{-1} , na região da desembocadura do rio Madeira. Considerando a morfologia da seção da estação, estima-se um volume de sedimentos transportados de $115,3 \text{ ton/ano/km}^2$ (BRASIL, 2006) para o litoral.

Figura 90: Variação da vazão no rio Parnaíba entre 1981 e 2007.



Fonte: Medições da vazão no rio Parnaíba na estação de Luzilândia (PI), disponibilizados pela ANA, 2012.

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. Isso pode ser verificado com a acresção ocorrida entre 1981 e 2010 da ordem de 700m na praia da Barra das Canárias.

CONCLUSÕES

- I. A análise acerca dos condicionantes ambientais que atuam na área da Planície Costeira do Estado do Piauí permite afirmar que se trata uma área bastante particular. Mesmo sendo área de pouca extensão linear na costa ela concentra uma série de características que dão sua relevância social e ambiental, compondo uma paisagem ímpar no nordeste setentrional. Os sistemas naturais são extremamente dinâmicos e exprimem particularidade em cada sistema. A planície costeira do Piauí é entrecortada por cursos fluviais de sistemas hidrográficos complexos controlados por uma litologia mista (embasamento cristalino, barreiras e bacia sedimentar do Parnaíba) e recebe ainda a contribuição de um rio de grande caudal que forma uma planície deltaica composta de mais de 70 Ilhas.

- II. 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, as vezes sendo fortemente controladas pelo controle geológico morfoestrutural (a bacia sedimentar do Parnaíba, o rebaixamento isostático da parte frontal da bacia, associada a diversos falhamentos). Assim as oscilações climáticas pretéritas e atuais criaram vastos campos de dunas, terraços marinhos, esculpimentos de 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 (em 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-litorânea, cirando sistemas fluviais meandrantés. Além de gerar grande contribuição de sedimentos para o sistema eólico de grande expressão situado à sotamar da área (os lençóis maranhenses).

- III. Os diversos indicadores de variação do nível do mar encontrados na área denotam a intensa dinâmica por qual passou a área e a potencialidade para a pesquisa científica com vistas a construção de uma curva de variação do nível do mar para esse trecho do litoral setentrional. Foram identificados Terraços

marinhos holocênicos e cordões arenosos em Barra Grande em cota ± 6 m; Eolianitos entre as praias de Itaquí e Coqueiro, acima ± 25 m do nível do mar atual, indicando um nível marinho inicial mais baixo que o atual; paleomangues na zona intertidal (entre a foz do rio Igaraçu e a praia de Pedra do Sal) estando cerca de $-1,5$ m abaixo do nível indicando claramente um nível pretérito mais baixo onde houve a instalação da vegetação de mangue; arenitos de praia (*beachrocks*) entre a praia do Sardim e Barrinha acima $\pm 1,2$ m do nível atual denotando que o oceano esteve mais elevado que o atual nesse setor; fundos fluviais e/ou de lagoas interdunares na praia de Peito de Moça situado a ± 7 m acima do nível marinho atual indicando um nível pretérito mais baixo, e ainda sambaquis na praia do Macapá (composto por restos de moluscos e fragmentos de cerâmica com idades entre 410 a 2700 anos) achados ± 11 acima do nível marinho atual, o que sugere, no mínimo a 400 anos, um nível marinho mais elevado ou semelhante ao nível atual.

- IV. A região é influenciada pela ação de um clima subúmido seco, por encontra-se numa área de transição do meio norte. Isso pressupõe boa umidade para a região com precipitações médias superiores a 1.000mm/ano, confirmado pela presença de brejos interioranos. Há predominância dos ventos alísios de Nordeste seguidos de ventos de Este. Os ventos alísios de nordeste representam o principal componente motriz nos processos costeiros são ajudados ainda pela ação de brisas locais. A velocidade média dos ventos sempre denota boa competência para mobilização de sedimentos e potencialidade para a utilização por energia eólica, com média geralmente superior a 3m/s. A velocidade absoluta varia entre 0,0 e 5,8 m/s, ocorrendo os valores mais expressivos setembro e dezembro e as velocidades mínimas, nos meses de abril e maio.
- V. Atentando para a dinâmica das dunas da região foram mapeadas em imagens multitemporais os pacotes eólicos calculadas estimativas das idades das dunas móveis atuais, encontrando-se taxa média de deslocamento da ordem de 21,3m/ano e idades variando 153 a 427 anos, podendo estar associados a “pulsos” com discretas e curtas variações do nível do mar, mas que permitiram a exposição da plataforma o suficiente para fornecer sedimentos ao continente.

As oscilações térmicas no Quaternário nos últimos 400 anos corroboram tais estimativas. Os dados da dinâmica conjugados à configuração geográfica do litoral analisado mostram que ao longo do ano, os ventos de SE são pouco efetivos, não favorecendo a condução de sedimentos do continente para a faixa de praia. Assim os ventos alísios de Este e Nordeste e a configuração de grande parte do litoral no sentido E-SE para N-NW auxilia na entrada de sedimentos da plataforma continental e da faixa de praia para o continente, permitindo que esse trecho da costa comporta-se como um sumidouro de sedimentos litorâneos, onde somente parte deles retorna ao sistema litorâneo.

- VI. O sistema de ondas que banha a área do litoral do Piauí tem sua energia geradora relacionada aos ventos locais principalmente. Apresentam alturas com valor mínimo de 0,50m e o mais elevado de 1,25m. Os valores médios foram de 0,64m e 0,83m, para os períodos de chuva e estiagem, respectivamente, entre 2010 e 2011. Quando analisados os meses individualmente, a média mais elevada foi a do mês de Novembro de 2011, chegando a 0,96m. As ondas desse litoral apresentam direção predominante entre os quadrantes N-NE e E-NE variando geralmente entre 15° e 80° . Porém, ocorreram ainda variações de incidência (entre 340° e 10°) indicando entrada de ondas entre N-NW e N-NE que estão associadas à influência de fatores modificando o padrão regional, como a presença de promontórios, recifes de arenito e barras submersas juntas a desembocaduras fluviais que, por vezes, são responsáveis pelo processo de difração de ondas. O período de onda (T) variação entre 5,8 e 12,4 segundos. Havendo um comportamento sazonal, onde mais de 70% das ondas apresentaram (durante os primeiros seis meses do ano) períodos de onda (T_p) que variaram entre 6 e 9 segundos. No segundo semestre do ano o registro desses valores (entre 6 e 9 segundos) chegou a mais de 90% para as ondas incidentes. Logo, as ondas sea mostram-se dominantes.
- VII. A corrente longitudinal é a principal componente responsável pelo transporte de sedimentos na zona costeira da área. Os dados de incidência das ondas e altura das ondas na arrebatção indicam corrente longitudinal com velocidade da corrente variando de -1,02m/s (máxima para leste) a 8,87m/s (máxima para oeste), mas mantendo uma corrente média de 1,23m/s para oeste. Valores

negativos indicaram anomalias nas células de deriva litorânea causadas por correntes de retorno ou difração de ondas. Os valores mais altos para a corrente longitudinal geralmente estiveram associados às maiores alturas de onda. Na área dos perfis P2, P6 e P11 foram identificadas as melhores correlação de Pearson entre a altura das ondas e a velocidade da corrente com valores de 0,879; 0,848 e 0,761 respectivamente. A boa inclinação do perfil associada a sedimentos médios em muitos dos perfis, bem como boa velocidade da corrente representaram características ótimas para o transporte de sedimentos ao longo da costa.

- VIII. A região do litoral do Piauí é regida pelo domínio de mesomares com valores de amplitude superior a 3,0 metros de variação e seguem o padrão normal de marés semi-diurnas com a ocorrência de duas preamares e duas baixa-mares no período de 1 dia lunar. A amplitude máxima da maré registrada para o Porto de Luis Correia em 2010 que alcançou 3,7m (amplitude máxima) em fevereiro, e a amplitude mínima de 1,0m no mês de setembro. Em 2011, a amplitude máxima alcançou 3,7m em setembro e novembro, sendo as duas maiores amplitudes verificadas ao longo de todo o ano. A amplitude mínima de 0,80m no mês de setembro. A elevada amplitude da maré na região pode, como verificado em alguns meses de monitoramento, representar elevações momentâneas do nível relativo do mar, sendo responsáveis por significativas modificações no processo de sedimentação do perfil da praia.
- IX. A variação volumétrica transversal da faixa de praia variação ao longo do período monitorado de forma bastante diferenciada, apresentando no final do período monitorado um relativo equilíbrio da morfologia do perfil e geralmente com balanço volumétrico positivo. Entretanto, os perfis que apresentaram maior variação em seu volume foram os perfis 4, 10 e 11. O que denota para área boa estabilidade no suprimento de sedimentos no período estudado. Corroborando com a ideia de que esse litoral ainda é regido principalmente pelo comportamento natural. O Perfil 4, no entanto, tem dinâmica ímpar, pois é muito influenciado pelo processo de difração atuante na praia de Barra Grande, ocorrendo mudanças frequentes na morfologia e alterações no volume dos perfis. Uma característica relevante que se reflete nos elevados volumes

deslocados é a extensão dos perfis (com exceção apenas dos perfis com indicativos de erosão, P7 e P13). Assim, mesmo pequenas alterações na morfologia representaram significativos valores no volume de sedimentos deslocados, que com base nos valores calculados, observou-se uma média de variação volumétrica para o período de cerca de 4.900m^3 de sedimentos deslocados.

- X. O rio Parnaíba exerce papel primordial na contribuição de sedimentos para a frente deltaica, e algumas das praias de Ilha Grande. O rio Parnaíba apresenta grande vazão e grande carga de sedimentos transportados em suspensão. De acordo com os dados da ANA, 2010 no Hidroweb, vazão média do Parnaíba (com base nos dados de 1981 a 2007) é de $4.527\text{ m}^3/\text{s}$ e traz consigo carga de sedimentos, chegando a uma média de $399,3\text{ mg/L}$, com contribuição estimada de sedimentos transportados para a foz de $115,3\text{ ton/ano/km}^2$.
- XI. As diferentes classificações morfodinâmicas denotaram a predominância de estágios intermediários para as praias piauienses, geralmente com presença de bancos e barras submersas. Entretanto os parâmetros que mais se aproximaram à realidade das praias piauienses foram o ω associado ao RTR e o parâmetro Delta, tendo em vista que os outros parâmetros fazem a integração de praias intermediárias diferenciadas em um mesmo grupo. As praias da célula 1 comportaram-se, na maioria das vezes de forma dissipativa a intermediária, com tendência a planícies de marés. Na célula 2, apresentaram-se em geral intermediária, havendo ainda episódios de estágios extremos (dissipativa e refletiva). Na célula 3 as praias comportaram-se como intermediárias com tendência à refletiva em função da declividade acentuada nas partes altas do perfil. A célula 4 foi a que apresentou maior regularidade na classificação, com características intermediária em todo o período. A célula 5a variou de refletiva a intermediária, mas também com comportamento refletivo associado a ação de ondas frontais. A célula 5b, que diferencia-se por ser mais abrigada que a 5a, apresentou-se como praia intermediária, onde as ondas são mais calmas em função da difração gerada pela pedra do sal. Já a célula 5b apresentou-se intermediária a dissipativa.

- XII. As variações da taxa de crescimento demográfico para a região confirmam que o litoral representa atrativo e se reverte em alterações significativas na densidade demográfica representando o aumento da pressão humana sobre os recursos ambientais litorâneos. Entretanto os dados apresentados apontam aumento mais significativo para a cidade de Parnaíba que tinha densidade demográfica de 300hab/km² e subiu para 335hab/km² entre 2000 e 2012. O contraponto está no fato de que Parnaíba (cidade polarizadora) não está propriamente situada junto a linha de costa propriamente dita, o que pode representar um crescimento nas cidades dos outros municípios de forma menos acelerada, sendo conseqüentemente, menos acelerada também a pressão sobre os sistemas ambientais das áreas pouco urbanizadas, o que compõe um “privilégio” desta faixa costeira em relação às demais.
- XIII. Ao se considerar a análise dos indicadores de vulnerabilidade à erosão e processos erosivos já atuantes, pode-se afirmar que a área apresenta muitos indicadores de vulnerabilidade à erosão. No entanto estes geralmente têm causas associadas a condicionantes naturais. Constatou-se que 50% das praias desse litoral são de alto risco à erosão associadas a causas naturais; 40,9% é classificada com de médio risco a erosão, compondo as praias de baixa ocupação e uso sazonal; 4,5% que apresenta muito baixo risco à erosão, que representa as praias mais isoladas como a praia das Ostras, Maceió e das Canárias, e 4,5% que já apresenta muito alto risco a erosão, representada principalmente pela praia de Coqueiro, neste caso com causas associadas principalmente a fatores antrópicos, havendo contribuição dos fatores naturais, sendo necessária, breve tomada de decisão para a mitigação do processo. Mesmo havendo predominância de causas naturais para os indicadores de vulnerabilidade a erosão é preciso que haja o ordenamento do crescimento e desenvolvimento da região de modo que se almeje o desenvolvimento equilibrado respeitando as suscetibilidades dos ambientes, principalmente o costeiro devido a intensa dinâmica que o compõe.
- XIV. 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.

- XV. Sugere-se ainda maior efetividade na fiscalização e monitoramento por parte dos órgãos competentes tendo em vista que esta área compõe uma Área de Proteção Ambiental “de direito”, mas que “de fato” poucas ações são realizadas. Onde podem ser citados os casos das comunidades de Cajueiro da Praia, com a sensibilização ambiental realizada pelo Projeto Peixe Boi; a localidade de Barrinha e Barra Grande onde a população tradicional já desponta para uma consciência ambiental mais integradora, mobilizando-se para discutir muitas das ações que chegam às suas localidades.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. – **Capítulo 8: Paleoclimas - Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no pleistoceno – Efeitos Paleoclimáticos do Período Würm-Wisconsin no Brasil.** Universidade de São Paulo. Instituto de Geografia. São Paulo, SP, 1979.

ALBUQUERQUE, M. DA G.; CALLIARI, L. J. & PINHEIRO, L. DE S. - **Análise dos principais riscos associados ao banho de mar na Praia do Futuro, Fortaleza-Ceará.** Braz. J. Aquat. Sci. Technol., 14(1): 1-8., (2010).

ALBUQUERQUE, M. G. – **Análise espaço-temporal das causas da variabilidade da linha de costa e erosão na Praia do Hermenegildo, RS.** Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Tese de doutorado. Porto Alegre, 2013.

ALBUQUERQUE, M. G.; CALLIARI, L. J.; CORRÊA, I. C. S.; PINHEIRO, L. S. - **Morfodinâmica da Praia do Futuro, Fortaleza-Ceará: Uma síntese de dois anos de estudo.** Rev. Quaternary and Environmental Geosciences. 01(2):49-57, 2009.

ANA - Agência Nacional de Águas (2010). **Sistema de Informações Hidrológicas** [online], URL: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/HidroWeb.asp>. Arquivos capturados em 2013.

ANDRADE JR., A. S.; BASTOS, E. A.; BARROS, A. H. C.; SILVA, C. O.; GOMES, A. A. N.; SOUSA, C. F.; - **Classificação climática do Estado do Piauí.** Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Centro de Pesquisa Agropecuária do Meio Norte. Documento 86, ISSN 0104-866X, Teresina-PI, (2004).

ARARIPE, H. G. A.; LEITE, T. S.; OLIVEIRA, J. E. L. *In* MARCELINO, A. M. T. (Coord.) - **Caracterização dos Ecossistemas Costeiros dos Estados do Rio Grande do Norte, Ceará e Piauí.** ANP (Agência Nacional do Petróleo), Natal-RN, Ago 1999.

ARAUJO, R.S.; SPROVIERI, F.C.; FREITAS, D. & KLEIN, A.H.F. – **Variação da morfologia praial e identificação de zonas de erosão acentuada (zea) na enseada do Itapocorói-SC.** Braz. J. Aquat. Sci. Technol., 14(1): 29-38., (2010).

ARCHER, D. & RAHMSTORF, S. - **The Climate Crisis: An introductory guide to climate change**. 250 pages. ISBN 978-0-521-73255-0. Cambridge University Press, 2010.

AYOADE, J. O. - **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. Rio de Janeiro. Editora Bertrand Brasil. 3ª Edição. 332p, 1991.

BAPTISTA, E. M. C. - **Caracterização e importância ecológica e econômica dos recifes da zona costeira do Estado do Piauí**. 290p. Dissertação de Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente, Universidade Federal do Piauí – UFPI, (2004).

BAPTISTA, E. M. C. **Estudo morfossedimentar dos recifes de arenito da zona litorânea do estado do Piauí, Brasil**. Tese de doutorado, Florianópolis, SC, (2010).

BAPTISTA, J. G. – **Geografia Física do Piauí**. 2. ed. Teresina: COMEPI.366p. (1981).

BASTOS , E. A.; NUNES, B. H.; ANDRADE JR., A. S. – **Boletim agrometeorológico para o município de Parnaíba 1990-1999**. ISSN 0104-866X, Documentos Nº 46, EMBRAPA MEIO NORTE, Teresina-PI, novembro/2000.

BASTOS , E. A.; NUNES, B. H.; ANDRADE JR., A. S. – **Boletim agrometeorológico para o município de Parnaíba 2000-2010**. ISSN 0104-866X, Documentos Nº 46, EMBRAPA MEIO NORTE, Teresina-PI, jan/2012.

BASTOS, A. C.; SILVA, C. G. - **Caracterização morfodinâmica do litoral Norte Fluminense, RJ, Brasil**. Rev. bras. oceanogr., 48(1):41-60, (2000).

BELTRAME, Â. V. – **Diagnóstico do Meio Físico de Bacias Hidrográficas: modelo e aplicação**. Florianópolis: Ed. da Universidade Federal de Santa Catarina, 1994.

BELTRAMI, C. V.; ALVES, L. E. M.; FEIJÓ, F. J. - **Bacia do Ceará**. Rio de Janeiro. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 8 (1):117-125, 1994.

BIRD, E. C. F. - **Coastal geomorphology: an introduction**. 2ª edition. Editors: John Wiley & Sons Ltd./Geostudies. West Sussex- England, 436p. 2008.

BIRD, E. C. F. - **Coasts: an introduction to coastal geomorphology**. Oxford: Blackwell, 320p., 1984.

BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G. S. & FLEXOR, G. M. – **Quaternary marine formations of the coast of the State of Bahia (Brazil)**. Simpósio Internacional sobre Evolução Costeira no Quaternario, Atas...232-253p., São Paulo, SP, 1979.

BITTENCOURT, A. C. S.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MOITA FILHO, O. - **Variações texturais induzidas pelo vento nos sedimentos da face da Praia de Atalaia, Piauí**. Revista Brasileira de Geociências, 20 (1-4): 201-207, (1990).

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.) – **Capítulo III - Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira**. In Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília : CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003.

BORGES, J. F. – **Os senhores das dunas e os adventícios D'além-mar: primeiros contatos, tentativas de colonização e autonomia Tremembé na Costa Leste-Oeste (Séculos XVI e XVII)**. Universidade Federal Fluminense-UFF, Tese de doutorado. Niterói, 2010.

BORGES, J. F. – **Sob os areais: arqueologia, história e memória**. Universidade Federal do Piauí-UFPI, Dissertação de mestrado. Teresina, 2006.

BRASIL – Ministério do Meio Ambiente - **Caderno da Região Hidrográfica do Parnaíba**. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. – 184 p. ISBN 85-7738-064-5. Brasília: MMA, 2006.

BRASIL – **Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro II (PNGC II)**. Ministério do Meio Ambiente. Comissão Interministerial Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM). Brasília, 1997.

BRASIL – **Projeto Orla: Subsídios para um projeto de gestão**. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Secretaria do Patrimônio da União. Brasília, 2004.

BRASIL - **Resolução 1 de 21/11/1990. Ministério do Meio Ambiente.** Comissão Interministerial Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM). Brasília, 1990.

BRASIL, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis – IBAMA. - **Plano de Gestão e Diagnóstico Geoambiental e Sócio-econômico da APA Delta do Parnaíba e ZEE do Baixo Parnaíba.** Fortaleza: IEPS/UECE. 101p. ilustr., (1998).

BRASIL, MMA-Ministério do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais E DOS - **Documento síntese do I Simpósio Nacional sobre Erosão Costeira.** Ministério do Meio Ambiente (MMA). Secretaria de Mudanças Climática e Qualidade Ambiental. Departamento de Qualidade Ambiental na Indústria. Gerência de Qualidade Costeira e do Ar. Brasília, (2008).

BRASIL, MMA-Ministério do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis - **Erosão e progradação no litoral brasileiro.** Dieter Muehe (organizador). – Brasília: MMA, 2006.

BRITO NEVES, B. B. - **A Saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana.** Revista Brasileira de Geociências 33(1-Sulemento):77-88, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, GMG-IGc-USP. Março de 2003.

BRITO NEVES, B. B.; TROUW, R. A.J. & PANKHURST, R. J. – **West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: ‘the ties that bind’.** Geological Society – Special Publications 294, 01:09, (2008).

CAI, F.; SU, X.; LIU, J.; LI, B.; LEI, G. - **Coastal erosion in China under the condition of global climate change and measures for its prevention.** Third Institute of Oceanography State Oceanic Administration, Xiamen 361005, China - College of Marine GeoScience, Ocean University of China, Qingdao 266003, China, Science Direct, (2009) 415–426.

CALLIARI, L.J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G. & TOLDO JR. E. - **Morfodinâmica praias: uma breve revisão.** Rev. bras, oceanogr.. 51(único):63-78, (2003).

CAPOBIANCO, M.; DeVRIEND, H.; NICOLLS, R. J.; STIVE, M. J. F. - **Coastal Area Impact and Vulnerability Assessments The Point of View of a Morphodynamic Modeller**. Journal of Coastal Research, 15 – 3 : 701-716, (1999).

CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. – **Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. Cambridge University Press, 511p, 1994.

CARTER, R. W. G; - **Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines**. London, Academic Press, 617 p., (1988).Disponível em: <http://books.google.com.br> - Acesso em: 21 de dezembro de 2011.

CARVALHO, A. M.; COUTINHO, P. N.; MORAIS, J. O. de. - **Caracterização Geoambiental e Dinâmica Costeira da Região de Aquiraz na Costa Leste do Estado do Ceará**. Revista de Geologia, Vol. 7:55-68, Fortaleza, 1994.

CASSETI, V. - **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, (1991).

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. (2005) Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 20/10/2010.

CLARK. J. - **Integrated management of coastal zones**. National Park Service Program. Rosenstiel School of Marine Sciences. University of Miami. Miami, Florida, USA, 1994.

CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P. – Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. Rev.Caminhos de Geografia.V.7, n.20, p.1-21, Instituto de Geografia. Universidade Federal de Uberlândia-UFU. 2007.

COUTINHO DE MELO, A. B.; NOBRE, P.; DIAS DE MELO, M. L.; SANTANA, S. C. - **Estudo climatológico da posição da ZCIT no atlântico equatorial e sua influência sobre o nordeste do Brasil**. Anais do XI CBMET – Congresso Bras. Meteorologia. Rio de Janeiro – 2000.

DA SILVA, B. F. P.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. PERESSETSKY, A; DE BRITO, B. M. - **Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no Estado de Alagoas**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.26, n.3, 323 - 338, 2011.

DAL CIN, R.; SIMEONI, U. - **A Model for Determining the Classification, Vulnerability and risk in the Southern Coastal Zone of the Marche (Italy).**

Journal of Coastal Research, v. 10 (1): 18-29. (1994)

DIAS, C. B. - **Dinâmica do sistema estuarino Timonha/Ubatuba (Ceará–Brasil): Considerações ambientais.** Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Pós-graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Fortaleza. 2005.

DIAS, I. C. C. M.; ROCHA-BARREIRA, C. A. - **Comportamento Morfodinâmico da Praia da Taíba, Nordeste do Brasil.** Journal of Integrated Coastal Zone Management 11(4):421-431, (2011).

DOMINGUEZ, J. M. L. – **Deltas dominados por ondas: Críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright.** Ver. Bras. De Geociências 20(I-4):352-361, março/dezembro de 1990.

DOMINGUEZ, J. M. L. - **Erosão costeira na região leste-nordeste do Brasil.** Tese submetida como requisito do concurso para Prof. Titular da Disciplina de Geologia Sedimentar e Costeira, Universidade Federal da Bahia, 1999.

DUTRIEUX, E.; CANOVAS, S.; DENIS, J.; HÉNOCQUE, Y.; QUOD, J. P. & BIGOT, L. - **Guidelines for vulnerability mapping of coastal zones in the Indian Ocean.** Paris: UNESCO/IOC, 2000. n. 38, 41 p.

EMBRAPA- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – **Mapa de altimetria do Estado do Piauí derivado de Imagens SRTM 2003.** Disponível em:

<http://www.agritempo.gov.br/modules.php?name=Mapas&estado=PI>. Acesso: dez/2012.

EMERY, K. O. - **A Simple Method of Measuring Beach Profiles.** Limnology and Oceanography. 6 (1): 90-93, 1961.

ESTEVES, L. S. - **Shoreline changes and coastal evolution as parameters to identify priority areas for management in Rio Grande do Sul, Brazil.** Rev. Pesquisas em geociências 31, 15-30. (2004).

- FARACO, K.R.; CASTILHOS, J.A.D.; HORN FILHO, N.O. - **Morphodynamic aspects and El Niño oscillations in Ingleses Beach, Santa Catarina Island, Southern Brazil.** J. Coastal Res. SI(39): 656-659, (2006).
- FERNANDES, A. **Fitogeografia Brasileira.** Fortaleza, Multigraf, 340p, 1998.
- FERNANDES, R. F. - **Estudo da evolução termomecânica da Bacia do Parnaíba.** Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2011.
- FERNANDEZ, G.B.; ROCHA, T.B.; PEREIRA, T.G.; FIGUEREDO JR. A.G. - **Morfologia e dinâmica da praia entre Atafona e Grussaí, litoral norte do estado do Rio de Janeiro.** VI Simp. Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology. Goiânia, (2006).
- FERREIRA, N. S. - **Zona de Convergência Intertropical.** Climanálise. In: CLIMANÁLISE. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. MCT/INPE. Cachoeira Paulista, SP. 1996.
- FUNCEME - Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Banco de Imagens da Zona de Convergência Intertropical Satélite Meteo Sat 9.** Fortaleza, (2012).
- FUNDAÇÃO CEPRO - Fundação Centro de Pesquisas Econômicas e Sociais do Piauí. **Macrozoneamento Costeiro do Estado do Piauí: Relatório Geoambiental e Sócioeconômico.** Teresina, (1996).
- GÓES, A.M. - **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba.** São Paulo. 171 p. Tese de Doutorado. (1995).
- GÓES, A.M., FEIJÓ, F.J. 1994. - **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 8(1):57-67.
- GOMES, T. P.; ROSA-FILHO, J. S. - **Composição e variabilidade espaço-temporal da meiofauna de uma praia arenosa na região amazônica (Ajuruteua, Pará).** Iheringia, Sér. Zool., Porto Alegre, 99(2):210-216, 30 de junho de 2009.
- GRUBER, N. L. S.; BARBOZA, E. G.; NICOLODI, J. L. - **Geografia dos sistemas costeiros oceanográficos: subsídios para gestão integrada da zona costeira.** Gravel, ISSN 1678-5975, Jan/2003, nº 01 – 81-89, Porto Alegre.

GUEDES, R. V. S.; LIMA, F. J. L.; AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. – **Análise em componentes principais da precipitação pluvial no Estado do Piauí e agrupamento pelo Método de Ward.** Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. 27, n. 1, jan/mar. 2010.

IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia Estatística – **Censo 2010.** Rio de Janeiro, 2012.

IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia Estatística – **Estimativa da população 2012.** Rio de Janeiro. Disponível em www.ibge.org.br, Acesso em junho/2013.

IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia Estatística - **Manuais técnicos em geociências: Manual Técnico de Pedologia.** 2ª edição, Rio de Janeiro, 2007.

KLEIN, A. H. F. & MENEZES, J. T., - **Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast.** Journal of coastal research, 17 (4), 812-835. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208 (2001).

KLEIN, R. J. T. - **Coastal Vulnerability, Resilience and Adaptation to Climate Change An Interdisciplinary Perspective.** PhD Tesis. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät of the Christian-Albrechts-Universität zu Kiel-German, (2002).

LARSEN, C.; & CLARK, I. - **A Search for Scale in Sea-Level Studies.** Journal of Coastal Research, v. 22, nº 4, p 788–800, West Palm Beach, Florida July, 2006.

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.** XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. São Paulo, 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, 2010.

LINS-DE-BARROS, F. M. - **Risco, vulnerabilidade física à erosão costeira e impactos sócio-econômicos na orla urbanizada do município de Maricá, Rio de Janeiro.** Revista Brasileira de Geomorfologia - Ano 6, nº 2 (2005).

MACEDO, S. S. - **Paisagem, litoral e formas de urbanização**. In: PROJETO ORLA: Fundamentos para gestão integrada / Ministério do Meio Ambiente, Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Brasília: MMA, 2006.

MAIA, L. P. - **Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE-Brasil): Implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral**. Universitat de Barcelona. Facultat de Geologia. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Tesis Doctoral. Barcelona (1998).

MAIA, L. P.; JIMENEZ, J. A.; SERRA, J. MORAIS, J. O. - **The coastline of Fortaleza City**. A product of environmental impacts caused by the Mucuripe harbor. Arq. de Ciên. Mar, Fortaleza, (1-2): 93-100, (1998)

MALLMANN, D. L. B. - **Vulnerabilidade do litoral sul de Pernambuco à erosão**. Universidade federal de Pernambuco, Recife, (2008).

MANSO, V. A. V.; TOLDO JR., E. E.; MEDEIROS, C.; ALMEIDA, L. S. B., - **Perfil Praial de Equilíbrio da Praia de Serinhaém, Pernambuco**. Revista Brasileira de Geomorfologia, Volume 2, Nº 1, 45-49, (2001).

MARTIN, L.; MÖNER, N. A. ; FLEXOR, G. M. & SUGUIO, K. – **Reconstituição de Antigos níveis marinhos do Quaternário**. Publicação especial da Comissão Técnico-Científica do Quaternário. Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), São Paulo, 154p, 1982.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; & FLEXOR, J. M. – **As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “Deltas” brasileiros**. Boletim Instituto de geociências-USP. Publicação especial Nº 15, São Paulo-SP, 186p, 1993.

MASSELINK, G. – **Simulating the effects of tides on beach morphodynamics**. Journal of Coastal Research, 15, 180-197. Fort Lauderdale-Florida, (1993).

MASSELINK, G. & SHORT, A. – **The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: A conceptual model**. Journal of Coastal Research, 9(3), 785-800. Fort Lauderdale (Florida), ISSN 0749-0208, (1993).

MAZZER, A. M.; DILLENBURG, S. R. & SOUZA, C. R. G. - **Proposta de método para análise de vulnerabilidade à erosão costeira no sudeste da ilha de Santa Catarina, Brasil.** Revista Brasileira de Geociências Alexandre M. Mazzer et al. 38(2): 278-294, (2008).

McCANN, S. B.; BRYANT, E. A. – **Barrier islands, sand spits and dunes in the Southern Gulf of St. Lawrence.** McMaster University, Hamilton, Ont., Maritime Sediments, Vol. 8, N° 3, (1972).

McCANN, S. B.; BRYANT, E. A. – **Beach processes and shoreline changes, Kouchibouguac Bay, New Brunswick.** McMaster University, Hamilton, Ont., Maritime Sediments, Vol. 6, N° 3, (1970).

McLACHLAN, A.; DORVLO, A. - **Global Patterns in Sandy Beach Macroenthic Communities.** Journal of Coastal Research 21 4 674–687 West Palm Beach, Florida July (2005).

McLACHLAN, A.; DORVLO, A. - **Species-area relationships for sandy beach macroenthos in the context of intertidal width.** Oceanologia, by Institute of Oceanology PAS, 49 (1), pp. 91–98. (2007).

McREATH, I. & FARACO M. T. L. - **Paleoproterozoic Greenstone-Granite Belts in Northern Brazil and the Former Guyana Shield - West African Craton Province.** Revista do Instituto de Geociências – USP, Geol. USP Série Científica, São Paulo, v. 5, n. 2, p. 49-63, março 2006.

MEIRELES, A. J. A. – **Introdução à Geomorfologia Costeira Cearense: Evidências de flutuações do nível relativo do mar e os processos litorâneos.** Fortaleza, 1997.

MEIRELES, A. J. A.; ARRUDA, M. C.; GORAYEB, A. - **Integração dos indicadores geoambientais de Flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral Cearense.** Mercator - Revista de Geografia da UFC, ano 04, número 08, (2005).

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. – **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MESQUITA, A. R.; HARARI, J.; FRANÇA, C. A. S. – **Nível do Mar no litoral do Brasil**. III Conferência Regional sobre Mudanças Climáticas: América do Sul. Conferência Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo – Brasil, (2011).

MIALL, A. D. - **Deltas**. In R. G. Walker, ed., *Facies Models*, 2nd Edition: Geoscience Canada Reprint Series #1, p. 105-118.(19). 1984.

MIGUENS, A. P. – **Navegação: A Ciência e a arte**. Editora: DHN. Edição 1 – Volume: 000ISBN 10:8572930175ISBN 13:9788572930178, Niterói-RJ, 1996.

MORAES, Antonio Carlos Robert & ZAMBONI, Ademilson. - **Construindo o conceito de Orla Marítima**. In BRASIL – Projeto Orla: Subsídios para um projeto de gestão. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Secretaria do Patrimônio da União. Brasília, 2004.

MORAES, Antonio Carlos Robert. **Contribuições para a Gestão da Zona Costeira do Brasil**. São Paulo: Hucitec/EDUSP, 1999.

MORAIS, D. I. B. - **Atratividade turística da praia de Atalaia no município de Luis Correia e seu risco para o banho de mar**. Universidade Estadual do Piauí-UESPI, Teresina, 2010.

MORAIS, J. O. - **Processos e Impactos Ambientais em Zonas Costeiras** - Geologia do Planejamento Ambiental. Rev. Geol. Fortaleza-Ce. V.9, p. 191-242, (1996).

MORAIS, J. O.; MEIRELES, A. J. - **Evidências de variações relativas do nível do mar durante o Quaternário no litoral leste do Estado do Ceará**. In: XXXVII Cong. Bras.Geologia, São Paulo, SP. Resumos Expandidos do XXXVII Cong. Bras.Geologia. São Paulo, SP:SBG, 1992. v. 1. p. 71-73., (1992).

MORAIS, J. O.; PINHEIRO, L. S.; OLIVEIRA, G. G.; MOURA, M. R. - **Morfodinâmica praial e suas implicações no surgimento de riscos no uso das praias de Iparana e Pacheco, Caucaia-CE**. II Congresso Brasileiro de Oceanografia, Vitória, (2005).

- MORAIS, J. O.; PINHEIRO, L. S.; PAULA, J. E. A.; SILVA, M. V. N.; - **Classificação morfodinâmica das praias de Morro Branco e Iguape, costa leste do Estado do Ceará.** Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas., (2002).
- MORELOCK, J.; RAMIREZ, W. - **Charpter: Coastal Systems - Deltas.** In BIRD, E. C. F. (Editor) - Encyclopedia of the World's Coastal Landforms. Press Springer Science, 2010.
- MOURA, M. R. – **Dinâmica costeira e vulnerabilidade à erosão do litoral dos municípios de Caucaia e Aquiraz, Ceará.** Tese de doutorado. Fortaleza, 190p., (2012).
- MOURA, M. R. - **Processos costeiros e evolução da ocupação nas praias do litoral oeste de Aquiraz, Ceará entre 1970- 2008.** Fortaleza, 137p., (2009).
- MUEHE, D. – **Aspectos gerais da erosão costeira no Brasil.** Revista Mercator, ano 04, nº 07, Fortaleza, (2005).
- MUEHE, D. - **Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo.** In: PROJETO ORLA: fundamentos para gestão integrada / Ministério do Meio Ambiente, Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Brasília: MMA, 2006.
- MUEHE, D. - **Erosion in the Brazilian Coastal Zone: An Overview.** Journal of Coastal Research, Special Issue, v. 39, (2004).
- MUEHE, D. - **Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação.** Rev. Bras. Oceanografia. 46(2):157-169, (1998a).
- MUEHE, D. - **Geomorfologia Costeira.** In GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (orgs.) Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 3ª Ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, (1998b).

- MUEHE, D. - **Geomorfologia Costeira**. In GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (orgs.) Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações. 2ª Ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, (2002).
- MUEHE, D.; BULHÕES, E. M. R.; ROSO, R. H.; FERNANDEZ, G. B.; - **Diagnóstico da estabilidade da orla costeira por abordagem múltipla em trecho do litoral norte do rio de janeiro – Brasil**. III CZC. Assoc. Portuguesa dos Recursos Hídricos-APRH, (2005a).
- NICHOLLS R. J., SMALL C., (2003). **Global analysis of human settlement in coastal zones**. Journal of Coastal Research, v. 19, 584-599 (2003).
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979.
- OLIVEIRA, M. R. L.; NICOLODI, J. L. - **A Gestão Costeira no Brasil e os dez anos do Projeto Orla. Uma análise sob a ótica do poder público**. Revista da Gestão Costeira Integrada 12(1):89-98 (2012).
- OLIVEIRA, R. G. – **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. UFRN/Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, 2008.
- PAULA, J. E. A. – **Dinâmica e Evolução Ambiental do Baixo Curso do Rio Cauipe, Caucaia-Ceará**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual do Ceará-UECE. Fortaleza, 139p, 2004.
- PAULA, J. E. A.; MORAIS, J. O.; PINHEIRO, L. S. **Evolução morfodinâmica da Praia do Iguape-CE**. Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa. IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas. (2002).
- PETRI, S. - **Flutuações Climáticas e Flutuações do Nível do Mar**. In Geologia do Brasil. São Paulo: USP, Capítulo VI: p493-513, 1983.

PIAUI - FUNDAÇÃO CENTRO DE PESQUISAS ECONÔMICAS E SOCIAIS DO PIAUÍ-FUNDAÇÃO CEPRO. **Macrozoneamento Costeiro do Estado do Piauí: Relatório Geoambiental e Sócio-econômico**. Teresina: s.e. 221p. ilustr., (1996).

PINHEIRO, L. S. - **Compatibilização dos Processos Morfodinâmicos e Hidrodinâmicos com o uso e ocupação da Praia da Caponga – Cascavel-CE**. Dissertação de Mestrado, Fortaleza, (2001b).

PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; MEDEIROS, C. - **Mudanças da linha de praia e feições morfológicas no município de Cascavel, Estado do Ceará, Brasil**. Arq. Ciên. Mar, Fortaleza, 34: 117 – 130 (2001a).

PINHEIRO, L.S.; MORAIS, J.O. ; PITOMBEIRA, E. S. - **Caponga Shoreline Rehabilitation Assesments**. Journal of Coastal Research , EUA, v. 35, p. 536-542, (2003).

PINHEIRO, L.S.; MORAIS, J.O. ; PITOMBEIRA, E. S.; PAULA, J. E. A. ; SILVA, M. V. N. ; ARAÚJO, P. S. A. - **Projeto consegue recuperar 150 metros de extensão da praia da Caponga**. Pesquisas FUNCAP, v. 1, p. 22-23, (2000).

RAUDKIVI, A. J. - **Loose Boundary Hydraulics**. 3th edition, Pergamon Press, 627p., (1990).

ROBERTS, D. G.; BALLY, A. W. – **Regional Geology and tectonics: Principles of Geologic Analysis**. Elsevier. ISBN: 978-0-444-53042-4, Amsterdam, 2012.

RUSCHMANN, D.; RUSCHMANN, J. - **Plano de Desenvolvimento Integrado do Turismo Sustentável do Piauí- PDITS/PI**. Secretaria de Planejamento do Estado - PRODETUR- 2004.

SANTOS, L. - **Classificação do litoral de Marataizes, Espírito Santo, quanto à vulnerabilidade erosiva**. Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, (2005).

SCHNEIDER, S.; SARUKHAN, J. - Overview of Impacts, Adaptation, and Vulnerability to Climate Change. In McCARTHY, J. J.; CANZIANI, O. F.; LEARY, N. A.; DOKKEN, D. J.; WHITE, K. S. (Eds.). **Climate Change 2001:Impacts, Adaptation and Vulnerability**. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge:

Cambridge University Press, 1032 pp., (2001), Disponível em:
<http://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg2/index.htm> Acesso em: 20 nov. 2010.

SHORT, A. D. – **Australian Beach Systems: nature and distribution.** Journal of Coastal Research, v. 22, nº 1, p 11–27, West Palm Beach, Florida, (2006).

SHORT, A. D. – **Beach morphodynamics in Australia 1970s-2010.** Geographical Research. May/2012, 50(2):141–153, (2012).

SHORT, A. D. - **Macro-meso tidal beach morphodynamics – An Overview.** Journal of Coastal Research, v. 7, nº 2, p 417–436, Fort lauderdale, Florida, (1991).

SHORT, A. D. – **The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: a review.** Revista Chilena de Historia Natural. 69:589-604, (1996).

SHORT, A. D., 1979. **Three-dimensional beach stage model.** Journal of Geology, 87,553-571.

SILVA, A. C. & ARAÚJO, A. S. – **Relatório Técnico Fevereiro/2010– Medições de Ondas e Correntes / Porto do Pecém.** (2010b).

SILVA, A. C. & ARAÚJO, A. S. – **Relatório Técnico: Janeiro/2010– Medições de Ondas e Correntes / Porto do Pecém.** (2010a).

SILVA, A. C. & ARAÚJO, A. S. – **Relatórios Técnicos Julho– Medições de Ondas e Correntes / Porto do Pecém.** (2010c).

SILVA, A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. – Capítulo II - **Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores.** In BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Editores) - Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Brasília, 2003.

SILVA, A. P. N.; VILLAR, A. C.; GUSMÃO, L.; MEDEIROS, S. R. R.; GIONGO, P. R. - **Climatologia espaço-temporal da chuva no Estado do Piauí.** Congresso Bras. de Meteorologia, Belém, (2010).

SOUZA, C. R. G.; SOUZA FILHO, P. W. M.; ESTEVES, L. S.; VITAL, H.; DILLENBURG, S. R.; PATCHINEELAM, S. M.; ADDAD, J. E. - **Praias arenosas e erosão costeira**. In SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (editores). Quaternário do Brasil. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Ribeirão Preto, Holos Editora, 382p. (2005).

SOUZA, M. J. N.; LIMA, F. A. M.; PAIVA, J. B. – **Compartimentação Topográfica do Estado do Ceará**. Rev. Ciências Agronômicas, 9 (1-2) : 77-86, Fortaleza, Dezembro (1979).

SRH - Secretaria dos Recursos Hídricos. **Estudo de Impacto Ambiental do Açude Público Itaúna**. Governo do Estado do Ceará em parceria com a consultoria da ANB - Águas do Nordeste do Brasil Ltda. Fortaleza, 1997.

SUGUIO, K. - **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais: (passado + presente = futuro?)** São Paulo : Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. (2001).

SUGUIO, K. - **Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas**. Geol. USP, Sér. didát., vol.2, p.1-40. ISSN 1677-7549, (2003).

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, G. M. & AZEVEDO, A. E. G. – **Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira**. Rev. Bras. Geoc., 15 (4): 273-286, 1985.

SUGUIO; K & BIGARELLA; J. J. **Ambientes Fluviais**. Editora da UFSC. Editora da Universidade Federal do Paraná. Florianópolis-SC, 1990.

TABAJARA, L. L., GRUBER, N. L. S.; DILLENBURG, S. R.; AQUINO, R. **Vulnerabilidade e classificação das dunas da praia de Capão da Canoa, Litoral Norte do Rio Grande do Sul**. Revista Gravel, Porto Alegre, 2005.

TESSLER, M. G. & MAHIQUES, M. M. **Por uma terminologia brasileira para o ambiente praias**. Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas, Itajaí, Anais, V. 1. p 68-69, 2000.

TESSLER, M. - **Potencial de risco natural. Macrodiagnóstico da Zona Costeira e Marinha do Brasil**. (2007).

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN. (Recursos Natural e Meio Ambiente), 191p., (1977).

VENTURINI, F. P.; CRUZ, C.; PITELLI, R. A. - **Toxicidade aguda do sulfato de cobre e do extrato aquoso de folhas secas de *nim* para o caramujo (*Pomacea canaliculata*)**. Acta Sci. Biol. Sci. Maringá, v. 30, n. 2, p. 179-184, 2008.

WOODROFFE, C. D. – **Coasts: Form, process and evolution**. Ed. Cambridge University Press, 2002.

WRIGHT, L. D. & SHORT, A. D. - **Morphodynamic variability of surf zone and beaches, a synthesis**. Marine Geology, 56:93-118, (1984).