

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

CARACTERIZAÇÃO DOS LENÇÓIS MARANHENSES E DUNAS INATIVAS
(FÓSSEIS): IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO

FORTALEZA
2010



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

**CARACTERIZAÇÃO DOS LENÇÓIS MARANHENSES E DUNAS INATIVAS
(FÓSSEIS): IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS**

FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO

ORIENTADOR
Prof. Dr. Luís Parente Maia

FORTALEZA
2010

FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO

**CARACTERIZAÇÃO DOS LENÇÓIS MARANHENSES E DUNAS INATIVAS
(FÓSSEIS): IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS**

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, do Instituto de Ciências do Mar - LABOMAR, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, outorgado pela Universidade Federal do Ceará.

Orientador: Prof. Dr. Luís Parente Maia

**FORTALEZA
2010**

G959 Gastão, Francisco Gleidson da Costa

Caracterização dos Lençóis Maranhenses e Dunas Inativas (Fósseis):
Implicações Paleoambientais / Francisco Gleidson da Costa Gastão, 2010.
111 f. ; il. color. enc.

Orientador: Prof^o. Dr^o. Luís Parente Maia

Área de concentração: Impactos ambientais das regiões oceânicas e
costeiras

Dissertação (Mestrado) - Instituto de Ciências do Mar - LABOMAR,
Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Universidade
Federal do Ceará – UFC, 2010.

1. Lençóis Maranhenses. 2. Dunas Móveis. 3. Dunas Inativas (fósseis). 4.
Mudanças Climáticas. 5. Geoprocessamento I. Maia, Luis Parente II.
Universidade Federal do Ceará – Instituto de Ciências do Mar, Pós-
Graduação em Ciências Marinhas Tropicais.

CDD 551.375

FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO

Caracterização dos Lençóis Maranhenses e Dunas Inativas (Fósseis): Implicações
Paleoambientais

Dissertação submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais do Instituto de Ciências do Mar - LABOMAR, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, outorgado pela Universidade Federal do Ceará.

Aprovada em 05 de Julho de 2010.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Luís Parente Maia

Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR - UFC
Universidade Federal do Ceará - UFC (Orientador)

Prof. Dr. Eugênio Marcos Soares Cunha

Departamento de Oceanografia e Limnologia - DOL
Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN

Prof^ª. Dra. Lidriana de Souza Pinheiro

Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR - UFC
Universidade Federal do Ceará - UFC

Dedico este trabalho à minha mãe, dona Maria Cleide e à Silvelena minha noiva, por terem me apoiado bastante nas últimas conquistas.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus que me deu forças o bastante pra cumprir esta etapa de minha vida.

A toda minha família pelo o apoio.

Ao orientador Professor Doutor Luís Parente Maia pelo apoio, pelo conhecimento compartilhado e por ter acreditado no desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Doutor Eugênio Marcos Soares Cunha e Doutora Lidriana Pinheiro por colaborarem com seus conhecimentos na melhora deste trabalho.

Ao Doutor José Reginaldo Lima Verde Leal, pelo apoio no fechamento deste trabalho, pelo reconhecimento, pelos momentos de descontração e, acima de tudo, pela grande amizade.

Aos meus colegas do laboratório de Dinâmica Costeira do Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR/UFC, Eduardo Gentil de Farias, Geraldo Varela, Leonardo Hislei Uchôa Monteiro, Kátia de Júlio, Maria Cecília, Cecílio Aguiar Rosa Junior, Eduardo Castro Menezes de Borba, Ana Cláudia de Abreu Siqueira, Rodolfo Teixeira Alves, Bruno Nogueira Catunda, Luiz José Cruz Bezerra (Buda), Tatiana Oliveira Falcão Quintela e Mario Duarte Pinto Godoy.

Aos colegas de trabalho do laboratório de Oceanografia Geológica do Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR/UFC, Alexandre Medeiros de Carvalho, José Gonzaga, Maria Cidrônea, Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco e Paulo Roberto; e do laboratório de Oceanografia Física, Professora Doutora Maria Ozilea Bezerra de Menezes.

Aos colegas da Universidade de Barcelona-Espanha, Professor Doutor Jordi Serra Raventos e Ivan Suñé Puchol (O Argentino), que colaboraram nas análises de MEV.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq pelo apoio financeiro com a bolsa de mestrado (Processo 136055/2008-7).

Ao Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), da Universidade Federal do Ceará, ambiente fabuloso de trabalho, onde desenvolvi todo este meu trabalho de mestrado.

E, a todos aqueles que me ajudaram, mesmo que de forma indireta, para que este trabalho fosse concluído.

Todos foram responsáveis por mais este momento em minha vida.

"A natureza é o único livro que oferece um conteúdo valioso em todas as suas folhas."

Johann Goethe

RESUMO

Mudanças climáticas na escala de tempo de séculos ou décadas podem produzir variações ecológicas significativas, alterando os cenários naturais do globo terrestre, assim como, comprometer o bem estar do homem e de outros seres vivos no planeta, por isso, torna-se importante estudar as evoluções climáticas durante o período Quaternário, pois se conhecido as alterações do clima no passado recente pode-se, com mais segurança, determinar as condições futuras. Os campos de dunas eólicas inativas, com extensões regionais, têm sido considerados como indicadores geomorfológicos e sedimentológicos de mudanças paleoclimáticas durante o Quaternário. A zona costeira do estado do Maranhão é dona de um dos maiores registros eólicos da costa brasileira. Nela estão inseridos os corpos dunares móveis (Lençóis Maranhenses) e dunas inativas (fósseis) adjacentes, cuja área está em torno de 1.000.000 hectares. O trabalho consiste em realizar um estudo da evolução destes corpos dunares, fazer uma relação cronológica dos diferentes tipos de dunas a fim de moldar as condições climáticas e paleoambientais pretéritas e mostrar a atual situação destes depósitos, bem como a interação dos mesmos com outros ecossistemas, através de técnicas de geoprocessamento aplicadas em imagens de sensoriamento remoto dos satélites Landsat 5, Landsat 7, *QUICKBIRD*, imagens de radar da missão SRTM, levantamentos de campo e análises em laboratório de sedimentos. A área possui pelo menos três compartimentos de relevo, cada um com seu ecossistema ou unidade geoambiental correspondente e padrões de drenagem característicos. Dividida em quatro estágios, a evolução dos depósitos eólicos começa, por volta de 123 mil anos antes do presente (A.P), época correspondente ao máximo da penúltima transgressão, quando o mar erodiu total ou parcialmente os depósitos continentais de estágios anteriores. As dunas deste estágio são atualmente de cor avermelhada típicas dos tabuleiros pré-litorâneos e não apresentam forma definida. O segundo estágio se encaixa nas evidências da glaciação ocorrida entre 70 e 60 mil anos A.P. O mar estava em níveis muito mais baixos do que o atual, disponibilizando material suficiente para a formação de dunas. Um grande deserto de areia teria se formado. Estas dunas móveis do Pleistoceno sofreram processos de estabilização posteriormente no terceiro estágio, e hoje são as dunas vegetadas que encontramos na área estudada. O quarto estágio é marcado pelo aparecimento das dunas móveis dos Lençóis Maranhenses que continuam a migra atualmente. As mudanças climáticas e ambientais ocorridas durante o Quaternário estão intrinsecamente ligadas à gênese e evolução dos depósitos arenosos deste período, tomando como evidência suas características sedimentológicas e sua disposição morfológica atual no espaço.

PALAVRAS-CHAVE: Lençóis Maranhenses, Dunas Móveis, Dunas Inativas (fosséis), Mudanças Climáticas, Geoprocessamento.

ABSTRACT

Climate change covering centuries or decades can produce important ecological variations altering the Earth natural scenarios, as well as, endangering human welfare and others being livings. For this reason, it's important to study climatic evolutions during Quaternary, since trough the knowledge the weather conditions in the past we can anticipate future conditions. The inactive aeolian dune fields regionally distributed, are considered sedimentologic and geomorphologic indicators of paleoclimatic changes during Quaternary. The Maranhão state coast shows perhaps the greatest aeolian record of Brazilian littoral which includes active dune fields (Lençóis Maranhenses) inactive dunes (fossil) covering a 1,000,000 hectares surface. It was held in this dissertation a dunar evolution study, setting up the several dunes types formation chronology, climatic and paleoenvironmental conditions through remote sensing techniques using Landsat 5, Landsat 7, Quickbird and radar SRTM satellites images, field survey and laboratory analysis. The region morphology is composed of three types of relief: dune bodies (active and inactive), pre-coastal *tabuleiros* and dissect *tabuleiros*. Linear structures that occur in this region are responsible for morphologic features and control the hydrographic patterns: parallel, rectangular, dendritical and contorted. There are four evolution phases that correspond to the formation of aeolian deposits. The first one was formed 123.000 years B.P. during the highest of Last Transgression, when the sea eroded total or partially the ancient continental sediments. These dunes now have a reddish tint and they have lost the original form. The second phase has been developed during glaciations between 70 and 60 years B.P. and sea level was lower than the actual, providing sediments to produce a sand desert. These active dunes from Pleistocene were, subsequently fixed that correspond to the third phase. The last one is marked by the active dunes (Lençóis Maranhenses) that keep on moving. Climatic and environmental changes during Quaternary are related to the genesis and evolution of Aeolian sand deposits, according to the regional dunes sedimentology and morphology .

KEYWORDS: *Lençóis Maranhenses*, Mobile Dunes, Inactive Dunes (fossils), Climate Change, Geoprocessing.

SUMÁRIO

| | | |
|---------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 2 | OBJETIVOS..... | 4 |
| 2.1 | Objetivo Geral..... | 4 |
| 2.2 | Objetivos Específicos..... | 4 |
| 3 | ÁREA DE ESTUDO..... | 5 |
| 3.1 | Localização e Acesso..... | 5 |
| 3.2 | Geologia..... | 5 |
| 3.3 | Geomorfologia..... | 10 |
| 3.4 | Clima..... | 10 |
| 3.4.1 | Temperatura e Precipitação..... | 11 |
| 3.4.2 | Umidade..... | 11 |
| 3.4.3 | Ventos..... | 12 |
| 3.5 | Solos..... | 13 |
| 3.6 | Vegetação..... | 14 |
| 4 | MATERIAIS E MÉTODOS..... | 15 |
| 4.1 | Etapa de Gabinete..... | 15 |
| 4.1.1 | Levantamento Bibliográfico e Aquisição de Produtos do Sensoriamento Remoto..... | 15 |
| 4.1.2 | Imagens LANDSAT, <i>QUICKBIRD</i> e Radar (SRTM) e Suas Aplicações..... | 16 |
| 4.1.3 | Pre-Processamento Digital das Imagens LANDSAT e <i>QUICKBIRD</i> | 19 |
| 4.1.4 | Processamento Digital das Imagens LANDSAT..... | 20 |
| 4.1.5 | Elaboração do Mapa das Unidades Geoambientais (mapa base)..... | 22 |
| 4.1.6 | Taxas de Transporte de Sedimentos..... | 23 |
| 4.1.7 | Tratamento e Análise dos Dados da Missão SRTM..... | 26 |
| 4.1.8 | Estruturação do Sistema de Informações Geográficas (SIG)..... | 26 |
| 4.2 | Levantamento de Campo..... | 28 |
| 4.3 | Análise Sedimentológica em Laboratório..... | 30 |
| 4.3.1 | Análise Granulométrica..... | 30 |
| 4.3.2 | Teores de CaCO ₃ e Matéria Orgânica (MO)..... | 31 |
| 4.3.3 | Morfometria dos Grãos..... | 32 |
| 4.3.4 | Análise em MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) de Grãos de Sedimentos..... | 33 |
| 5 | RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 34 |
| 5.1 | Implicações Tectônicas na Evolução do Arcabouço Morfoestrutural (Reflexões no Relevo e Drenagem)..... | 34 |
| 5.1.1 | Geomorfologia e Compartimentação do Relevo..... | 35 |
| 5.1.2 | Lineamentos Morfoestruturais..... | 42 |
| 5.1.3 | A Rede de Drenagem..... | 45 |
| 5.1.4 | Características dos Principais Rios da Região..... | 48 |
| 5.1.4.1 | Rio Parnaíba..... | 48 |
| 5.1.4.2 | Rio Preguiças..... | 51 |
| 5.1.4.3 | Rios Munim e Itapecuru..... | 52 |
| 5.2 | Depósitos Eólicos e as Implicações Paleoclimáticas e Paleoambientais do Período Quaternário..... | 53 |
| 5.2.1 | Estágios de Evolução dos Depósitos Eólicos..... | 54 |
| 5.2.1.1 | Primeiro Estágio (123.000 anos A.P)..... | 55 |
| 5.2.1.2 | Segundo Estágio (entre 70 e 60 mil anos A.P)..... | 56 |

| | | |
|---------|---|----|
| 5.2.1.3 | Terceiro Estágio (24, 14 e 12 mil anos A.P) | 57 |
| 5.2.1.4 | Quarto Estágio (3 mil anos até o presente)..... | 59 |
| 5.3 | Cenário Atual e Características dos Depósitos de Superfície – As Unidades | |
| | Geoambientais | 60 |
| 5.3.1 | Frentes Marinhas | 61 |
| 5.3.1.1 | Faixa de Praia | 61 |
| 5.3.1.2 | Planície de Deflação | 62 |
| 5.3.1.3 | Paleodunas | 63 |
| 5.3.1.4 | Dunas Inativas (fósseis)..... | 69 |
| 5.3.1.5 | Dunas Móveis | 74 |
| 5.3.2 | Corredores Fluviais | 82 |
| 5.3.2.1 | Planícies Flúvio-Marinha e Fluvial | 82 |
| 5.3.3 | Terras Altas..... | 84 |
| 5.3.3.1 | Tabuleiros Pré-Litorâneos e Dissecados..... | 84 |
| 6 | CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES | 86 |
| 7 | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 88 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Mapa de localização da área estudada. | 6 |
| Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da área. (Modificado de CPRM, 2000). | 7 |
| Figura 3 - Mapa Geológico. (Modificado de CPRM, 2004). | 9 |
| Figura 4 - Precipitação da região costeira do estado do Maranhão. (Modificado de PPGT do Maranhão, in http://www.ppgt.ma.gov.br/subsecao.php?IdSubsecao=69 , acesso em 20/06/2009). | 11 |
| Figura 5 - Índices de umidade para a região do município de São Luís. Fonte de dados CPTEC/INPE. | 12 |
| Figura 6 - Índices de umidade para a região do município de Urbano Santos. Fonte de dados CPTEC/INPE. | 12 |
| Figura 7 - Diagrama de rosa para a variação da intensidade dos ventos no ano de 2007 – Estação São Luís. Fonte de dados CPTEC/INPE. | 13 |
| Figura 8 - Cupinzeiro característico de solo degradado. | 14 |
| Figura 9 - Identificação de pontos de controle em feições de linhas (estradas e rios) e em feições de pontos (intersecções de linhas e pontos que destaquem alto relevo) utilizados para georreferenciamento de imagem (B) LANDSAT 5 TM (1995) a partir de imagem (A) LANDSAT 7 ETM+ (1992). | 21 |
| Figura 10 - Esquema de composição entre as bandas 5,4, e 3. <i>Red, Green.e Blue</i> (RGB) do LANDSAT 5 TM (1995). | 23 |
| Figura 11 - Feições reveladas pelas composições RGB 432 e 543 das imagens LANDSAT 7 e 5. Notar os depósitos de dunas móveis e vegetadas (dunas fósseis) que demonstram o sentido preferencial NE-SW do vento na região, tanto para o presente como para o passado. | 24 |
| Figura 12 - Aspectos da composição RGB 321 da imagem LANDSAT 7. As dunas móveis estão marcadas por uma tonalidade mais branca dos Lençóis Maranhenses. Os manguezais são evidenciados por uma tonalidade verde escuro nas reentrâncias da Baía do Tubarão e Baía do Samambi. | 25 |
| Figura 13 - Arcos de migração de dunas vistos na imagem de satélite <i>QUICKBIRD</i> de 2004. | 25 |
| Figura 14 - Sequência de tratamento e análise dos dados das imagens SRTM. | 27 |
| Figura 15 - Esquema da estrutura dos dados em SIG. | 29 |
| Figura 16 - Uso de trado manual na coleta de sedimentos. | 29 |
| Figura 17 - Pontos de coleta de sedimentos em mapa base. | 30 |
| Figura 18 - Esquema de ensaio para a obtenção dos teores de CaCO ₃ . <i>Calcímetro de Bernard</i> (modificado). | 32 |
| Figura 19 - Esquema da observação dos sedimentos em lupa de aumento. | 32 |
| Figura 20 - Perfil A-B de distância vs. altitude na imagem SRTM dos relevos A e C. | 36 |
| Figura 21 – Dunas barcanóides dos Lençóis Maranhenses. | 37 |
| Figura 22 - (A) Imagem de satélite Landsat 5 e macro-dunas parabólicas de até 2 km de comprimento. (B) braços de macro-dunas parabólicas vistos em corte de estrada. (C) Desenho esquemático da ondulação do relevo. | 38 |
| Figura 23 - Queda na topografia vista para o sul. Notar a MA-110 bem na queda do relevo e mais ao fundo os depósitos do relevo tipo C. | 38 |
| Figura 24 - Perfil C-D de distância vs. altitude na imagem SRTM dos relevos A, B e C, com ênfase em B. | 39 |
| Figura 25 - Duna vegetada em corte de estrada. | 40 |
| Figura 26 - Paleoduna com forma tabular sobre tabuleiros pré-litorâneos. | 40 |

| | |
|--|----|
| Figura 27 - Aspectos do relevo C, com os morrotes na parte de baixo da figura. No canto superior esquerdo o Rio Itapecuru recortando o relevo..... | 41 |
| Figura 28 - Declividade dos relevos A, B e C. Notar grau elevado de declividade dos morrotes do relevo C. | 41 |
| Figura 29 - Produto dos dados da SRTM do tipo sombreado da área estudada, realçando a diferença entre os compartimentos de relevos..... | 42 |
| Figura 30 – Perfis E-F e G-H de distância vs. altitude na imagem SRTM do relevo C..... | 43 |
| Figura 31 - Sistema de lineamentos morfoestruturais. | 45 |
| Figura 32 - Diagrama de roseta dos lineamentos da figura 31..... | 45 |
| Figura 33 - Mapa dos lineamentos com direções N50°E e N60°E na Margem Equatorial Brasileira entre São Luís e Fortaleza. (PROJETO INPE/PETROBRAS - Rodrigues & Miranda, 1986). | 46 |
| Figura 34 - Rede de drenagem e principais rios da região. | 46 |
| Figura 35 - Padrões de drenagem encontrados na área. | 49 |
| Figura 36 - Anomalias em Arco e Cotovelo no relevo B..... | 50 |
| Figura 37 - Algumas características do rio Parnaíba..... | 50 |
| Figura 38 - Algumas características do rio Preguiças. A- Barras ou ilhas; B- Meandros em processo de abandono. | 51 |
| Figura 39 - Duna do rio Preguiças, formada na cidade de Barreirinhas..... | 52 |
| Figura 40 - Algumas características dos rios Munim e Itapecuru. A- Meandros em processo de captura do rio Munim; B- Lagoas abandonadas do rio Itapecuru. | 53 |
| Figura 41 - Transgressões e regressões marinhas durante o período Quaternário Superior. (Modificado de Imbrie & Katherine Imbrie, 1979)..... | 55 |
| Figura 42 – Esquema do cenário para o primeiro estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Transgressão marinha de 123 mil anos antes do presente (A.P)..... | 56 |
| Figura 43 – Esquema do cenário para o segundo estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Regressão marinha de 70 – 60 mil anos antes do presente (A.P)..... | 57 |
| Figura 44 – Esquema do cenário para o terceiro estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Fixação de dunas móveis do Pleistoceno (24, 14 e 13 mil anos A.P). Observar caso isolado de evolução das dunas móveis para as atuais parabólicas (Duran <i>et al.</i> , 2008)..... | 58 |
| Figura 45 – Esquema do cenário para o quarto estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Dunas móveis dos Lençóis Maranhenses (- 3 mil anos até o presente). | 59 |
| Figura 46 – Faixa de praia da região estudada destacada em tons de lilás entre a parte escura (oceano atlântico) e branca (planície de deflação, setas vermelhas) em imagem do satélite LANDSAT 5. | 62 |
| Figura 47 – Planície de deflação marcada de vermelho e Rio Preguiças cortando-a, mostrados em imagem LANDSAT 5. Em (a), planície de deflação dos Pequenos Lençóis com largura de até 3 km. Em (b), <i>trail</i> de duna dos Lençóis Maranhenses no processo de migração sobre planície de deflação mais antiga. Em (c), dunas dos Pequenos Lençóis migrando sobre planície de deflação. | 64 |
| Figura 48 – (A) paleodunas e vegetação desenvolvida em solo. (B) coloração avermelhada do cimento ferruginoso entre os grãos de quartzo..... | 65 |
| Figura 49 – Gráfico de frequência simples da distribuição granulométrica de paleoduna..... | 66 |
| Figura 50 – Curva de frequência acumulada da distribuição granulométrica de paleoduna.... | 66 |
| Figura 51 – Grãos sub-arredondados a arredondados dos depósitos de paleodunas..... | 67 |

| | |
|---|----|
| Figura 52 – A – Marca em “V” de impacto originado em meio eólico sobre uma superfície ligeiramente rugosa. B – Superfície rugosa e levemente imbricada..... | 68 |
| Figura 53 – Simulação da evolução de uma duna parabólica: (a) transformação da barcana para a parabólica; (b) evolução de um <i>blowout</i> para uma parabólica. Fonte: Modificado de Durán <i>et al.</i> (2008)..... | 70 |
| Figura 54 – Variações morfológicas de dunas parabólicas: (a) grampo; (b) lobular; (c) hemicíclica; (d) digitada; (e) nidiforme (dunas conjugadas, na qual dunas menores aninham-se entre os braços da duna maior e; (f) cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias; e (g) dunas em forma de “ancinho”. (a e b) são formas simples, (c,d e “e”) compostas e (f e g) combinadas (Pye & Tsoar, 1990). | 70 |
| Figura 55 – Feições de dunas parabólicas do tipo <i>hairpin</i> (grampo de cabelo) e cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias. | 71 |
| Figura 56 – Afloramentos encontrados ao longo da área de dunas inativas (Fósseis). | 72 |
| Figura 57 – Gráfico de frequência simples da distribuição granulométrica para as dunas inativas..... | 73 |
| Figura 58 – Curvas de frequência acumulada da distribuição granulométrica e grau de seleção para as dunas inativas. | 73 |
| Figura 59 – Grãos com alto grau de arredondamento dos sedimentos de dunas inativas. | 74 |
| Figura 60 – A – Marcas em “V” de impacto originados pelo transporte eólico. B – Superfície imbricada característica de um meio eólico continental..... | 75 |
| Figura 61 – Dunas do tipo 2D e 3D. (Classificação de Gonçalves <i>et al.</i> , 2003). | 77 |
| Figura 62 – Dunas do tipo “draa” de Rio Novo vista em planta. (Classificação de Gonçalves <i>et al.</i> , 2003)..... | 77 |
| Figura 63 – Cavalgamento de dunas “draa” no campo de dunas dos Pequenos Lençóis..... | 78 |
| Figura 64 – Esquema apresentando a transformação de dunas transversais em oblíquas. (Fonte: modificado de Gonçalves <i>et al.</i> , 2003). | 78 |
| Figura 65 – Cordões longitudinais formados por transformações de dunas barcanas e transversais. | 79 |
| Figura 66 – Gráfico de frequência simples da distribuição granulométrica para as dunas móveis dos Lençóis Maranhenses. | 79 |
| Figura 67 – Curvas de frequência acumulada da distribuição granulométrica e grau de seleção para as dunas móveis dos Lençóis Maranhenses. | 80 |
| Figura 68 – Grãos sub-arredondados a arredondados dos campos de dunas móveis..... | 80 |
| Figura 69 – Marcas em “V” de impacto originados pelo transporte eólico. Seta amarela (marcas grandes). Setas brancas (marcas pequenas). | 81 |
| Figura 70 – Superfície imbricada característica de um meio eólico continental em grãos sub-arredondados de quartzo das dunas móveis dos Lençóis Maranhenses. | 81 |
| Figura 71 – Planícies flúvio-marinhas com áreas de manguezal em tons mais escuros, em imagem Landsat 5..... | 83 |
| Figura 72 – Estuário do rio Ribeira em Humberto de Campos e manguezal ao fundo. | 83 |
| Figura 73 – Mapa das Unidades Geoambientais da zona costeira NE do estado do Maranhão. | 85 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 - Satélites da serie LANDSAT. | 16 |
| Tabela 2 – Áreas em hectares das Unidades Geoambientais..... | 84 |

1 INTRODUÇÃO

Os campos de dunas costeiras podem ser entendidos como acumulações temporárias de materiais em transporte ou estagnados dentro de uma região que possui ou possuiu as condições necessárias para a evolução. Tais acumulações devem-se, em grande parte, a variações climáticas do quaternário, as quais desencadearam fases de intensa transgressão e regressão marinha e disposição de material para transporte, oscilações no regime dos ventos, bem como diferenciações nos índices de umidade e aridez. Todos estes fatores contribuíram para a modelagem do presente cenário morfológico da zona costeira.

Em linhas gerais, dunas costeiras sofrem ações constantes eólicas e conseqüentemente modificações durante sua evolução. Estas formas de relevo são modeladas desde a linha de costa até os limites mais interiores do continente. Este processo de evolução começa na faixa de praia onde há acúmulo de sedimento, vindo muitas vezes da plataforma continental, após serem depositados por ações de ondas e marés. E se estende até dezenas a centenas de quilômetros da linha de costa, quando sofrem processo de estabilização, por ações de mudanças no clima e implicações no meio ambiente.

As conseqüências da evolução de depósitos sedimentares de origem eólica vão desde modificações no relevo, nos padrões de drenagem da região, nas formas dos corpos dunares implicando no surgimento ou dissipação de feições, nos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de areia e, nas taxas de migração, que interferem no espaçamento entre dunas.

Os sistemas deposicionais não se restringem somente a ambientes eólicos na zona costeira. São formados também em ambientes continentais de climas úmido, árido e temperado. Os sedimentos arenosos podem ser de origem aluvial, a exemplo do campo de dunas inativas do médio rio São Francisco (Barreto *et. al.*, 1999), que representa um dos mais importantes registros de mudanças paleoambientais, principalmente paleoclimáticas, durante o Quaternário no nordeste do Brasil; podem ser derivados da deflação do substrato em áreas áridas, onde não haja cobertura vegetal suficiente para impedir o transporte eólico, como o mar de areia de Taklimakan (Wang *et. al.*, 2003) considerado o maior da China, com uma área aproximadamente de 338.000 km², situado na Bacia de Tarim, a noroeste daquele país. Outros grandes sistemas eólicos a exemplo dos dois anteriores são: as dunas fósseis da Amazônia (Carneiro Filho *et. al.*, 2003) que atualmente se encontram cobertas por vegetação densa, típica de clima tropical úmido; o Rub 'al Khali (El-Sayed, 1999) é um dos maiores

desertos de areia do mundo, englobando a maior parte do sul da Península Arábica, incluindo o sul da Arábia Saudita e as áreas de Omã, Emirados Árabes Unidos e Iêmen, com uma área de aproximadamente 650.000 km²; o campo de dunas de areia branca, situado na Bacia do Tularosa da falha do Rio Grande entre as montanhas de Santo André e Sacramento, no Novo México, considerado um dos maiores campos de gipsita do mundo, com cerca de 500 km²; dunas da ilha de Anholt (Dinamarca) (Clemmensen *et al.*, 2007), um sistema eólico de clima temperado localmente chamado de “deserto”; o Deserto de Líbia no continente africano, que está localizado ao norte e leste do deserto do Saara, ocupando o sudoeste do Egito, leste da Líbia e noroeste do Sudão, com 1.100.000 km² de área; entre outros.

As dunas existem em outros lugares do sistema solar. Marte, “o planeta vermelho”, como também é conhecido, menor que o planeta Terra, com apenas 10% do volume de massa terrestre e gravidade (g) igual a 3.71 m/s², quase 1/3 da gravidade da terra, possui em seu território vários campos de dunas (Parteli, 2007). As missões espaciais para observação do planeta Marte (*Mars 2, 3, 4, 5, 6 e 7, Mariners 4, 6, 7 e 9 e Vikings 1 e 2*) revelaram que os campos de dunas são feições morfológicas comuns na paisagem marciana (Sawakuchi, 2006). Isto torna os sistemas eólicos peculiares em relação aos sistemas deposicionais que dependem de água líquida, uma vez que, a existência de tais sistemas ativos em outros planetas ainda não foi comprovada. A análise dos campos de dunas de Marte permite obter informações acerca da dinâmica atmosférica e constituição do planeta (Malin *et al.*, 1998; Thomas *et al.*, 1999 *apud* Sawakuchi, 2006).

Dentre os sistemas de depósitos eólicos que se encontram na zona costeira do Brasil, um se destaca em termos de área e conseqüentemente volume de material, tanto fixado como em transporte. É o sistema de campos de dunas localizados na zona costeira do estado do Maranhão, na região nordeste do país, mais precisamente no litoral oriental do Estado. É uma área de aproximadamente 1.250.000 hectares, testemunha de um dos maiores registros eólicos da costa brasileira, ou ainda, das Américas. Nela estão inseridos os corpos dunares móveis (Lençóis Maranhenses) com lagoas temporárias e perenes, apresentando morfodinâmica diferente de outros locais da costa do país, além de campos de dunas inativas (fósseis) localizados à frente e a leste do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, que avançou continente adentro no passado, chegando a distâncias de aproximadamente 160 km da linha de costa.

O estudo das dunas do estado de Maranhão, a partir do seu processo de formação e evolução, torna-se importante, pois além da escassa bibliografia científica existente, estas formas vêm sofrendo modificações rápidas e intensas, promovendo assim, problemas

socioambientais. Tais alterações carecem de pesquisas que permitam produzir um banco de dados capaz de gerenciar o uso e ocupação racional destas formas de relevo.

Além disso, a zona costeira oriental do estado do Maranhão conta com uma Unidade de Conservação (UC) que engloba as lagoas costeiras, mangues, restingas, campos de dunas móveis (87% do total de dunas mapeadas neste trabalho, ficando de fora os Pequenos Lençóis a leste e outros campos de dunas menores) e dunas inativas (23% do total mapeadas neste trabalho). A Unidade de Conservação é conhecida como Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses (PNLM) instituída em junho de 1981 pelo Governo Federal através do Decreto nº. 86060. Ocupa uma área de 155.000 hectares abrangendo os municípios de Primeira Cruz (6,89%), Santo Amaro (42,15%) e Barreirinhas (44,86%). Revela um grande potencial para o desenvolvimento de pesquisas científicas voltadas para a conservação, manejo e monitoramento ambiental.

Apenas 28% do total de dunas mapeadas neste trabalho estão inclusos na área da Unidade de Conservação, o que leva a crer que esta área pode ser estendida para além do atual limite, pois dunas móveis e inativas representam ambiente importante para a sobrevivência de várias espécies. Segundo o Plano de Manejo, o sucesso na conservação da diversidade biológica implica no estabelecimento de estratégias e ações coordenadas e harmônicas, estruturadas num sistema de áreas protegidas, as Unidades de Conservação. Alguns ambientes são mais vulneráveis e sensíveis devido à existência de recursos limitados ou características singulares e, por isto, necessitam de medidas de proteção.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo deste trabalho é fazer uma caracterização dos depósitos eólicos do período Quaternário na zona costeira nordeste do estado do Maranhão, a fim de mostrar a gênese e evolução destes ligadas às mudanças ocorridas no clima durante aquele período e, conseqüentemente, identificar implicações paleoambientais relacionadas aos mesmos.

2.2 Objetivos Específicos

Caracterizar o arcabouço morfoestrutural da área, identificando os compartimentos de relevos e os padrões de drenagem, relacionados com cada tipo de depósito de sedimentos.

Mostrar, através de observações em imagens de satélites, dados de campo e análise destes, como os depósitos eólicos evoluíram durante o período Quaternário e as implicações paleoambientais, que envolvem os mesmos.

Fazer um mapeamento em escala de semi-detalle (de 1:25.000 até 1:250.000) das unidades geoambientais que compõem a área estudada, delimitando os vários tipos de dunas e outras unidades para facilitar os trabalhos de campo, bem como a interpretação do disposto do cenário atual.

Calcular as taxas de transporte de sedimento usando técnicas indiretas de geoprocessamento, para conhecer a dinâmica recente dos campos de dunas móveis, através da integração dos dados de campo e interpretações de imagens de satélites.

Montar um SIG (Sistema de Informações Geográficas) a partir do *overlay* dos dados georreferenciados, tanto bibliográficos como coletados em campo e adquiridos após a análise de laboratório, tornando mais precisa a interpretação dos resultados.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e Acesso

A área de estudo está localizada no nordeste (NE) do Brasil, mas precisamente na porção NE do Maranhão (Figura 1), que se situa numa zona de transição dos climas semi-áridos do interior do Nordeste para os úmidos equatoriais da Amazônia. Ela exhibe o maior registro de sedimentação eólica do Quaternário encontrado na América do Sul (Gonçalves *et. al.*, 2003). Devido a sua natureza e extensão, este sítio geológico é um grande laboratório para pesquisadores interessados em estudar a origem e evolução dos depósitos eólicos, ou mesmo da formação de morfologias costeiras.

O acesso a área dos campos de dunas, a partir do estado do Piauí, foi feito pela cidade de Santana do Maranhão, seguida de Tutóia, Paulino Neves e por último, Barreirinhas, onde a equipe ficou instalada para a realização dos serviços de campo. Foram escolhidas estradas que facilitaram o acesso aos pontos de interesse, conforme os tipos de dunas encontrados no pré-mapeamento (citado mais adiante). As utilizadas foram as estaduais MA-345, MA-225, MA-025, MA-110 e MA-402, além de carroçáveis que permitiram atingir lugares de difícil acesso e com relevos mais acidentados.

3.2 Geologia

A área estudada está inserida em dois compartimentos geológicos principais com domínios geocronológicos, tectônicos e sedimentológicos diferentes, a Bacia Intracratônica do Parnaíba, a sul, e, a norte, as bacias mesozóicas de margem continental do tipo *rift* de Ilha Nova e de Barreirinhas (Figura 2). Separam estes dois domínios, os arcos tectônicos de Ferrer-Rosário-Bacaba e Urbano Santos. Estes arcos são responsáveis pela erosão do pacote sedimentar superior da Bacia do Parnaíba e influenciaram fortemente na evolução das bacias de margem continental (CPRM, 2000).

A porção do embasamento cristalino, que aflora ao norte da Bacia do Parnaíba e dentro da Bacia do Barreirinhas foi denominada de Cráton de São Luís por Almeida (1967) *apud* (CPRM, 2000).

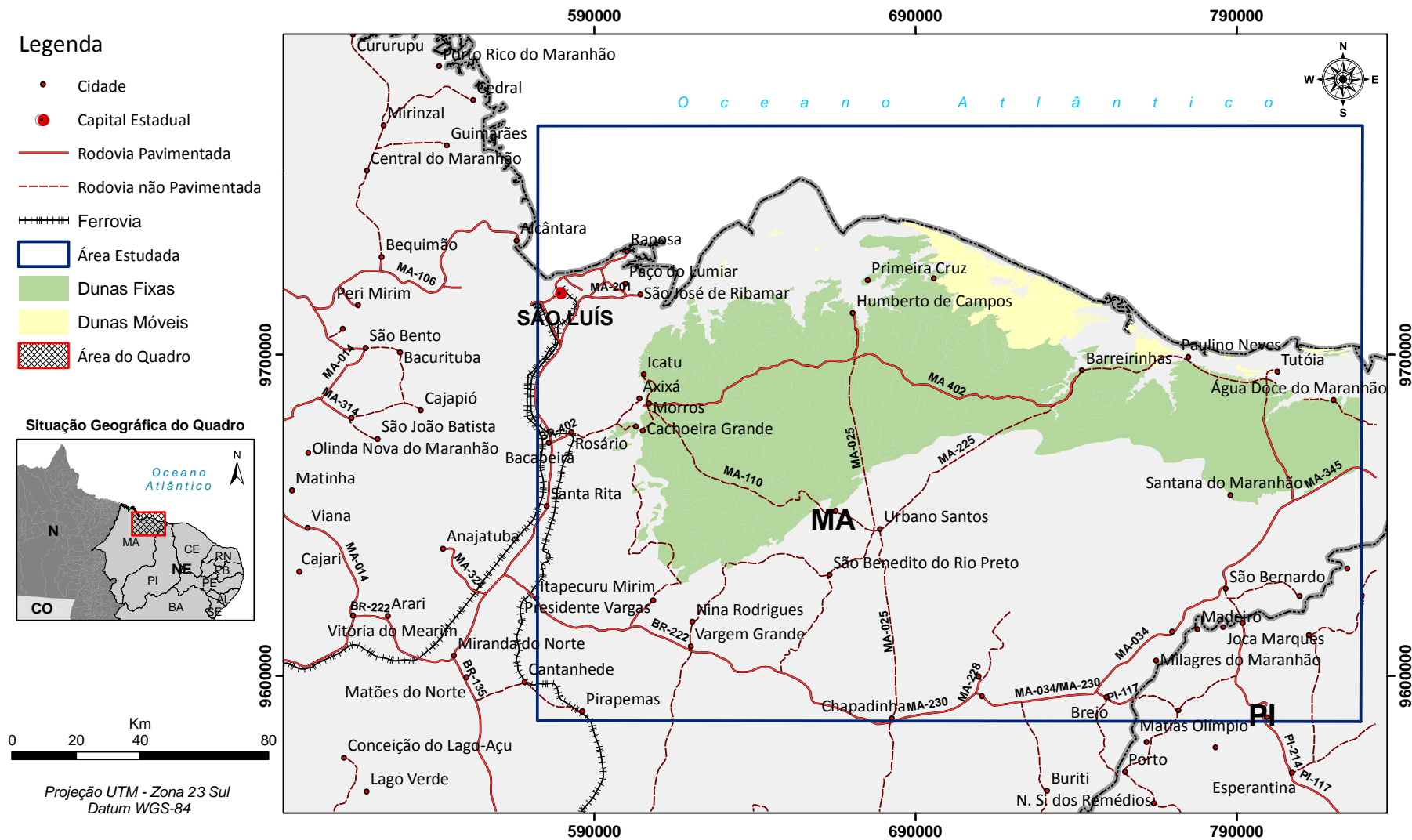


Figura 1 – Mapa de localização da área estudada.

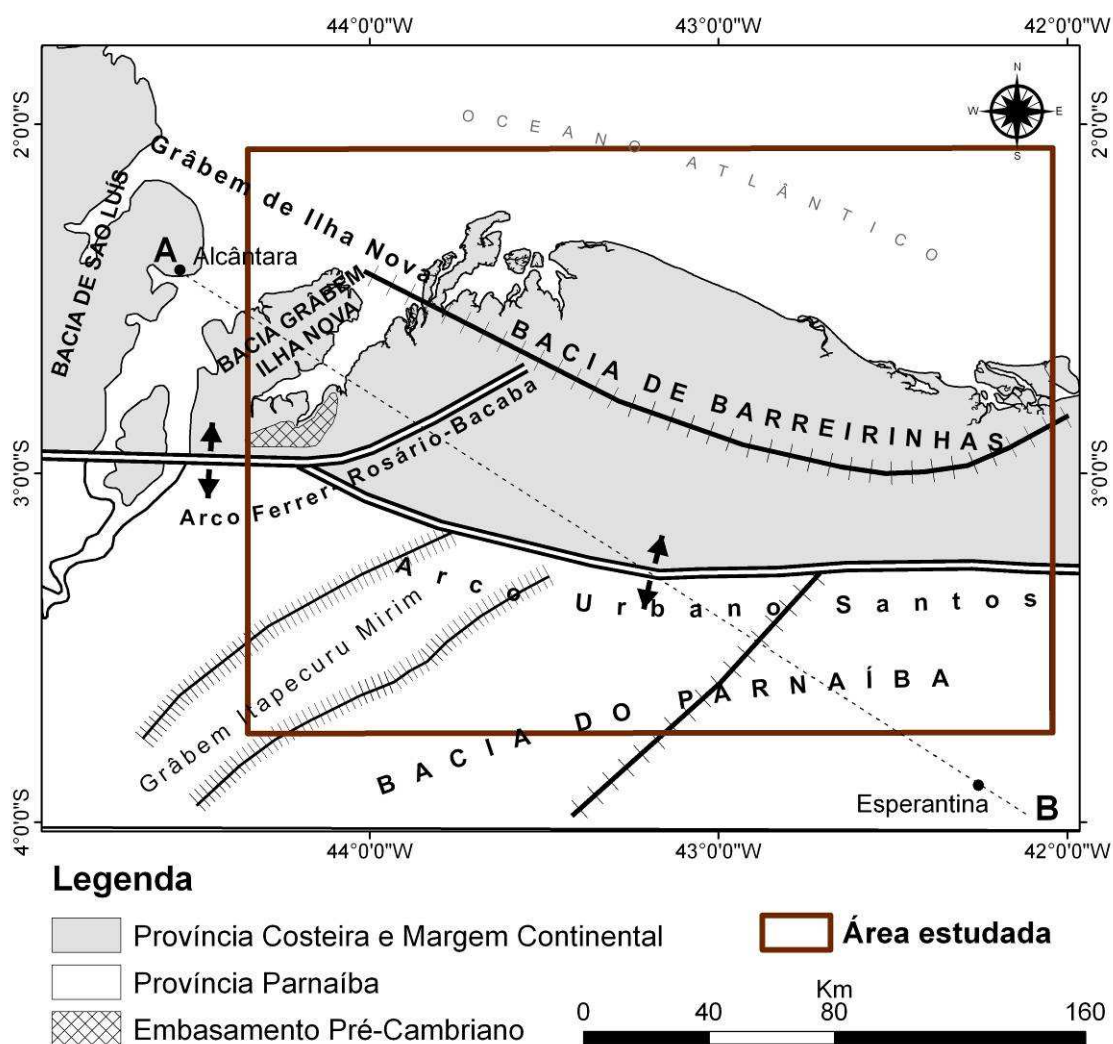


Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da área. (Modificado de CPRM, 2000).

A CPRM (2000) denominou de Suíte Subvulcânica Rosário as rochas do embasamento, ao invés de Suíte Intrusiva Rosário, de Rodrigues *et al.*, 1994a *apud* CPRM (2000), pois segundo os autores estas rochas tem associação com rochas vulcânicas.

A suíte tem como componentes rochas magmáticas, como quartzo-diorito, tonalitos, granodioritos e andesitos. Os tipos litológicos apresentam-se deformados, com foliação mostrada principalmente pela orientação dos minerais máficos. Atribui-se 2,0Ga de idade para a suíte (CPRM, 2000).

A Bacia Intracratônica do Parnaíba engloba aproximadamente a metade e a parte centro-sul da Província Parnaíba (Província Sedimentar do Meio-norte). Ocupa grandes áreas dos estados do Maranhão e Piauí, e pequenas faixas do leste do Pará, oeste do Ceará, e norte de Tocantins e Goiás. A bacia apresenta formato poligonal alongado na direção NE-SW e

teria sido formada por processos de *underplating* (fenômeno de assimilação de porções do manto pela crosta) e estruturas grabeniformes posteriores, seguidos de uma subsidência termal (abatimento litosférico gerado por processos de perda de calor e contração, que ocorre na restauração da estrutura térmica original de regiões previamente aquecidas), que, segundo Souza (1997) *apud* CPRM (2000) se estendeu do Neoproterozóico até o Mesozóico, quando a abertura do Atlântico teria interrompido o processo.

São definidas duas feições tectônicas de primeira ordem na bacia: um alto tectônico de direção NE-SW que se estende desde o Alto Urbano Santos e o Gráben de Itapecuru-Mirim. (CPRM, 2000). A Bacia, além de ser constituída de sedimentos do Paleozóico, é composta também por coberturas mesozóicas e cenozóicas.

Fazem parte da porção do embasamento cristalino, e que foram definidos em anomalias gravimétricas positivas e fortes alinhamentos magnéticos (CPRM, 2000), os arcos tectônicos de Ferre-Rosário-Bacaba e Urbano Santos. A formação destes arcos que separam os diferentes domínios se deu a partir dos eventos de abertura do atlântico. Eles são altos do embasamento cristalino e tiveram muita influência na evolução tectônica sedimentar da margem continental, separando as bacias do tipo *rift*, tais como as bacias de Ilha Nova e Barreirinhas (CPRM, 2000). Esta última é mais representativa na área. A forma da Bacia de Ilha Nova é de um gráben assimétrico, de direção ONO-ESSE, e está encaixada entre as plataformas de Ilha de Santana e Sobradinho. É separada da Bacia de São Luís pelo Alto de Curupu, prolongando-se a oeste para a Bacia de Barreirinhas. Mostra um trende de falhas normais de direção noroeste, com rejeitos decrescentes em direção à borda sul do gráben. A bacia abriga sedimentos de idade paleozóica, mesozóica (basicamente dois ciclos deposicionais, no qual o último representa as variações eustáticas do nível do mar) e cenozóicas (Terciário) (Aranha *et al.*, 1990). A Bacia de Barreirinhas é constituída de três megassequências (pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte) divididas entre rochas ígneas e sedimentares de idade paleozóica, sedimentos clásticos de idade cretácea, clásticos e carbonatos de alta e baixa energia (albiano-cenomanianos), carbonatos de alta energia do Mioceno-Recente e, por último, a cobertura de clásticos plio-pleistocenos da Formação Barreiras (Bizzi *et al.*, 2004). A porção continental da Bacia é recoberta de falhas normais lítricas de direção WNE e NWE, definindo um sistema distensivo, cortado por falhas transcorrentes, mais novas, de direção NE-SW (Soares Junior *et al.*, 2008).

A figura 3 mostra um esboço do mapa geológico da área estudada e suas unidades litoestratigráficas.

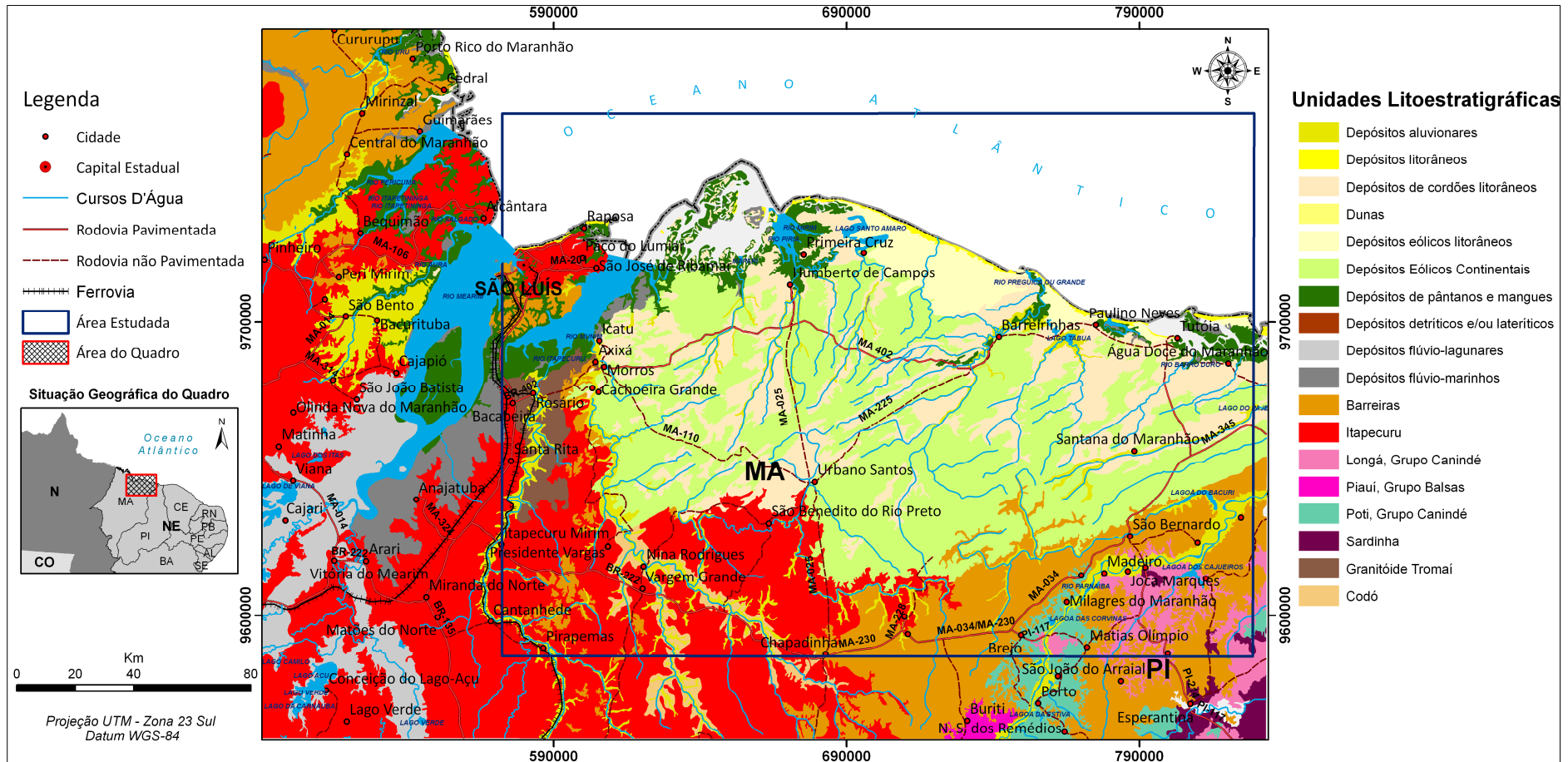


Figura 3 - Mapa Geológico. (Modificado de CPRM, 2004).

A cobertura cenozóica da área é composta de sedimentos Tércio - Quaternários de origens marinha, eólica e fluvio-marinhos, que hoje são: tabuleiros pré-litorâneos, paleodunas, dunas inativas (fósseis) e dunas móveis. Esta porção mais superficial da sequência sedimentar, formada por depósitos mais recentes, tem alta influência na geomorfologia da área estudada.

3.3 Geomorfologia

A geomorfologia de uma região, compreendida em uma escala espaço-temporal (Kohler, 2002), diz respeito ao estudo das formas de relevo (Caseti, 2001). Essas formas configuram-se na demonstração espacial de uma determinada superfície, composta pelas diversas características das paisagens morfológicas. Segundo (Christofolletti, 1980), a configuração atual destas paisagens é produto de vários processos ou interações entre estes.

Os estudos sobre a gênese de ecossistemas lacustres litorâneos brasileiros revelam que na sua formação participam agentes fluviais, marinhos e fluvio-marinhos, formando lagoas de água doce, lagunas com características estuarinas ou marinhas. Trata-se de ecossistemas bem diferenciados quanto à gênese, fauna e flora (Esteves *et al.*, 1984) *apud* Pompêo & Moschini-Carlos *in* <http://ecologia.ib.usp.br/portal> (acesso em 20 de Junho de 2009).

A geomorfologia que compõe a área estudada está descrita mais adiante, onde são relatadas as Unidades Geoambientais no cenário atual. Estas são produtos da dinâmica dos processos mais recentes de formação. As unidades abordadas mais no item seis são a Faixa de Praia, a Planície de Deflação, os Depósitos Submersos, os Cordões Litorâneos, as Dunas Móveis e Inativas (fósseis), a Planície Fluvial, a Planície Fluvio-Marinha, a Planície Flúvio-Lacustre, e os Tabuleiros Pré-Litorâneos e dissecados.

3.4 Clima

O estado do Maranhão situa-se numa zona de transição entre os climas semi-áridos do interior do Nordeste para os úmidos equatoriais da Amazônia. Dados do IBGE (1977) caracterizam o clima deste Estado como semi-úmido tropical de zona equatorial, variando para clima quente semi-árido tropical de zona equatorial. Ao longo do litoral o clima varia de super-úmido a semi-úmido.

3.4.1 Temperatura e Precipitação

O período chuvoso inicia-se em novembro ou dezembro, prolongando-se até abril ou maio (verão e outono), caracterizado por chuvas de grande intensidade. O período seco dura, em média, 4 a 6 meses e corresponde aos meses de inverno e primavera, quando as precipitações são geralmente muito esparsas (Atlas do estado do Maranhão, 1984) *apud* Pompêo & Moschini-Carlos *in* <http://ecologia.ib.usp.br/portal> (acesso em 20 de Junho de 2009). Os índices de precipitação vão de 1450 a 2150 mm, em uma gradação que cresce do leste para o oeste (Figura 4), refletindo o caráter de transição de climas. A temperatura média anual varia entre 25°C e 28°C em praticamente todo estado.

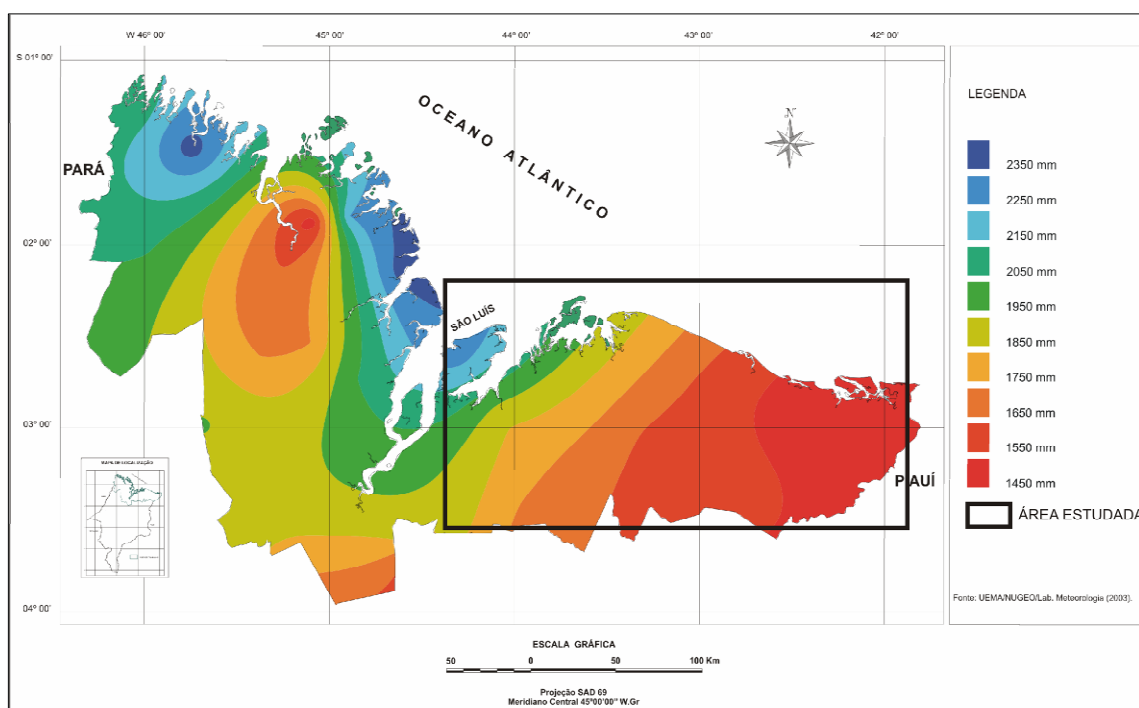


Figura 4 - Precipitação da região costeira do estado do Maranhão. (Modificado de PPGT do Maranhão, *in* <http://www.ppgt.ma.gov.br/subsecao.php?IdSubsecao=69>, acesso em 20/06/2009.

3.4.2 Umidade

Os dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) revelam que os menores índices de umidade relativa do ar se concentram entre os meses de janeiro a maio, em torno de 40%. Particularmente em São Luís, os índices entre os meses de janeiro a março estão em torno dos 30% (Figura 5), ao passo que para a região próxima ao

município de Urbano Santos os índices entre os meses de janeiro a maio estão em torno de 40% (Figura 6). No resto do ano, os índices de umidade relativa do ar variam de 75 a 100%.

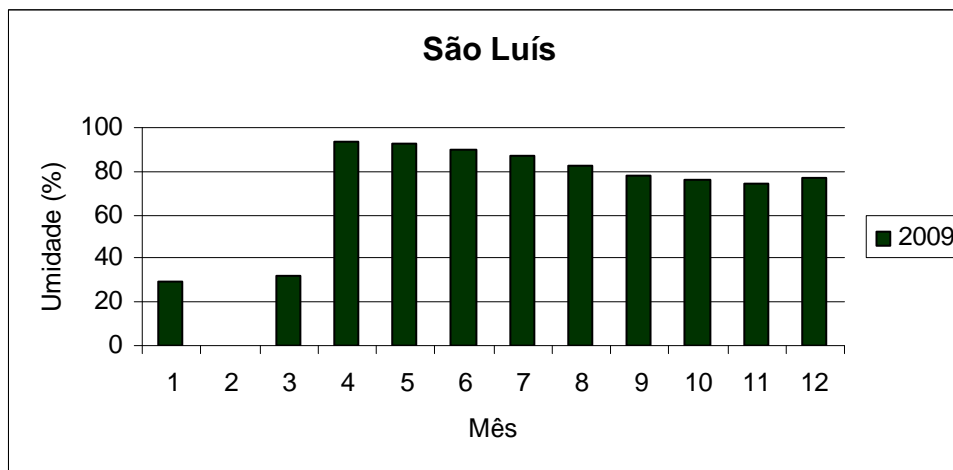


Figura 5 - Índices de umidade para a região do município de São Luís. Fonte de dados CPTEC/INPE.

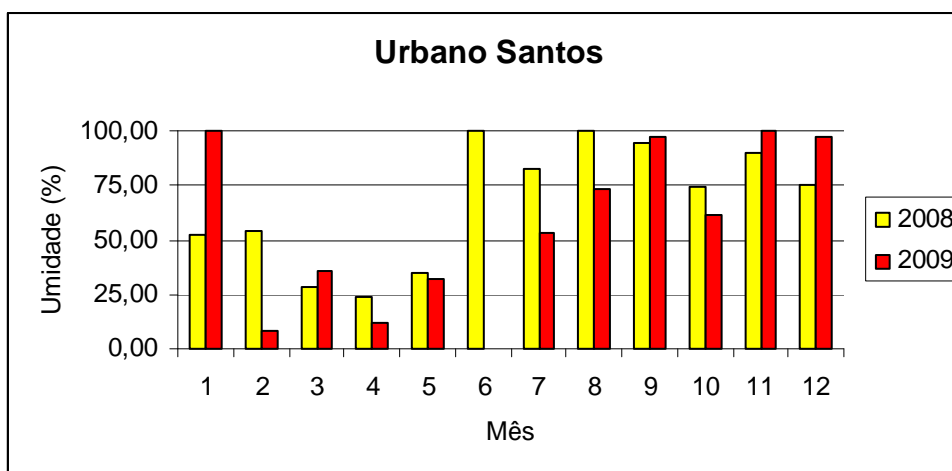


Figura 6 - Índices de umidade para a região do município de Urbano Santos. Fonte de dados CPTEC/INPE.

3.4.3 Ventos

A organização dos dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) em diagramas de roseta revela que a direção preferencial dos ventos de rajada na região estudada é NE durante todo o ano (Figura 7). Mas, em algumas épocas do ano, esta direção preferencial muda para ENE e E. A velocidade varia de 10 a 50 m/s. Porém, no primeiro semestre, a média é de 20m/s e, no segundo, 30 m/s.

gleissolos, latossolos, neossolos flúvicos (antigos aluviais), neossolos litólicos (antigos litossolos), neossolos quartzarênicos (antigas areais quartzosas), nitossolos (antigas terras roxas e podzólicos por cerosidade), planossolos, plintossolos, vertissolos e solos indiscriminados de mangues.

Os cupinzeiros encontrados na área (Figura 8) representam solo degradado provavelmente por prática de queimadas para a implantação de atividade agrícola.

3.6 Vegetação

Como já foi dito o estado do Maranhão é marcado por taxas pluviométricas elevadas em sua porção norte ocidental, em consequência a cobertura vegetal é constituída pela floresta tropical e campos periodicamente inundáveis, sendo denominada inclusive de pré-amazônica (Floriani *et al.*, 2004). A parte norte oriental até a fronteira piauiense compõe uma zona de transição entre a floresta pré-amazônica e a vegetação típica do Nordeste, cerrados e caatinga.

A vegetação, de acordo com os estudos feitos para o Plano de Manejo do PNLM (*Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses*), realizados por Floriani *et al.*, 2004 a região é composta de cerrado, caatinga e floresta pluvial sobre areias recentes marítimas. Esta complexidade demonstra a transição entre diversos biomas. Espécies arbustivas são dominantes nas restingas, mas as comunidades herbáceas também se apresentam em grandes extensões circundando lagos. Nos manguezais há ocorrência dos três gêneros de árvores característicos deste ambiente descritos para o Brasil, - *Rizophora sp.*(mangue vermelho), *Laguncularia sp.* (mangue branco) e *Avicenia sp.* (siriba).



Figura 8 - Cupinzeiro característico de solo degradado.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho contou com uma metodologia composta pelas seguintes etapas:

A – **etapa de gabinete:** foi dividida em levantamento bibliográfico e aquisição de produtos do sensoriamento remoto (imagens de satélite); geoprocessamento; confecção de mapas; cálculo das taxas de transporte de sedimentos (velocidades de migração) e estruturação do SIG (Sistema de Informações Geográficas);

B – **levantamento de campo:** trabalhos de campo para coleta de sedimentos, verificação dos depósitos eólicos e seu aspecto no cenário geomorfológico e registros fotográficos;

C – **análises sedimentológicas em laboratório:** análise em laboratório das amostras de sedimento coletadas em campo.

A etapa de gabinete foi realizada no laboratório de Dinâmica Costeira (LABIDC) do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) e as análises sedimentológicas realizadas no laboratório de Oceanografia Geológica do mesmo instituto. As análises em MEV (microscópio eletrônico de varredura) foram feitas na Universidade de Barcelona.

4.1 Etapa de Gabinete

4.1.1 Levantamento Bibliográfico e Aquisição de Produtos do Sensoriamento Remoto

Esta etapa perdurou do início até o fim do trabalho, e constou de consulta bibliográfica que abordasse tema sobre a evolução dos depósitos eólicos durante o período Quaternário, bem como mudanças no clima e meio ambiente, acontecidas eventualmente neste mesmo período. Temas como técnicas de geoprocessamento aplicadas em vários estudos, aspectos fisiográficos, estruturas tectônicas e geomorfologia da região, possibilitaram reunir uma coletânea de informações relevantes para o desenvolvimento da pesquisa.

A aquisição dos produtos de sensoriamento remoto foi feita de forma gratuita a partir de sites da rede mundial da internet, como aquele do Instituto Nacional de Pesquisa Espacial-INPE, onde foram adquiridas as imagens dos satélites LANDSAT 7 ETM+ e 5 TM e; do *The*

Global Land Cover Facility (GLCF), que fornecem as imagem de radar *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

As imagens do satélite *QUICKBIRD* foram adquiridas a partir do site da *Digital Globe*, no formato PNG (*Portable Network Graphics*) de menor resolução.

4.1.2 Imagens LANDSAT, *QUICKBIRD* e Radar (SRTM) e Suas Aplicações

O programa LANDSAT desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration*-NASA foi originalmente denominado *Earth Resources Technology Satellite* - ERTS. Foi o primeiro programa de satélite de sensoriamento remoto para observação dos recursos terrestres, posto em órbita da Terra. O primeiro satélite, de caráter experimental, foi construído para demonstrar a viabilidade de mapeamento e monitoramento de feições da superfície da Terra, a partir de imagens orbitais. Este programa foi desenvolvido com o objetivo de possibilitar a aquisição de imagens da superfície da Terra de maneira global e repetitiva.

O primeiro satélite desta série foi lançado em 23 de julho de 1972 com a denominação de ERTS-1. Em 14 de janeiro de 1975 o nome foi trocado para LANDSAT - LANDSATellite, e em 22 de janeiro foi lançado o segundo satélite, então denominado LANDSAT-2. A série dos satélites LANDSAT está descrita na Tabela 1.

Os três primeiros satélites da série foram construídos a partir de uma modificação do satélite meteorológico NIMBUS.

Tabela 1 - Satélites da serie LANDSAT.

| SATÉLITE | LANÇAMENTO | FIM OPERAÇÃO | SISTEMAS SENSORES |
|-----------|---------------------|----------------------|-------------------|
| ERTS-1 | 23 / julho / 1972 | 05 / janeiro / 1978 | MSS e RBV |
| LANDSAT-2 | 22 / janeiro / 1975 | 27 / julho / 1983 | MSS e RBV |
| LANDSAT-3 | 05 / março / 1978 | 07 / setembro / 1983 | MSS e RBV |
| LANDSAT-4 | 16 / julho / 1982 | final de 1983 | MSS e TM |
| LANDSAT-5 | 01 / março / 1984 | sem informação | MSS e TM |
| LANDSAT-6 | 03 / outubro / 1993 | 03 / outubro / 1993 | ETM |
| LANDSAT-7 | Abril de 1999 | sem informação | ETM e HRMSI |

O sistema MSS foi colocado em órbita a uma altitude de 920 km, e para dar uma volta completa em torno da Terra. Estes satélites gastavam 103 minutos e 27 segundos, totalizando,

ao final de um dia, 14 faixas imageadas com largura de 185 km. A configuração da órbita dos três primeiros satélites foi estabelecida de tal modo que, a cada 18 dias, o sistema MSS imageava a mesma região da superfície terrestre, estabelecendo assim uma resolução temporal ao sistema de 18 dias.

Os satélites LANDSAT 4 e 5 sofreram algumas modificações tanto, na forma da plataforma, como em suas características orbitais. A altitude foi modificada de 920 km para 705 km, o ciclo de recobrimento passou de 18 dias para 16 dias, e o período orbital passou de 103 minutos para 98,9 minutos. O horário médio de passagem pelo Equador continuou sendo 09h 30min, horário local.

O TM, tal como seu antecessor, o MSS, é um sensor de varredura multiespectral, avançado, concedido para proporcionar uma resolução espacial mais fina, melhor discriminação espectral entre os objetos da superfície terrestre, maior fidelidade geométrica e melhor precisão radiométrica em relação ao sensor MSS. Opera simultaneamente em sete bandas espectrais, sendo três no visível, uma no infravermelho próximo, duas no infravermelho médio e uma no infravermelho termal. Tem uma resolução espacial de 30 metros nas bandas do espectro visível e infravermelho refletido e 120 metros na banda do infravermelho termal. A cena terrestre imageada por este sensor é também de 185 km.

O LANDSAT 7 é o último satélite em operação do programa Landsat, financiado pelo Governo norte-mericano. O satélite foi lançado em abril de 1999, com um novo sensor a bordo denominado ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). A operação do satélite em órbita é administrada pela NASA e sua produção e comercialização de imagens ficam sob os cuidados da USGS (*United States Geological Survey*). A sua vida foi prevista para ser superior a cinco anos em órbita.

Uma imagem LANDSAT 7 ETM+ é composta por 8 bandas espectrais que podem ser combinadas em inúmeras possibilidades de composições coloridas e opções de processamento. Entre as principais melhorias técnicas, se comparado ao seu antecessor, o satélite LANDSAT 5, destacam-se a adição de uma banda espectral (banda Pancromática) com resolução de 15 m, perfeitamente registrada com as demais bandas, melhorias nas características geométricas e radiométricas, e o aumento da resolução espacial da banda termal para 60 m. Esses avanços tecnológicos permitem qualificar o LANDSAT 7 como sendo o satélite mais completo para a geração de imagens de satélites com aplicações diretas até a escala 1:25.000, principalmente em áreas rurais, mesmo em grandes extensões de território, como acontece freqüentemente no Brasil.

Um fato importante é que o satélite LANDSAT 7 tem o mesmo período de revisita que o LANDSAT 5 (16 dias), e a sua órbita cobre a mesma grade de referência do LANDSAT 5 (WRS2) e tem a mesma área imageada (185 x 185 km por cena). A conservação destes parâmetros técnicos facilita o processo de pesquisa de imagens, e pode ser feito com a mesma grade de referência e a perfeita integração no processamento das imagens do LANDSAT 7 com dados históricos do LANDSAT 5, existentes desde 1985, no caso de utilização dos dois tipos de dados, simultaneamente, no mesmo projeto, para a mesma área como por exemplo em estudo multitemporal.

O *QUICKBIRD* foi desenvolvido pela DigitalGlobe e é um satélite de alta precisão que oferece imagens comerciais de alta resolução da Terra. As imagens pancromáticas e multiespectrais são planejadas para dar suporte às aplicações em gerenciamento de avaliação de riscos e publicações de mapas, com ênfase nas áreas urbanas.

O sistema coleta dados com 61 centímetros de resolução espacial no pancromático e 2,5 metros no multiespectral em um vasto campo de observação, apresenta rápida seleção de alvo e permite a geração de pares estereoscópicos. A frequência média de visita é de 1 a 3,5 dias.

O satélite foi lançado em 18 de outubro de 2001, na missão Boeing Delta II, em Vandenberg Air Force, Estados Unidos, pela empresa DigitalGlobe. Atua em uma órbita Heliossíncrona, a uma altura de 450 km, inclinação de 98°, tem um tempo de duração da órbita em torno de 93,4 min e um período de revisita de, no máximo 3,5 dias.

Outras aplicações do uso do satélite são: mapeamentos urbanos e rurais que exijam alta precisão dos dados (cadastro, redes, planejamento, telecomunicações, saneamento, transportes); mapeamentos geológicos e geomorfológicos básicos e aplicações gerais em Sistemas de Informação Geográfica; uso da Terra, com ênfase em áreas urbanas, principalmente de áreas verdes.

Dentre as novas aquisições de dados levantados em prol da pesquisa, se destaca a da missão SRTM. Um projeto realizado em fevereiro de 2000, a partir da parceria entre a Agência Espacial Norte-Americana – NASA, a *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA), o Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DOD) e as agências espaciais alemã (*Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt* – DLG) e italiana (*Agenzia Spaziale Italiana* – ASI), para o mapeamento do relevo da área continental da Terra com interferometria de radar de abertura sintética (InSAR), entre 60° de latitude norte e 54° de latitude sul, o que corresponde aproximadamente 80% das áreas emersas do planeta (JPL, 2009).

O resultado das técnicas da missão SRTM é a geração de Modelos Digitais de Elevação (MDEs), o que exige cautela no uso de seus dados em uma determinada cena e escala de trabalho. Uma área com densa vegetação, por exemplo, pode mascarar a interpretação real da topografia do terreno que está sendo levantada, uma vez que o sinal do radar estaria refletindo apenas o dossel das árvores e não o terreno em sua altitude real (Valeriano *et al.*, 2006). Por isso, torna-se importante usar dados secundários, como os de cartas topográficas e de levantamento de campo através de *GPS* de alta precisão.

São vários os trabalhos de mapeamento que utilizaram os modelos da SRTM, como a tectônica, neotectônica, geomorfologia ou hidrogeologia. Valeriano (2004) discute o MDE da SRTM aplicado para o mapeamento da América do Sul e ressalta a necessidade de pré-processamento nos dados originais para uma adequada aplicação em estimativas e mapeamento de variáveis morfométricas, utilizando a krigagem, que favorece o ajuste do MDE à conformação do terreno. Como exemplo de aplicação, Almeida-Filho *et al.* (2005) mostraram a existência de um provável paleocurso do Rio Negro, com sistema de drenagem antigo de fluxo geral para o sul, diferente do fluxo atual de alguns afluentes daquele rio. Santos *et al.* (2006) fizeram um experimento com a precisão vertical dos MDEs interferométricos do radar de abertura sintética em banda C do SRTM comparando com o MDE de uma carta topográfica na escala de 1:100.000 e pontos de campo, com uso de *GPS*, no estado do Amazonas próximo à cidade de Manaus. Estes autores chegaram à conclusão que o MDE do SRTM foi melhor do que o MDE obtido a partir das informações das cartas topográficas. Martins *et al.* (2007) fizeram a caracterização da rede de drenagem e das bacias hidrográficas do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. Os autores notaram que a rede de drenagem, gerada a partir da imagem SRTM, mostrou-se coerente quando comparada com a drenagem do mapeamento convencional e que os dados topográficos servem para levantamentos de escala regional. Andrade Filho *et al.* (2008) estudaram as possíveis influências da neotectônica na formação de areais do sudoeste do Rio Grande do Sul, com enfoque em identificar pontos de “anomalias” neotectônicas em segmentos de drenagens, relacionando estas aos pontos de ocorrência de areias.

4.1.3 Pre-Processamento Digital das Imagens LANDSAT e *QUICKBIRD*

Em muitas aplicações de processamento de imagens é necessário comparar inúmeras delas da mesma cena, adquiridas por diferentes sensores, ou imagens de mesmo sensor, mas

de épocas diferentes. Essas imagens podem ter relativa translação, rotação e escala, e outras transformações geométricas entre elas (Silva & Dutra, 2005).

No presente trabalho, a correção geométrica (registro de imagens) foi a técnica utilizada para resolver essa questão das transformações citadas no parágrafo anterior.

Silva & Dutra (2005) comentam que o registro de imagens estabelece a correspondência entre duas imagens e determina a transformação geométrica que alinhe uma com a outra. E, através do registro de imagens é possível realizar a análise multi-temporal, a combinação de imagens de diferentes sensores, a combinação de resolução espacial com espectral, a elaboração de mosaicos e a integração de uma imagem à base de dados existente num Sistema de Informação Geográfica (SIG).

Para que seja feita a correção geométrica das imagens, Silva & Dutra (2005) sugerem a obtenção de pontos de controle em imagens de satélites. A obtenção de pontos de controle em diferentes imagens é feita a partir de feições que estão presentes tanto na imagem base como na imagem ajuste.

Definem-se como feições, estruturas salientes nas imagens, tais como: paisagens marcantes (florestas, lagos e campos), linhas (contornos de regiões, linhas de costa, estradas e rios) ou pontos (cantos de regiões, intersecções de linhas e pontos de inflexão) (Silva & Dutra, 2005).

Neste contexto, o presente trabalho utilizou esta técnica de correção geométrica para o georreferenciamento das imagens dos satélites LANDSAT e *QUICKBIRD*. E as feições usadas para o georreferenciamento foram: linhas (estradas e rios) e pontos (intersecções de linhas e pontos que destaquem alto relevo) (Figura 9).

A escolha dos pontos de controle foi feita nas imagens bases do satélite LANDSAT 7 ETM+. Foi escolhido o máximo de pontos nestas imagens de melhor identificação para retificação. O processo de correção geométrica foi realizado utilizando-se o DATUM horizontal *WGS 84 23 Sul*.

4.1.4 Processamento Digital das Imagens LANDSAT

O sistema de processamento digital das imagens possibilitou a coleta de informações dos produtos obtidos, gerando imagens temáticas. Para realizar o processamento digital foi utilizado o *software* ENVI (*The Environmental for Visualizing Images*) versão 4.0. A

principal técnica de processamento digital utilizada nas imagens do LANDSAT 5 TM foi a composição colorida.



Figura 9 - Identificação de pontos de controle em feições de linhas (estradas e rios) e em feições de pontos (intersecções de linhas e pontos que destaquem alto relevo) utilizados para georreferenciamento de imagem (B) LANDSAT 5 TM (1995) a partir de imagem (A) LANDSAT 7 ETM+ (1992).

- Composição Colorida

As composições coloridas foram obtidas por um processo que combinou simultaneamente três bandas das imagens multiespectrais com as três cores primárias - RGB, vermelho, verde e azul (Figura 10). A seleção dos melhores tripletes foi realizada através de observação visual (Duarte & Amaral, 1998).

Os tripletes estão definidos nas diferentes composições das bandas multiespectrais e cada composição tem sua resposta para determinado objetivo. No presente trabalho foram geradas imagens que realçaram os depósitos sedimentares e as morfologias de interesse da pesquisa. Foram utilizadas as composições 321, 432 e 543 para as bandas 1, 2, 3, 4 e 5 dos LANDSAT 5 e 7, que permitiram além do destaque dos depósitos sedimentares, também de outros ecossistemas e unidades geoambientais como áreas de manguezais, planícies fluviais e fluvio-marinhas, planícies de deflação, tabuleiros pré-litorâneos, entre outros. As composições 432 e 543 mostram os campos de dunas em tons de cores que variam de branco ao amarelo claro, devido à presença de sedimentos inconsolidados e ausência de vegetação, por vezes, com formas de cordões, barcanas e cadeias de barcanóides que indicam o sentido dos ventos na região. São destacadas também as dunas fixadas por vegetação, bem como sua disposição no espaço, demonstrada por marcas de migração ao longo do tempo geológico (Figura 11).

A composição 321 corresponde à visualização mais próxima da natural, como se fosse observada as feições terrestres dentro de uma aeronave em vôo. Os campos de dunas móveis são destacados em tons de amarelo a branco (Figura 12) SEMACE/LABOMAR (2006).

4.1.5 Elaboração do Mapa das Unidades Geoambientais (mapa base)

Após o processamento das imagens de satélite fez-se a interpretação para a elaboração do mapa das unidades geoambientais, quando foram traçados os limites entre as unidades em formato *shapefile*, sendo confeccionado, por tanto, o mapa base (pré-mapeamento), que auxiliou os trabalhos de campo. Após a campanha de campo e checagem das feições previamente mapeadas, foi possível melhorar os limites dos contatos em mapa. Posteriormente foi feitos o cálculo das áreas, para cada setor individualizado, cujo somatório resulta em área total de cada unidade.

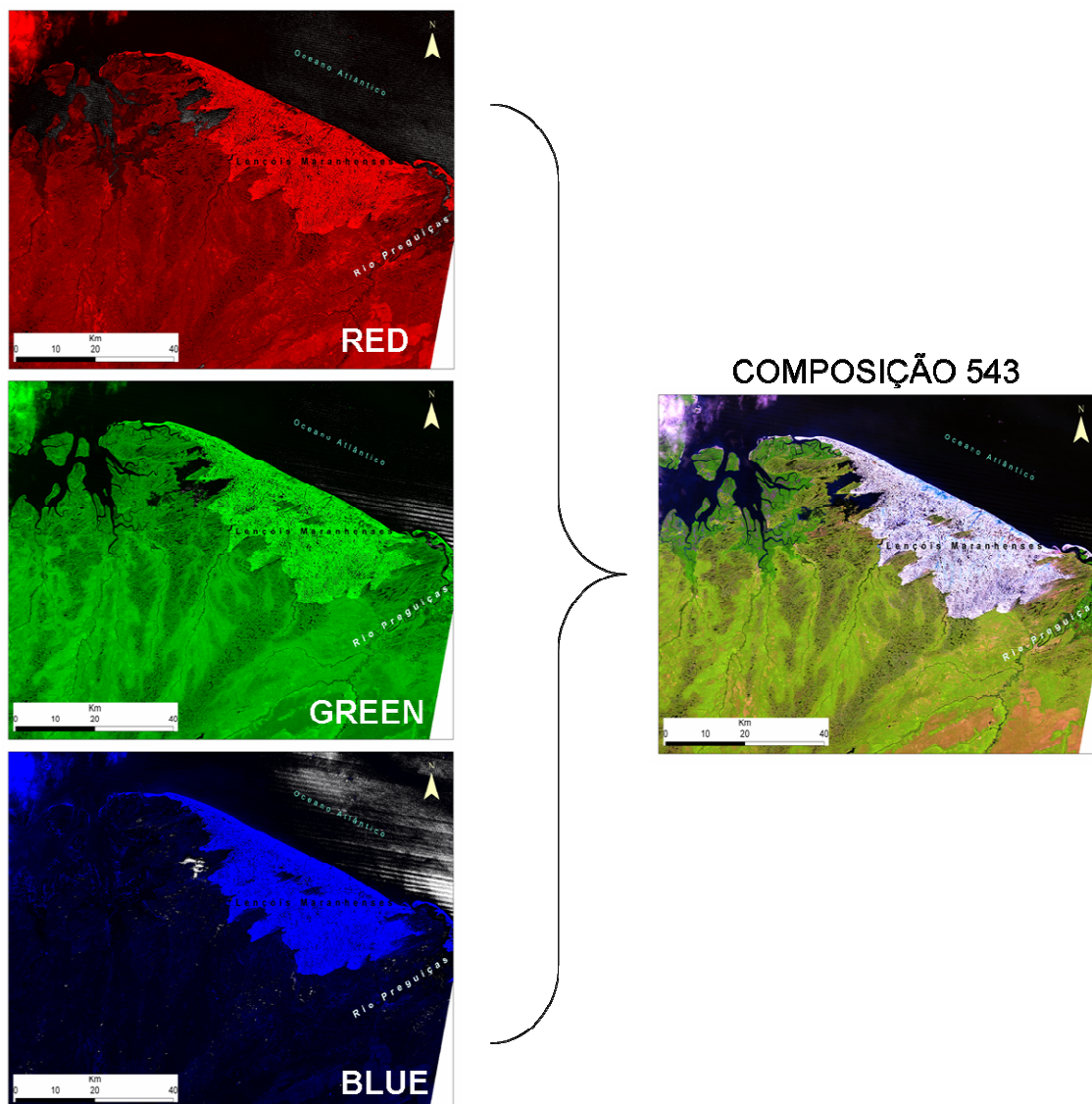


Figura 10 - Esquema de composição entre as bandas 5,4, e 3. *Red, Green.e Blue* (RGB) do LANDSAT 5 TM (1995).

4.1.6 Taxas de Transporte de Sedimentos

As imagens multitemporais do satélite *QUICKBIRD* foram utilizadas para o cálculo das taxas de migração dos corpos dunares móveis, uma vez que foi feita a relação entre a distância percorrida pelas dunas e o tempo que elas levaram para se deslocar de um ponto a outro. Esta metodologia foi aplicada por Carvalho *et. al.* (2006), onde consideraram as distâncias entre as marcas em forma de arcos, identificadas na imagem de satélite, deixadas pelas dunas durante o avanço para o interior do continente (Figura 13). Estas marcas

representam, segundo os autores, as acumulações de areia fixadas por vegetação durante o período chuvoso. Como a região da área estudada, localiza-se na região equatorial, o período chuvoso ocorre uma vez a cada ano, cada marca de vegetação corresponde a um ano de avanço da duna.

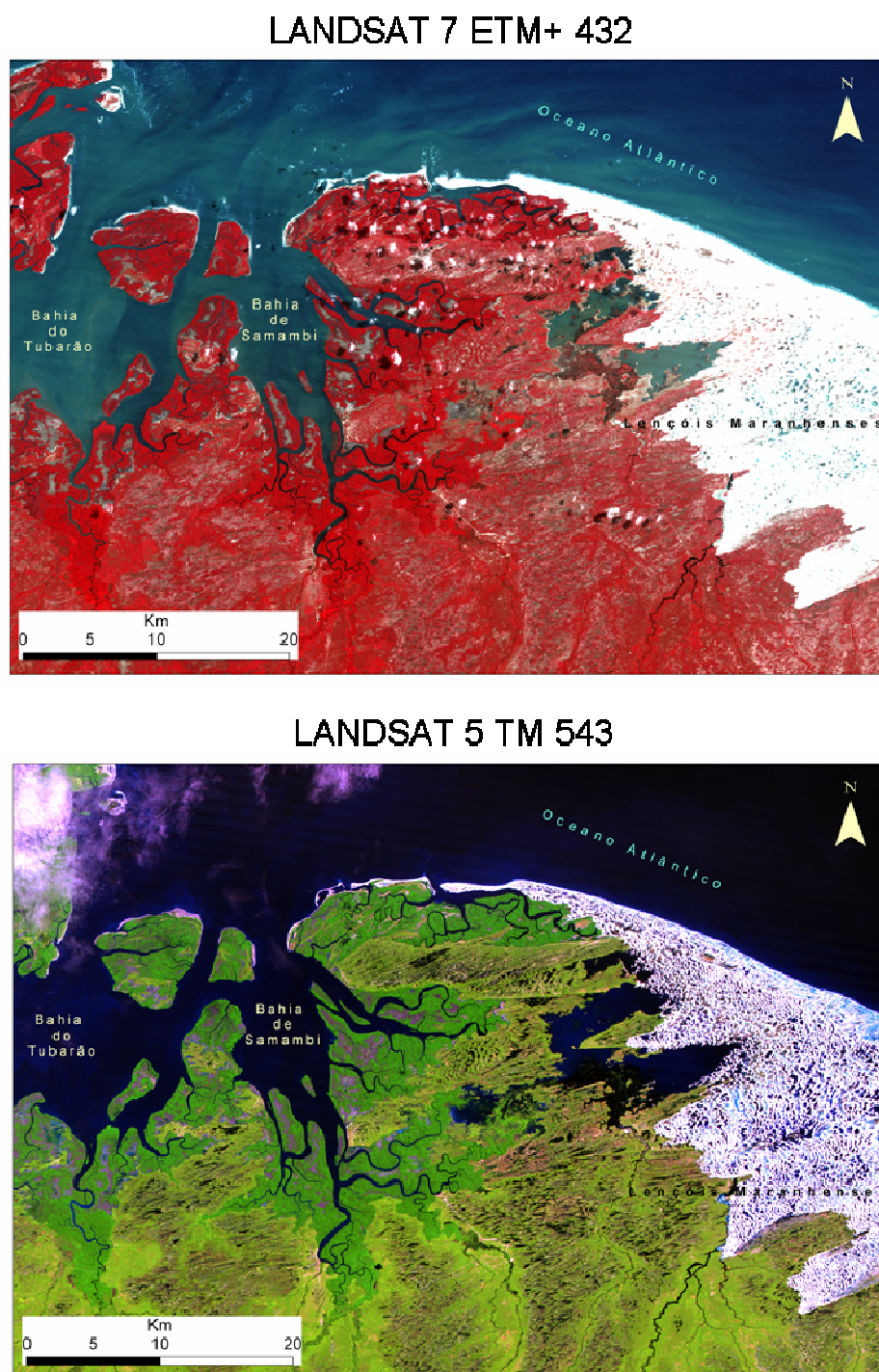


Figura 11 - Feições reveladas pelas composições RGB 432 e 543 das imagens LANDSAT 7 e 5. Notar os depósitos de dunas móveis e vegetadas (dunas fósseis) que demonstram o sentido preferencial NE-SW do vento na região, tanto para o presente como para o passado.

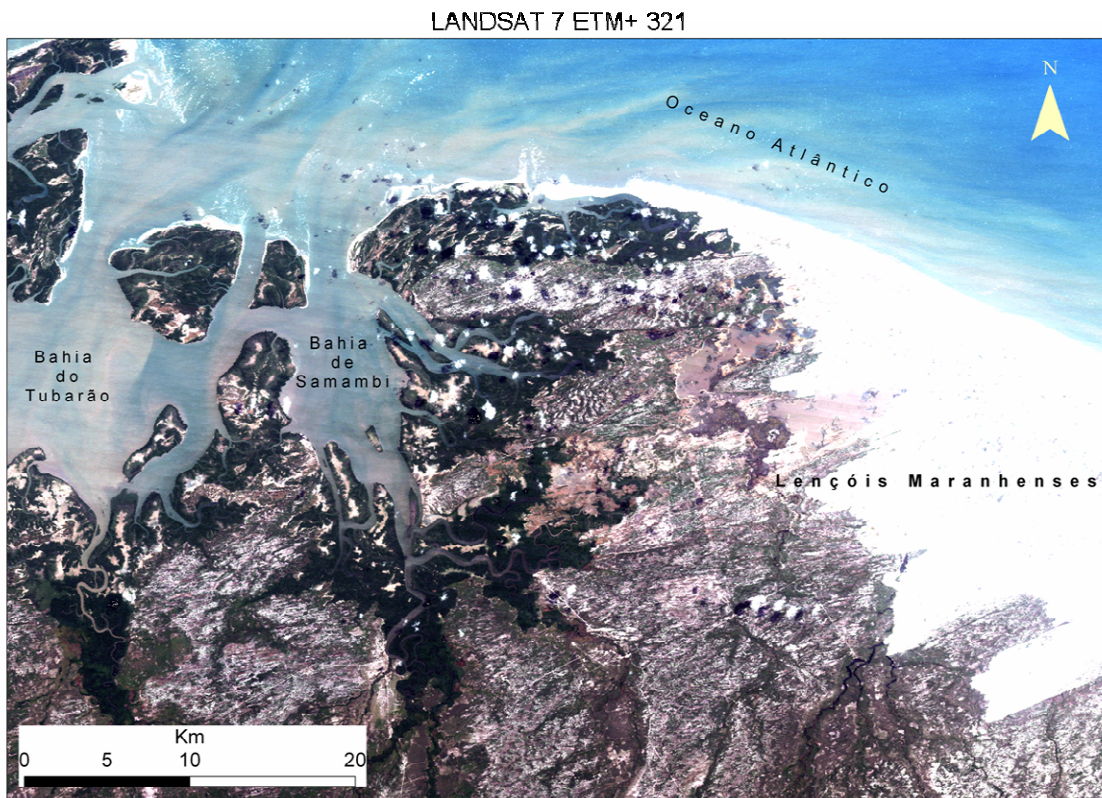


Figura 12 - Aspectos da composição RGB 321 da imagem LANDSAT 7. As dunas móveis estão marcadas por uma tonalidade mais branca dos Lençóis Maranhenses. Os manguezais são evidenciados por uma tonalidade verde escuro nas reentrâncias da Baía do Tubarão e Baía do Samambi.

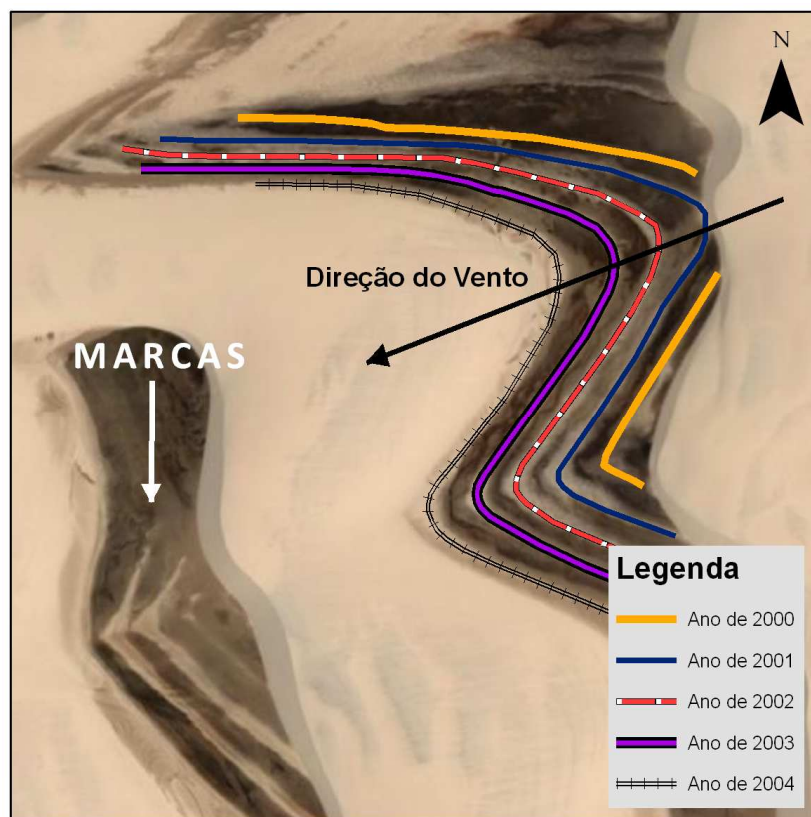


Figura 13 - Arcos de migração de dunas vistos na imagem de satélite *QUICKBIRD* de 2004.

4.1.7 Tratamento e Análise dos Dados da Missão SRTM

Após a aquisição das imagens de radar da missão SRTM, cenas 219/062 e 220/062, ambas do ano de 2000, disponíveis em formato Geotiff na rede mundial de computadores (*internet*) para *download* no site da GLCF (2009), foi feito o tratamento e análise dos dados contidos nas imagens, baseado na metodologia abordada por Valeriano (2004).

O *software ENVI (Environment for Visualizing Images* in (Research Systems Inc., 2002) versão 4.0 foi utilizado para fazer a correção de falhas nas imagens. Estabeleceu-se um intervalo de -99999999... até 0 para valores inválidos. Em seguida, no mesmo aplicativo, foi feita a exportação dos dados (x, y e z) das imagens corrigidas em arquivo ASCII. A interpolação total dos dados foi feita no aplicativo *Surfer* (Golden Software, 1995) e foram interpolados por krigagem de modo automático. Os produtos extraídos do novo MDE, após a krigagem, para a avaliação dos dados, foram os processos de visualização (relevo sombreado e perspectiva) em diferentes escalas (Valeriano & Abdon, 2007). A partir destes produtos, foi possível gerar os modelos para os estudos da geomorfologia e dos padrões de drenagem: tipos de relevos existentes por perfis interpretativos do terreno com dados de cotas altimétricas; lineamentos estruturais e padrões da rede de drenagem. A seqüência de tratamento e análise dos dados das imagens SRTM é mostrada na figura 14.

O modelo de lineamento parte do princípio da orientação preferencial dos elementos estruturais do terreno (cristas alinhadas, fundos de vale, corredores de drenagem, entre outros) moldados pelos eventos tectônicos, tendo como base a simulação da direção e ângulo de incidência da iluminação de azimutes, que, para este trabalho, foi de $315^\circ\text{Az}/45^\circ$, gerando o produto de sombreamento.

4.1.8 Estruturação do Sistema de Informações Geográficas (SIG)

O termo *Sistemas de Informação Geográfica* (SIG) é aplicado para sistemas que realizam o tratamento computacional de dados geográficos e recuperam informações não apenas com base em suas características alfanuméricas, mas também através de sua localização espacial; oferecem ao administrador (urbanista, planejador, geólogo, engenheiro) uma visão inédita de seu ambiente de trabalho, em que todas as informações disponíveis, sobre um determinado assunto estão ao seu alcance, interrelacionadas com base no que lhes é fundamentalmente comum – a localização geográfica. Para que isto seja possível, a geometria

e os atributos dos dados num SIG devem estar *georreferenciados*, isto é, localizados na superfície terrestre e representados numa projeção cartográfica (Câmara & De Queiroz, 2003).

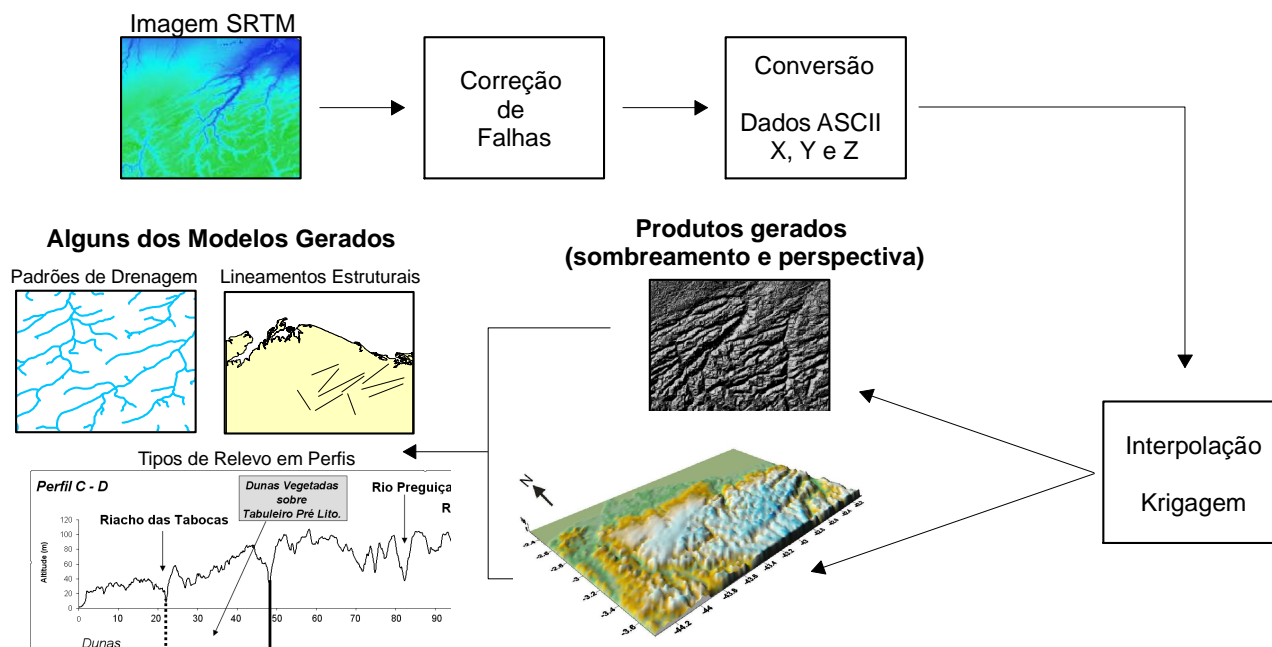


Figura 14 - Sequência de tratamento e análise dos dados das imagens SRTM.

Câmara & De Queiroz (2003) ressaltam que o requisito de armazenar a geometria dos objetos geográficos e de seus atributos, representa uma *dualidade* básica para os SIGs. E que para cada objeto geográfico, o SIG necessita armazenar seus atributos e as várias representações gráficas associadas.

Devido a sua gama de aplicações, que inclui temas como culturas agrícolas, floresta, cartografia, cadastro urbano, redes de concessionárias (água, energia e telefonia), há pelo menos três grandes maneiras de utilizar um SIG: como ferramenta para produção de mapa, como suporte para a análise espacial de fenômenos e como um banco de dados geográficos, com funções de armazenamento e recuperação de informação espacial. Estas três visões do SIG são antes convergentes que conflitantes e refletem a importância relativa do tratamento da informação geográfica dentro de uma instituição (Câmara & De Queiroz, 2003).

Algumas definições de SIG são colocadas por vários autores e diferenciadas de acordo com os usos e visões possíveis desta tecnologia, como a de Aronoff (1989) *apud* Câmara & De Queiroz (2003), que caracteriza o SIG como sendo um conjunto manual ou computacional de procedimentos utilizados para armazenar e manipular dados georreferenciados; ou ainda, a

definição de Smith *et al.* (1987) *apud* Câmara & De Queiroz (2003), que define a tecnologia como sendo, um banco de dados indexados espacialmente, sobre o qual opera um conjunto de procedimentos, para responder a consultas sobre entidades espaciais.

A partir destes conceitos, é possível indicar as principais características dos SIGs: inserir e integrar, numa única base de dados, informações espaciais provenientes de dados cartográficos, dados censitários e cadastros urbano e rural, imagens de satélite, redes e modelos numéricos de terreno e; oferecer mecanismos para combinar as várias informações, através de algoritmos de manipulação e análise, bem como para consultar, recuperar, visualizar e plotar o conteúdo da base de dados georreferenciados (Câmara & De Queiroz, 2003).

Tomando como base as definições sobre SIG dos autores citados, esta tecnologia pode ser considerada como uma modelagem do que é o mundo real. Segundo Gerardi & Mendes (2001) *apud* Mota *et al.* (2005), um SIG é um sistema-modelo que representa um outro sistema do mundo real.

A elaboração do SIG deste trabalho se deu a partir do cruzamento das informações da etapa de gabinete com as adquiridas na etapa de campo. Informações a respeito do disposto dos depósitos Tércio-Quaternários, o comportamento destes, no que diz respeito à modelagem da zona costeira, dentro do âmbito da geomorfologia da região, foram importantes para tomada de conclusões, que ajudaram na elaboração da estrutura SIG, que por sua vez, auxiliou na confecção de mapas diretamente nas imagens de satélite, bem como na compartimentação da importância dos depósitos estudados para chegar a gênese e evolução da área estudada.

Os SIG's montados estão representados em forma de atributos (tabelas) e gráficos. Estes associados aos componentes especiais (polígonos e pontos) vetorizados diretamente nas imagens de satélite (Figura 15).

As coordenadas métricas usadas no presente trabalho referem-se ao sistema UTM fuso 23 Sul, no *datum* horizontal WGS 84.

4.2 Levantamento de Campo

A coleta de 48 amostras de sedimentos em campo foi feita usando trado manual (Figura 16), em profundidades de 1 a 2 metros. Os pontos de coleta foram escolhidos estrategicamente depois da preparação de um mapa base (Figura 17). E, para auxiliar na amostragem, usou-se um *GPSmap 76 Garmin* com precisão variando de 8 a 11 metros. Dados

altimétricos foram coletado com este *GPS*, porém não foram considerados para o estudo de relevo, uma vez que a medida de cota não é precisa.

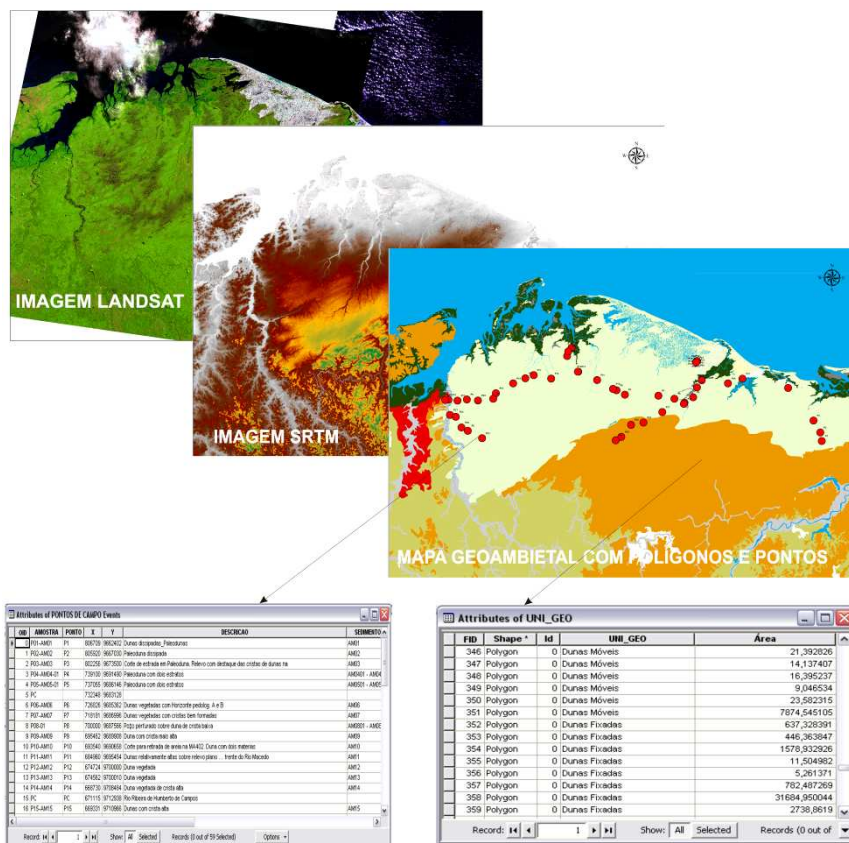


Figura 15 - Esquema da estrutura dos dados em SIG.



Figura 16 - Uso de trado manual na coleta de sedimentos.

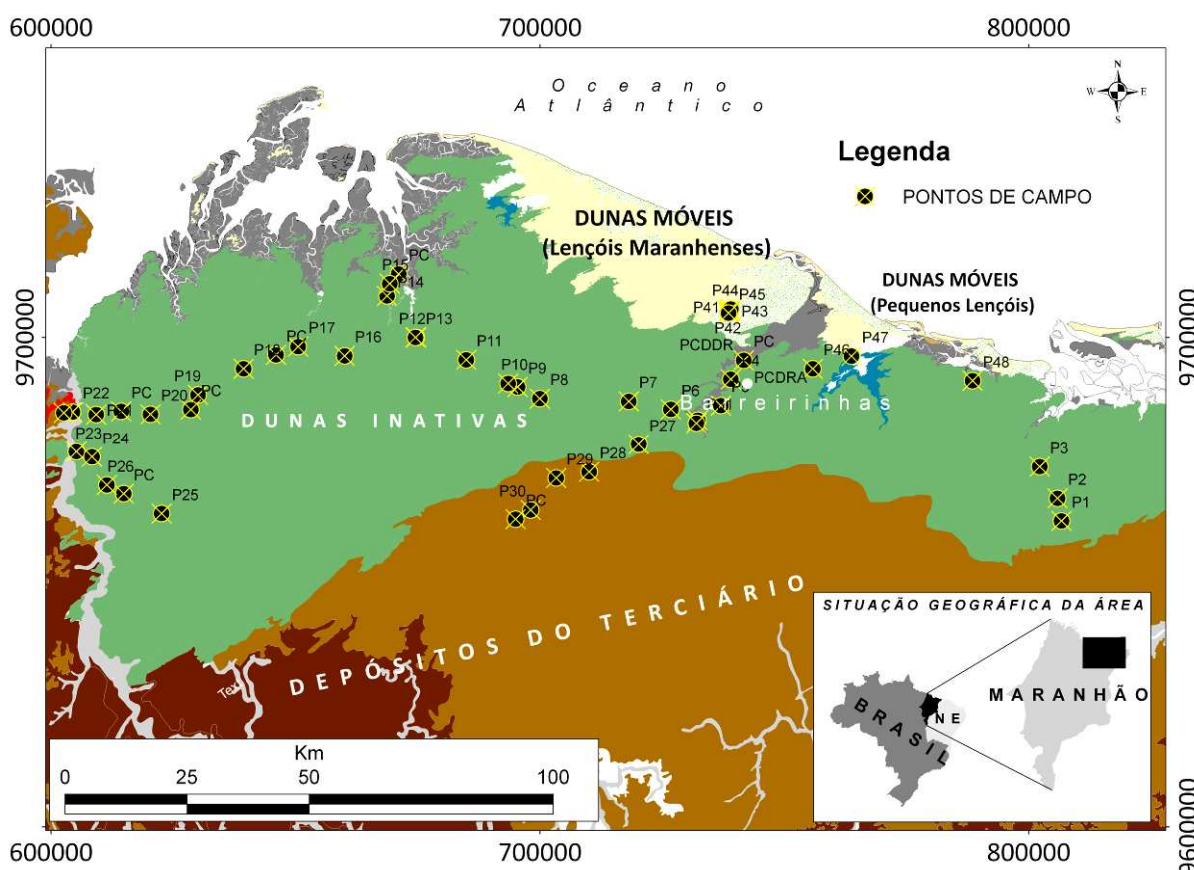


Figura 17 - Pontos de coleta de sedimentos em mapa base.

4.3 Análise Sedimentológica em Laboratório

No Laboratório de Oceanografia Geológica do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) da Universidade Federal do Ceará (UFC) foram realizadas as análises sedimentológicas (granulometria, teores de CaCO_3 e de matéria orgânica e estudo morfológico dos grãos) das amostras coletadas em campo.

4.3.1 Análise Granulométrica

As amostras de sedimento, chegando ao laboratório, passaram pelos procedimentos de análise granulométrica. Foram inicialmente aquecidas a 60°C em estufa para a secagem. Em seguida foi feito o quarteamento e fracionamento de cada amostra em 100,0g. Processado as amostras então seguem para o mecanismo de peneiramento úmido, o qual separa a fração lama da arenosa (limites das classes = 0,062mm de diâmetro). Em seguida as amostras

passam pelo peneiramento mecânico, etapa de separação das classes arenosas e cascalhos, ou seja, frações de 0,062mm até 2,00mm diametraais para as classes de areia e frações com diâmetro superior a 2,00mm para as definições de grânulos, seixos e cascalho.

Os dados das análises granulométricas (valores de phi para as frações de cada amostra) foram submetidos ao programa de análise granulométrica ANASED 4.3i, desenvolvido pelo Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada (LGMA) da UFC.

Os parâmetros granulométricos são calculados com base em dados gráficos obtidos das curvas acumulativas da distribuição e frequência elaboradas na escala (phi), caracterizando a curva em relação a sua tendência central e graus de dispersão, assimetria e agudez dos picos. Estes valores, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), avaliam a descrição dos sedimentos em termos de suas várias propriedades, incluindo a média e a mediana, obtendo-se, ainda, as medidas de tendência central, os graus de seleção, assimetria e curtose. A interpretação dos parâmetros de cada amostra permite classificar os sedimentos e tenta correlacioná-los de modo a inferir aspectos sobre a sua gênese, transporte e modo de deposição.

4.3.2 Teores de CaCO₃ e Matéria Orgânica (MO)

A análise dos teores de CaCO₃ foi feita a partir do método do *Calcímetro de Bernard* modificado (Figura 18), em que as amostras são atacadas com ácido clorídrico (HCL) diluído à 10% em um sistema de vasos comunicantes. O sedimento é inicialmente seco à 60°C, em estufa, fracionado a 0,5g e acondicionado num *erlenmeyer* adaptado a um tudo de ensaio, ligado a um tubo de provetas preenchidas por água. O gás CO₂ desprendido pela reação HCL + (amostra + CaCO₃) faz com que a coluna d'água se desloque (dΔ) dentro da proveta. É admitido um valor máximo de deslocamento para uma amostra de 99% de CaCO₃.

Os teores de matéria orgânica total foram obtidos pelo método gravimétrico, com combustão de 2g do sedimento previamente seco em mufla (em duplicata) à 450°C, por 24 horas (Loring & Rantala, 1992). O teor de matéria orgânica [MO] analisado foi obtido pela seguinte expressão:

$$[MO] = (m_c \times 100) / m_s$$

onde m_c = massa perdida após calcinação e m_s = massa do sedimento.

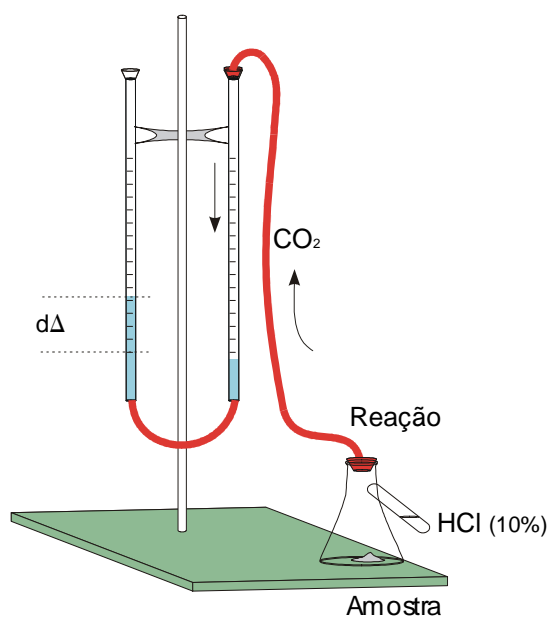


Figura 18 - Esquema de ensaio para a obtenção dos teores de CaCO_3 . *Calcímetro de Bernard* (modificado).

4.3.3 Morfometria dos Grãos

A forma e o arredondamento dos grãos de areia e dos seixos têm sido usados há muito tempo para compreender a história dos depósitos sedimentares, dos quais estes fazem parte. As formas típicas dos seixos e os grãos de areia que passam por abrasão em ambientes eólicos são bem conhecidas. Já os efeitos causados por outros ambientes, nem são assim tão esclarecidos, mantendo-se muitas controvérsias.

O estado morfoscópico foi feito a partir da observação dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento (Russel & Taylor, 1937; Wandell, 1932 *apud* Suguio, 1973) feita com uso de lupa binocular dotada de máquina fotográfica (Figura 19).

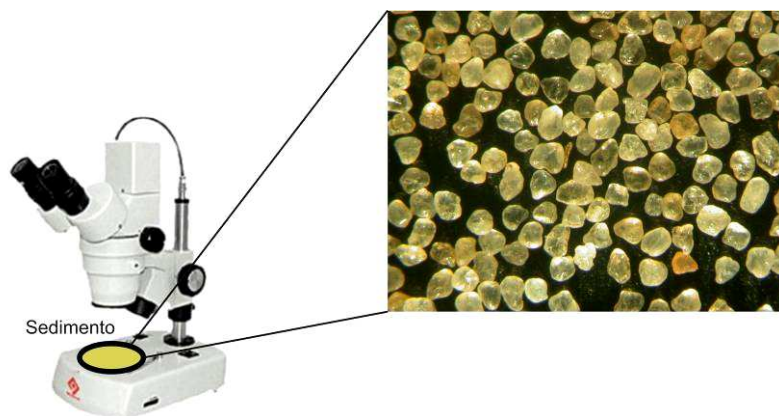


Figura 19 - Esquema da observação dos sedimentos em lupa de aumento.

4.3.4 Análise em MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) de Grãos de Sedimentos

A análise de MEV foi feita na Faculdade de Biologia da Universidade de Barcelona, Espanha.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução. As imagens fornecidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons, ao contrário da radiação de luz a qual estamos habituados e acostumados de ver. O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (elétron negativo) mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. Essa variação de voltagem permite a variação da aceleração dos elétrons, e também provoca o aquecimento do filamento. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai fortemente os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção ao eletrodo positivo. A correção do percurso dos feixes é realizada pelas lentes condensadoras que alinham os feixes em direção à abertura da objetiva. A objetiva ajusta o foco dos feixes de elétrons antes dos elétrons atingirem a amostra analisada (texto tirado de <http://www.degeo.ufop.br/laboratorios/microlab/mev.htm>, acesso em 20 de outubro de 2009).

A presença e frequência de determinadas marcas superficiais em grãos de quartzo, contribuem para definir o meio em que foram formados os sedimentos. Existem alguns traços que identificam os grãos de quartzo dos ambientes sedimentares mais característicos, mas um grão pode passar por vários ambientes e processos diferentes de sedimentação, e cada um desses pode deixar sua marca característica. É importante na hora da reconstrução de sua história, conhecer que marcas são as mais antigas e quais as mais novas, assim como o tempo de evolução de cada meio (Sainz, L.T. & Ripa, B.T., 1992).

A análise de MEV mostrou a presença de marcas nas superfícies dos grãos de quartzo dos sedimentos que compõem os depósitos eólicos da área estudada, colaborando na melhor compreensão a respeito da origem e processos envolvidos na evolução destes depósitos ao longo do período Quaternário.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Implicações Tectônicas na Evolução do Arcabouço Morfoestrutural (Reflexões no Relevo e Drenagem)

Segundo Gerasimov & Mecherikov (1969) *apud* Facincani (2001) morfoestruturas são unidades de relevo que foram geradas pela combinação de atividade tectônica e clima, que obedecem a uma disposição hierárquica contendo desde megamorfoestruturas como, por exemplo, uma cadeia mesoceânica, até micromorfoestruturas, como um vale controlado por falha. O produto de períodos alternados de soerguimento (que acarretam dissecação) e estabilização (que resultam em formação de aplanamento regional) compõe várias morfoestruturas. E as fontes de dados utilizadas para análise morfoestrutural são os terraços, as superfícies de aplanamento e os depósitos correlativos. Outra consideração a respeito de morfoestruturas que deve ser dada atenção é a de Saadi (1991) *apud* Facincani (2001). Este autor relata que ela consiste em uma unidade morfológica cujas principais características indicam um nítido controle exercido pelo arcabouço litoestrutural, e que a paisagem é produto dos agentes erosivos. As duas abordagens simplificadas citadas pelos autores indicam que as morfoestruturas são unidades do relevo que foram e são formadas por atividades tectônicas do arcabouço litoestrutural e que a paisagem superficial é resultante dos agentes erosivos, em consequência do clima.

A morfotectônica tem como objetivo estudar os processos geradores de formas, relacionados a qualquer tipo de atividade tectônica. Várias vertentes de estudos da morfotectônica são consideradas por Embleton (1987) *apud* Facincani (2001), que nas quais são: 1 – reconhecimento e estudo das formas de relevo indicativas de movimento contemporâneo ou recente; 2 – estudo da deformação de superfície de aplanamento; 3 – estudo dos efeitos morfológicos (diretos e indiretos) de terremotos recentes ou contemporâneos; e 4 – utilização de evidência geomorfológica para prever terremotos. De acordo com a posição do território brasileiro (intraplaca), apenas as duas primeiras são consideradas para este trabalho, pois as direções 3 e 4 dizem respeito a bordas de placas.

É de suma importância levar em consideração os eventos tectônicos e neotectônicos para estudar a geomorfologia e o sistema de drenagem de uma região. O termo neotectônica, utilizado pela primeira vez por Obruchev, 1948 (*In* Suguio & Martin, 1996), se refere a uma sucessão de movimentos crustais recentes, iniciados a partir do período Terciário Superior e

que continuou durante o Quaternário. Devido às grandes obras de engenharia civil; tais como obras de usinas hidrelétricas e termoeletricas, além de portos, desenvolvidas nas últimas décadas; a neotectônica tem sido alvo de pesquisas desenvolvidas por vários geólogos brasileiros (Suguio & Sallun, 2004). Suguio & Martin (1996) ressaltam que estes eventos desempenharam um papel muito importante na evolução geológica na linha de costa do Brasil.

Andrades Filho *et al.* (2008) estudando a formação de areais no sudoeste do Rio Grande do Sul, notaram que a neotectônica tem forte influência na formação destes depósitos, e que estes, estão associados aos cursos de drenagem identificados por anomalias.

5.1.1 Geomorfologia e Compartimentação do Relevo

Os eventos de tectônica sedimentar ocorridos no Plio-Pleistoceno; que ocasionaram o soerguimento da faixa litorânea e conseqüentemente a modelagem da rede de drenagem e erosão da Formação Barreiras, bem como o aprofundamento dos vales (Ab'Saber, 1960), e mais recentemente, no período Quaternário, os eventos de transgressão marinha e o aporte de sedimento para a formação de dunas, são os responsáveis pela formação do atual cenário da zona costeira da região. Logo, a geomorfologia da área é desenhada por sistemas de dunas dos tipos móveis e fixas; as primeiras são mais conhecidas pelos Lençóis Maranhenses, um oásis de beleza rara, repleto de lagoas límpidas que se movem juntamente com as dunas que alcançam distâncias de até 25 km da linha de costa; as segundas, localizadas mais no interior, são compostas por dunas inativas (fixadas por vegetação), um campo de dunas que alcançam distâncias de até 160 km da linha de costa. Mais a leste da área se encontram os campos de dunas móveis dos Pequenos Lençóis. Compõem também, os depósitos do período Terciário e os arenitos da Formação Itapecuru (Campbell, 1949 *apud* Gonçalves & Carvalho, 1996) a sudeste e sudoeste da área, respectivamente.

Após o tratamento dos dados da missão SRTM e geração dos produtos para a interpretação do comportamento geomorfológico da região foi possível realizar a divisão de três compartimentos distintos de relevos, que chamamos de relevos A, B e C. Essa denominação não tem nada a ver com uma classificação genética, foi feita somente para distinguir os três compartimentos nos modelos digitais gerados. Uma característica marcante que distingue estes três tipos de terrenos é a forma como eles se apresentam em perfis verticais de distância vs. altitude (Figuras 20, 24 e 30). Cada um possui uma forma de relevo

produto dos eventos mais recentes do tectonismo sedimentar, ou neotectônica. O relevo do compartimento A (Figura 20) é formado por dunas móveis dos Lençóis Maranhenses dos tipos barcana e barcanóides (Figura 21). As dunas fixadas por vegetação também formam este relevo e são do tipo parabólico (feição vista somente nas imagens de satélite), pois em campo é percebido apenas o relevo ondular dos braços da duna se destacando na estrada (Figura 22). Estas são macro-dunas parabólicas com até 2 km de comprimento, características de um grande evento de transporte eólico, ocorrido no período Quaternário, quando o clima da região era possivelmente mais seco e com ventos de maior intensidade, possibilitando o transporte de sedimento com mais frequência e, conseqüentemente, a formação destas dunas.

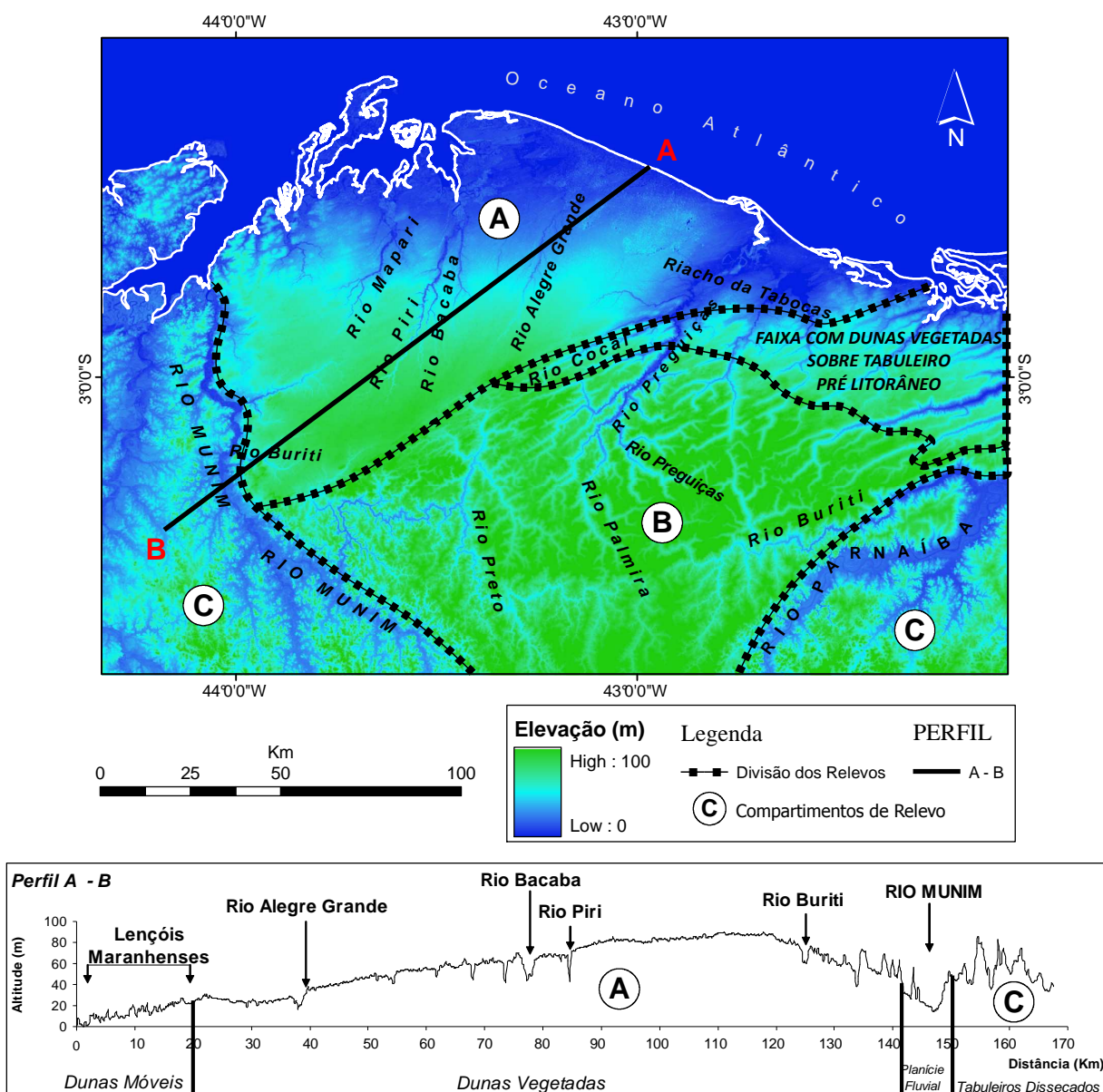


Figura 20 - Perfil A-B de distância vs. altitude na imagem SRTM dos relevos A e C.



Figura 21 – Dunas barcanóides dos Lençóis Maranhenses.

O relevo do compartimento A não apresenta altitude superior a 90m e sua declividade está em torno de $0,05^\circ$ para a face de barlavento, que se dirige à linha de costa e $4,76^\circ$ para a face de sotavento, voltada para o interior do continente, esta diferença é notada por uma grande queda na topografia localizada próximo ao Rio Buriti (Ver perfil A – B, Figura 20). A figura 23 mostra a queda topográfica para sul na “face” de sotavento destas dunas, próximo ao Rio Buriti na estadual MA-110, logo após esta queda encontram-se os depósitos do relevo do compartimento C.

O Perfil C – D da figura 24 destaca o relevo do compartimento B. São os Tabuleiros Pré-litorâneos da Formação Barreiras, estes depósitos foram formados no período Terciário por ação fluvial, sendo modelados à medida que os rios seguiam seu curso natural de direção ao mar. Mostram um comportamento mais tabular devido à ação de processos erosivos mais recentes. Possuem uma vegetação mais desenvolvida que as das dunas fixas (Figura 25). Os valores de altitude para este terreno estão em torno de 100 m e a declividade não ultrapassa os $0,08^\circ$, reforçando o fato da modelagem tabular deste relevo. Uma faixa de dunas vegetadas se localiza sobre os tabuleiros pré-litorâneos, são paleodunas de cor avermelhada típicas destes tabuleiros (Figura 26).



Figura 22 - (A) Imagem de satélite Landsat 5 e macro-dunas parabólicas de até 2 km de comprimento. (B) braços de macro-dunas parabólicas vistos em corte de estrada. (C) Desenho esquemático da ondulação do relevo.



Figura 23 - Queda na topografia vista para o sul. Notar a MA-110 bem na queda do relevo e mais ao fundo os depósitos do relevo tipo C.

O relevo do compartimento C é moldado a partir dos sedimentos das Formações Barreiras e Itapecuru (Figura 27). A erosão fluvial é o principal agente formador deste relevo, resultando em vales rebaixados exibindo uma forte característica de dissecação através de morrotes e platôs, logo, estes terrenos podem ser chamados de Tabuleiros Dissecados. Nos perfis E-F e G-H da figura 30 é notado o quanto este relevo foi ou ainda é modelado por processos fluviais, a partir dos cursos de drenagem dos rios que o cortam, como os rios Parnaíba, Munim e Itapecuru. O relevo possui altitudes que não ultrapassam os 90m, ou seja, mais baixos que os Tabuleiros Pré-litorâneos. Sua declividade é baixa, em torno dos 0,06°, podendo chegar a 6° nos morrotes (Figura 28).

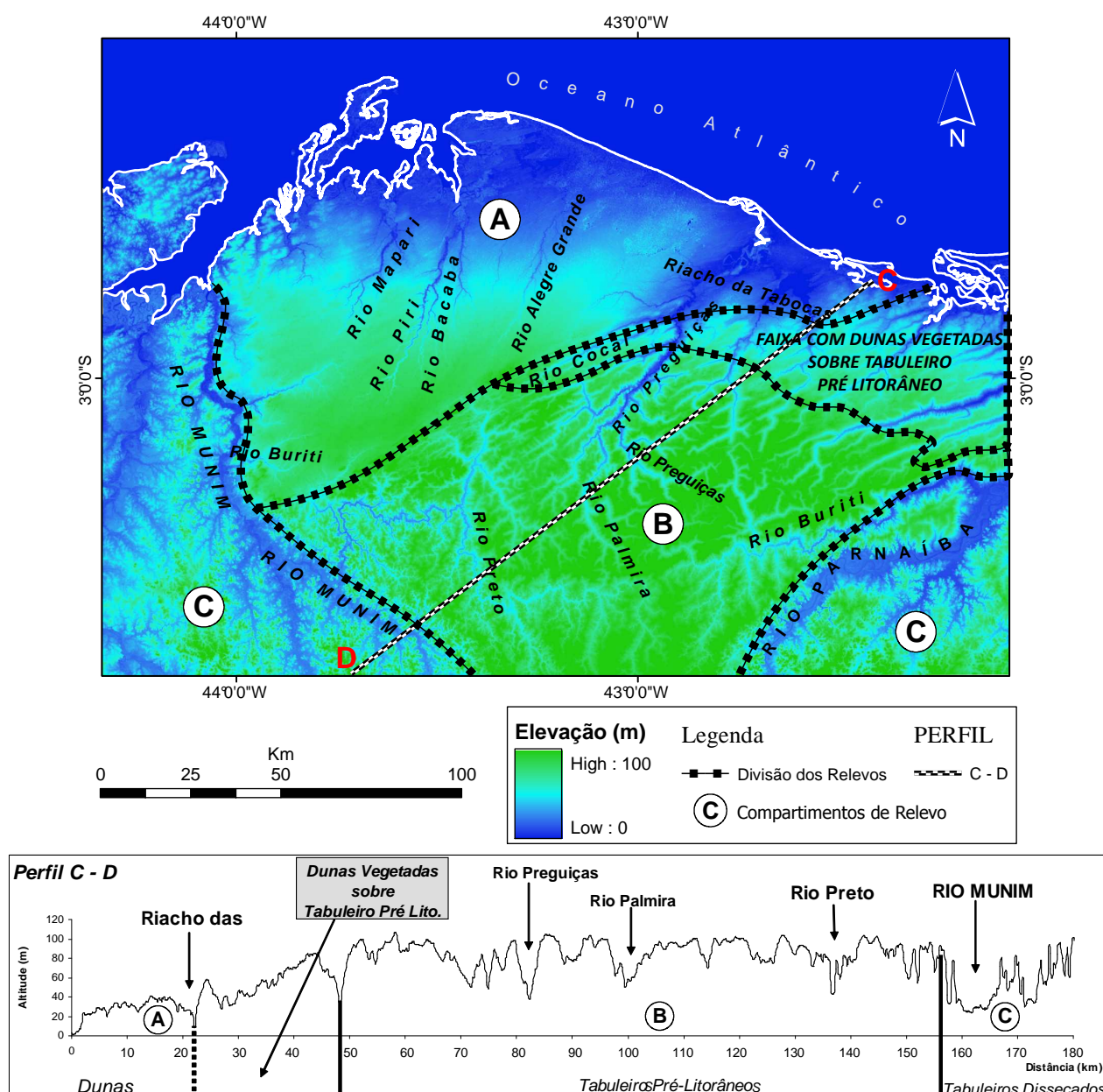


Figura 24 - Perfil C-D de distância vs. altitude na imagem SRTM dos relevos A, B e C, com ênfase em B.



Figura 25 - Duna vegetada em corte de estrada.



Figura 26 - Paleoduna com forma tabular sobre tabuleiros pré-litorâneos.



Figura 27 - Aspectos do relevo C, com os morrotes na parte de baixo da figura. No canto superior esquerdo o Rio Itapecuru recortando o relevo.

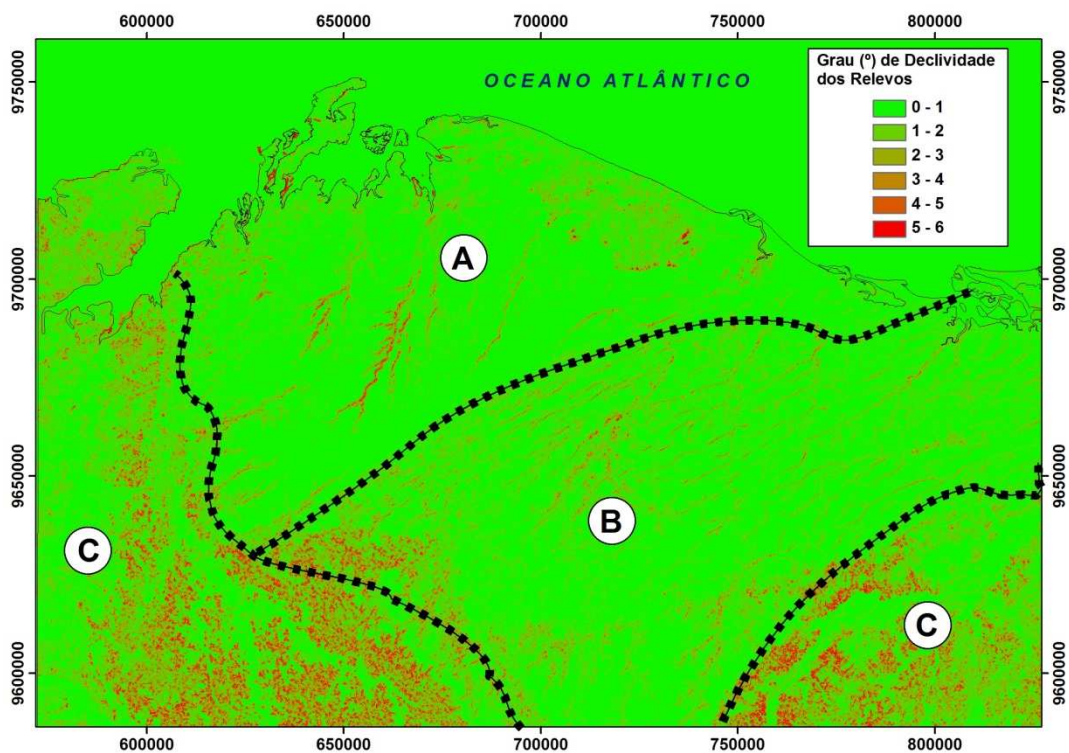


Figura 28 - Declividade dos relevos A, B e C. Notar grau elevado de declividade dos morrotes do relevo C.

Levando em consideração mais um produto gerado a partir dos dados da missão SRTM, o sombreamento (Figuras 29), a diferença entre os relevos pode ser também notada. Lineamentos morfoestruturais ocorridos de eventos tectônicos podem ser extraídos destes.

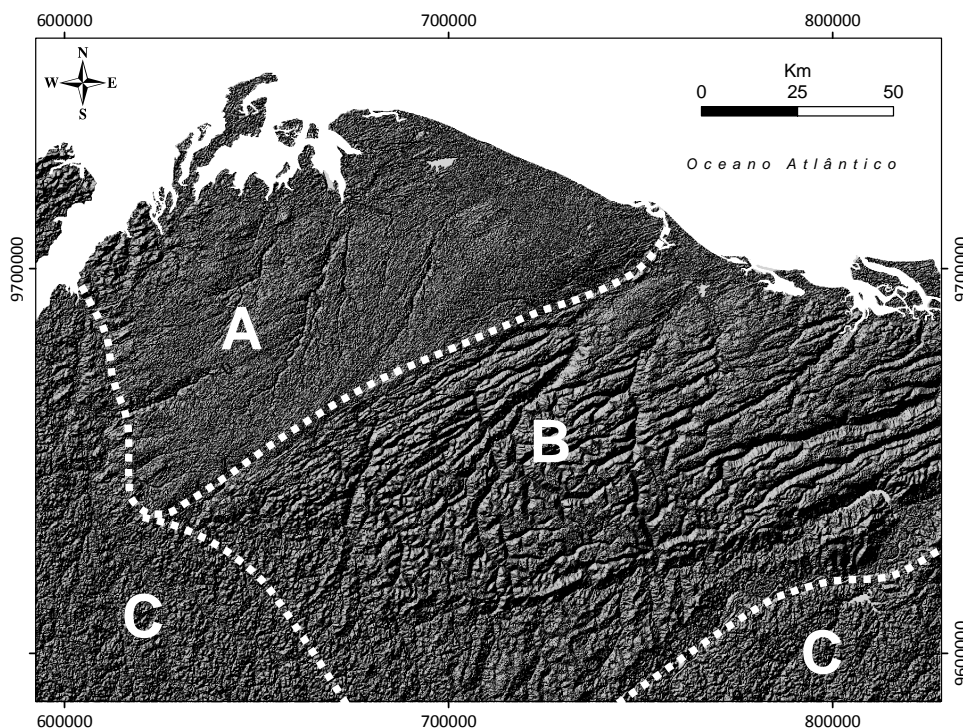


Figura 29 - Produto dos dados da SRTM do tipo sombreado da área estudada, realçando a diferença entre os compartimentos de relevos.

5.1.2 Lineamentos Morfoestruturais

Um lineamento é, segundo Hudgson (1974), uma feição mapeável da superfície, são feições de forma linear, pouco salientes no relevo, fortemente estruturadas, retilíneas ou levemente curvas. É possível entender o comportamento do embasamento cristalino de um terreno, mesmo que o mesmo não esteja visível, através de um lineamento.

Segundo O'leary, Friedman e Pohn (1976) *apud* Souza (2007), o lineamento pode ser classificado como uma morfoestrutura, e que pode ser uma feição linear mapeável, cujas partes são alinhadas em arranjo retilíneo ou suavemente curvo que refletem fenômeno de subsuperfície, podendo ser ainda, simples ou composta, contínua ou descontínua da superfície terrestre. Os autores ressaltam a importância que os mapas de lineamento têm como fonte de numerosas informações de caráter estrutural.

Nos estudos relacionados ao sensoriamento remoto, os lineamentos podem ser representados, segundo Joshi (1989) *apud* Souza (2007), como feições fisiográficas (positivas ou negativas) ou mudanças tonais dentro de uma determinada cena. As linhas de vales e cristas lineares de relevo representam as feições fisiográficas, e são interpretadas como

fraturas presentes nas rochas. Segundo Sabins Jr. (1978), os cursos de água retilíneos e segmentos alinhados de vales são expressões geomórficas características dos lineamentos.

A configuração atual da geomorfologia costeira, pelo menos na América do Sul, é produto de uma sequência de eventos tectônicos que aconteceram no passado, responsáveis pela criação de várias morfoestruturas lineares, configuradas a partir de seqüências de falhas do tipo transcorrentes, pelos cursos e vales dos rios, que cobrem os depósitos das bacias sedimentares, na região dos Lençóis Maranhenses. Almeida-Filho *et al.* (2009) ressaltam que estes eventos tectônicos podem ainda está em atividade.

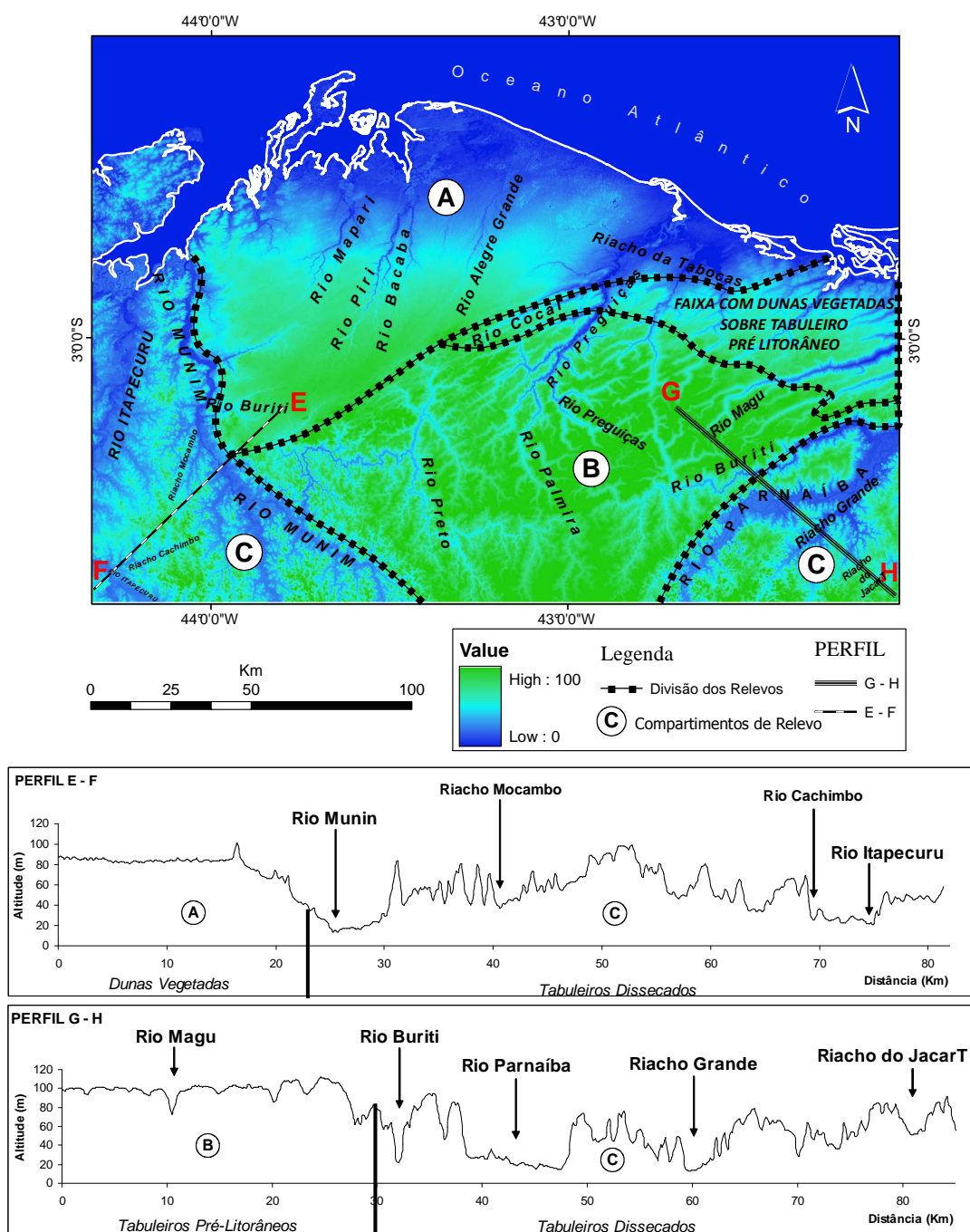


Figura 30 – Perfis E-F e G-H de distância vs. altitude na imagem SRTM do relevo C.

A evolução da Margem Atlântica Equatorial passou por três eventos distensivos durante o Mesozóico. Evoluindo desde o Neotriássico (ainda sob a forma de Pangea), passando pelo Eocretáceo (Valanginiano) e, por último, o Eocretáceo (Albiano), onde houve a formação das bacias Potiguar, Ceará, Barreirinhas e Pará-Maranhão. Mais recentemente, e após estes três eventos, no Neocretáceo, ouve o início da ruptura do continente Pangea e a deriva da América do Sul e da África, acentuando a atuação de falhas transcorrentes de direção NE-SW em todo o conjunto de riftes na região meio-norte do Brasil (Soares Junior *et al.*, 2008). A partir deste último evento, o nível crustal raso das bacias sedimentares sofreu várias deformações, modelando a bacia de drenagem e os cursos de alguns dos principais rios da região. A figura 31 mostra o sistema de lineamentos morfoestruturais de direções preferenciais NW-SE e NE-SW encontrados na região, relacionados ao contexto dos últimos eventos do tectonismo.

O sistema de lineamentos morfoestruturais encontrados na área estudada pode ser dividido em pelo menos sete sistemas principais de direção, conforme a classificação proposta por Liu (1984) *apud* Rodrigues & Miranda (1986), que nos quais são: N30°W, N40°W, N45°E, N50°E, N60°E, N70°E e N80°E e estão representados no diagrama de roseta da figura 32. Segundo Rodrigues & Miranda (1986), o último sistema N70°E, representa a direção dos cordões de dunas do litoral, o que não o caracteriza como sendo de direções tectônicas, mas principalmente associados a morfologia de dunas antigas, hoje fixadas por vegetação.

Os autores ressaltam que entre os sistemas, chamam a atenção os lineamentos com direção N50°E, que se concentram em uma faixa única denominada de lineamento Pirapemas. Esta se estende por uma distância de cerca de 200 km, desde o interflúvio entre os Rios Mearim e Itapecuru (fora da área estudada), até as proximidades do litoral, onde desaparece nos campos de dunas dos Lençóis Maranhenses. Segundo os autores, este lineamento corresponde ainda, a outra faixa com direção N60°E, se considerado a distribuição de todos os lineamentos com essas direções mostrados em toda a área de abrangência do projeto de cooperação entre o Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) e a PETROBRAS, que mapearam os lineamentos existentes entre a cidade de São Luís e Fortaleza (Figura 33). Neste projeto de escala mais regional, muito frequentemente ocorre uma variação gradual entre os lineamentos com direções N50°E e N60°E, o que não permite a sua separação em dois sistemas distintos. Logo, este fato reforça a idéia de que todos estes lineamentos façam parte de um mesmo conjunto e que representam feições relacionadas a um mesmo episódio tectônico.

Os sistemas de lineamentos N30°W, N40°W e N80°E, juntamente com os sistemas de direções N60°E e N70°E são os responsáveis pelo condicionamento da rede de drenagem da região.

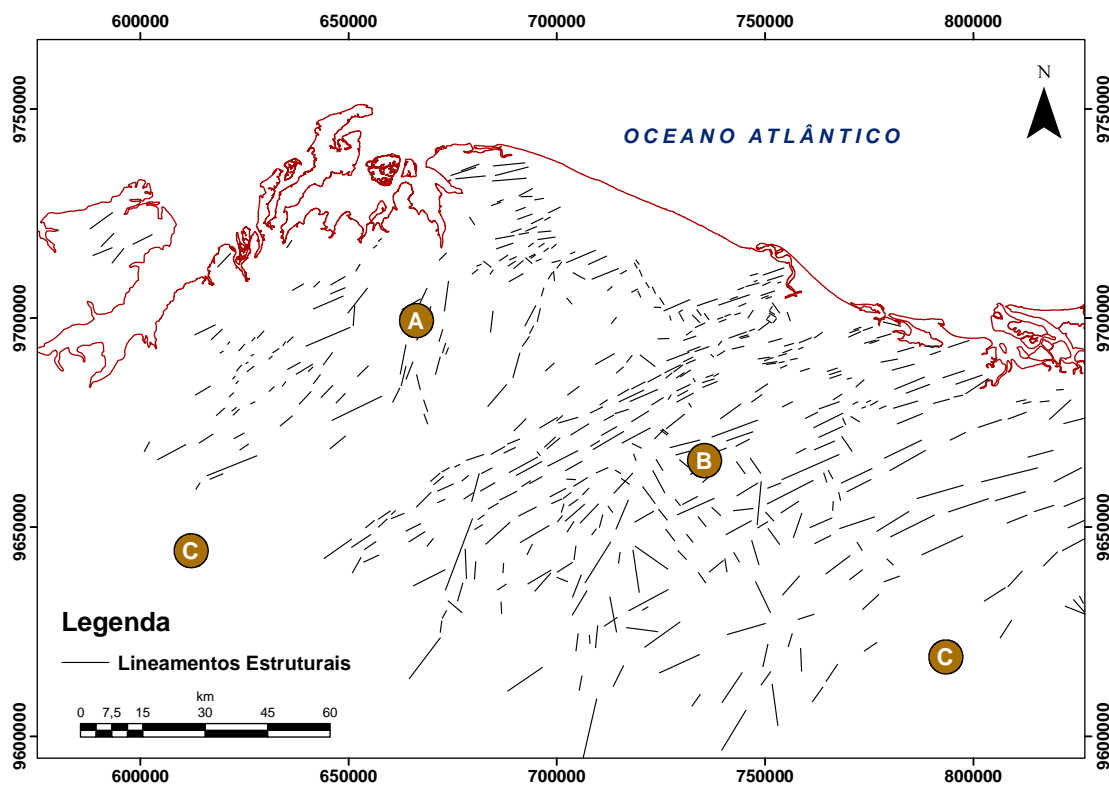


Figura 31 - Sistema de lineamentos morfoestruturais.

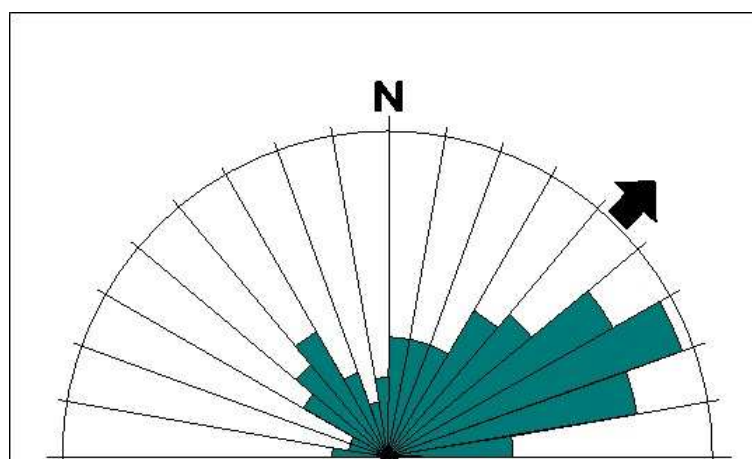


Figura 32 - Diagrama de roseta dos lineamentos da figura 31.

5.1.3 A Rede de Drenagem

A drenagem da área é representada por rios de grande porte como os rios Preguiças, Buriiti, Munim, Itapecuru e Parnaíba, e seus afluentes e; rios de pequeno porte como os da

A extração automatizada de padrões de drenagem a partir de dados dos sensores remotos, como os da missão SRTM, parece ser uma rotina que traz resultados satisfatórios para uma boa interpretação a respeito do comportamento hidrogeomorfológico de uma região. Isso é visto em um estudo feito nas bacias hidrográficas do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão por Martins et al. (2007).

Outros recursos como o uso de fotografias aéreas também podem fornecer informações necessárias para uma boa interpretação deste assunto, como é mostrado no trabalho feito por Demattê & Demétrio (1995). Estes autores, utilizando fotografias aéreas na escala 1:25.000, caracterizaram os padrões de drenagem levando em consideração as ordens de ramificação das bacias hidrográficas.

Os padrões de drenagem básicos são classificados, segundo Howard (1967), como: dendrítico (lembra galhos de árvores em expansão, com tributários a ângulos variados), paralelo (caracterizado por ângulos de confluência bem agudos entre segmentos subparalelos entre si), treliça (caracterizado por rios menores, ou tributários secundários, com o mesmo comprimento em ambos os lados de longos e paralelos rios subsequentes, ou tributários primários), retangular (caracterizado por inflexões ortogonais tanto no rio principal como nos tributários, sendo mais irregular que o padrão de treliça), radial (também chamado de centrífugo, é caracterizado por rios que se irradiam de uma área central, como raios de uma roda), anelar (em forma de anel), multibacia (termo descritivo para todos os padrões de depressões múltiplas cuja exata origem é desconhecida) e contorcido (característico de terrenos com rochas metamórficas, apresentando um grosso bandamento de geometria contorcida).

Após a extração da rede de drenagem das imagens da missão SRTM foi possível notar que a área apresenta pelo menos quatro padrões de drenagem: dendrítico, paralelo, retangular e contorcido. E cada um destes padrões de drenagem está relacionado a um ou mais compartimentos de relevos já citados anteriormente, de acordo com as peculiaridades de cada terreno.

O padrão de drenagem do tipo dendrítico está situado nos compartimentos de relevo C e B. As formas destes relevos de tabuleiros pré-litorâneos para o B, e tabuleiros dissecados para o C, parecem contribuir para que a distribuição da drenagem siga este padrão. No relevo C um dos rios desenhados sob esta forma dendrítica, no SW da área, é o rio Munim, já no relevo B os rios Carrapato e o rio da Fome, no NE da área são moldados sob este padrão (ver figura 35).

O padrão paralelo está presente nos relevos A e B, associados à morfologia de dunas. O padrão retangular aparece somente no relevo B e tem como corpos d'água que banham esta parte, o rio Cocal, o riacho das Pacas e o rio Guaribas, entre outros (Figura 35). Os padrões paralelo e retangular são marcados por rios retilíneos, fato associado ao forte controle estrutural dos lineamentos WNE e NWE e NE-SW presentes nos terrenos. Esta característica mostra a alta influência da tectônica na morfologia da rede de drenagem.

O padrão de drenagem contorcido se encontra no relevo B, este comportamento pode estar associado à transição deste padrão de drenagem para o dendrítico do relevo C, pelo menos nas proximidades do riacho Caraíba (Figura 35), ou pode indicar anomalias associadas a atividades tectônicas, como a anomalia em arco (Figura 36).

Outra forma anômala e irregular encontrada na área é a cotovelo. Acontece quando a drenagem sofre uma mudança súbita de direção, e seu percurso passa a ser orientado preferencialmente para NE, adquirindo um padrão fortemente paralelo/retangular (Figura 36), fato típico do relevo B.

Apenas o relevo B, de tabuleiros pré-litorâneos, possui os quatro padrões de drenagem. Esta complexidade pode estar ligada ao fato de que este terreno possa ter sofrido mais com os eventos tectônicos do que os demais, favorecendo a formação de um complexo sistema de drenagem.

5.1.4 Características dos Principais Rios da Região

5.1.4.1 Rio Parnaíba

Um dos principais rios da região, o rio Paranaíba tem como uma das suas características larga planície fluvial, com trechos de 6 km de largura. Possui morfologia retilínea com curso de direção NE-SW, obedecendo ao controle morfoestrutural da maioria dos lineamentos. Os braços de areias, ao longo do seu leito, formam canais retilíneos, barras ou ilhas, fortemente ligadas ao estiramento e alargamento do canal. Em alguns trechos, é observada a presença de meandros e lagoas abandonados (Figura 37). O rio apresenta anomalias em arco e cotovelo. Em alguns trechos, esta última, ocasiona a mudança preferencial do curso de NE-SW para NW-SE, no decorrer do seu curso.

5.1.4.2 Rio Preguiças

Rio de perfil longitudinal com direção NE-SW, possui forte característica meandrante, o que muda a direção de alguns dos seus trechos e proporciona o abandono de meandros isolados (Figura 38). Possui formas anômalas em arco e cotovelo, sendo a última mais comum na área. Seu percurso segue o mesmo modelo dos cursos menores encontrados próximos a ele, direções preferenciais correlacionadas com a dos lineamentos N40°W e N70°E. Barras ou ilhas e bancos de areias também fazem parte da área banhada pelo rio (Figura 38).

Outro aspecto interessante do rio Preguiças acontece na cidade de Barreirinhas. Onde é formada a “duna do rio” (Figura 39), em um dos trechos favoráveis para o acúmulo de sedimento. A duna tem aproximadamente 2,5 ha de área, e obedece a direção de migração das dunas móveis dos Lençóis Maranhenses.

Esta duna pode representar a formação de sistemas de dunas geradas por processos fluviais/eólicos que existem na região.

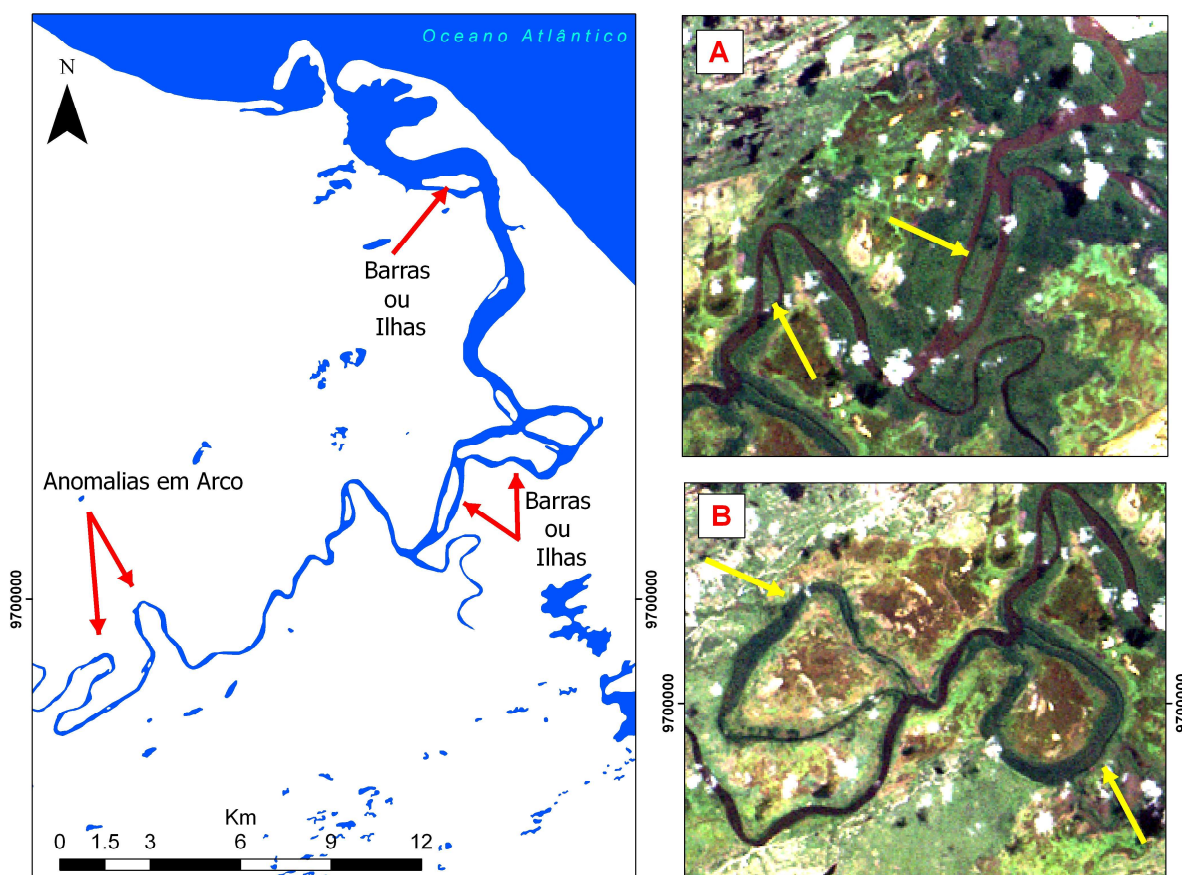


Figura 38 - Algumas características do rio Preguiças. A- Barras ou ilhas; B- Meandros em processo de abandono.



Figura 39 - Duna do rio Preguiças, formada na cidade de Barreirinhas.

5.1.4.3 Rios Munim e Itapecuru

Os rios Munim e Itapecuru se localizam a SW da área e desembocam na Baía do Arraial. O primeiro tem curso preferencial SE-NW; o segundo, em alguns trechos, apresenta a mesma direção. Ambos tendem a mudar os cursos de suas direções para N-S quando estão mais próximos da desembocadura da Baía. Enquanto o rio Munim tem como característica marcante, a tendência de ao longo do seu curso gerar meandros isolados, o rio Itapecuru gera lagoas isoladas (Figura 40). As anomalias do tipo arco e cotovelo são presentes nos dois rios, mas a segunda predomina.

A planície-fluvial dos dois rios é bem parecida quanto as suas extensões, o Munim tem em média 2 km de largura em sua planície, ao passo que o rio Itapecuru, forma 4 km.

A transição do relevo A, que é composto por dunas, para o relevo C, é marcada pela passagem do rio Munim, mas há trechos em que as dunas fixadas se encontram depois do rio para sudoeste.

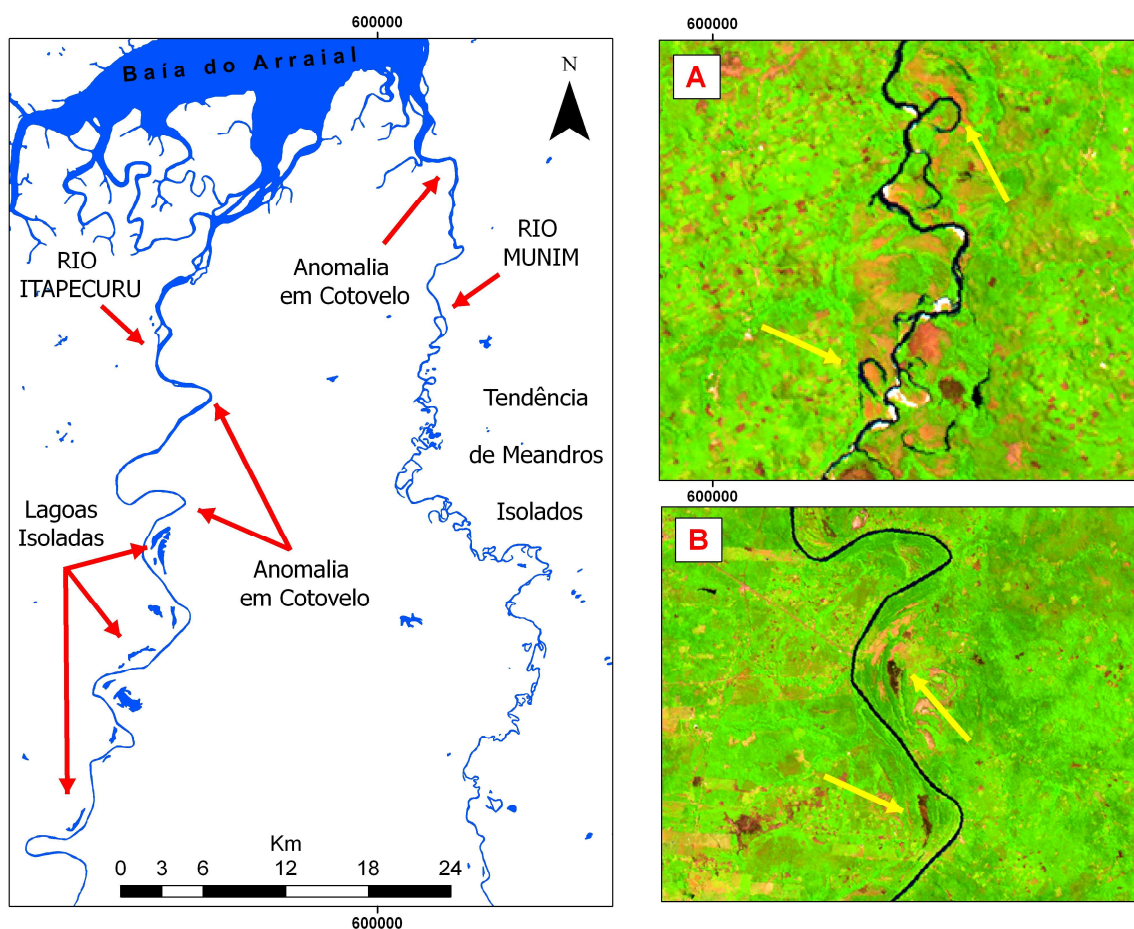


Figura 40 - Algumas características dos rios Munim e Itapecuru. A- Meandros em processo de captura do rio Munim; B- Lagoas abandonadas do rio Itapecuru.

5.2 Depósitos Eólicos e as Implicações Paleoclimáticas e Paleoambientais do Período Quaternário

Mudanças climáticas na escala de tempo de séculos ou décadas podem produzir variações ecológicas significativas, alterando os cenários naturais do globo terrestre, assim como, comprometer o bem estar do homem e de outros seres vivos no planeta. Alguns dos eventos, em torno dos últimos 5.000 anos, de alterações no clima do planeta Terra são acompanhados de problemas que dizimaram sociedades; como o declínio de civilizações agrícolas antigas, tais como Harappa (Índia), as comunidades indígenas de Mil Creek (grandes planícies dos Estados Unidos), a civilização Micênica, e as colônias *norse* na Islândia e Groenlândia (Bryson & Murray, 1977 *apud* Dominguez & Bittencourt, 1994).

A história do Quaternário na Terra se estende pelos dois últimos milhões de anos e é marcada por várias mudanças no clima. As conseqüências foram glaciações, intermediadas por períodos interglaciais mais quentes, como o que estamos vivendo agora. As reconstruções paleoclimáticas no hemisfério sul têm se limitado, nos primeiros estudos, aos indicadores climáticos naturais (*proxies*), tais como anéis de crescimento de árvores, sedimentos lacustres laminados, testemunhos de gelo, análise de pólen, entre outros (Dominguez & Bittencourt, 1994). Mas, trabalhos posteriores que estabeleceram os padrões de sedimentação durante o Quaternário, usando métodos de datação absoluta por termoluminescência, na zona costeira (Barreto *et. al.*, 1999), no interior do Brasil e na floresta amazônica (Carneiro Filho *et. al.*, 2003), mostraram ser possível adotar metodologias necessárias para a elaboração de modelos climáticos que atuaram no passado. Os campos de dunas eólicas inativas, com extensões regionais, têm sido considerados como indicadores geomorfológicos e sedimentológicos de mudanças paleoclimáticas durante o Quaternário. Eles teriam se formado em períodos de expansão da atividade eólica, devido ao aumento da aridez e/ou mudança no regime dos ventos (Yee *et. al.*, 2001).

Além da reconstrução paleoclimática feita através de estudos dos campos de dunas inativas, o levantamento paleoambiental também pode ser feito. E, para isso, é preciso que seja dada atenção, não só aos dados que dizem respeito ao passado, mas também às condições atuais que se encontram estes depósitos, e como eles interagem com outros ecossistemas. Em se tratando especificamente de campos de dunas eólicas, as dunas ativas também podem ser consideradas como indicadoras paleoambientais.

5.2.1 Estágios de Evolução dos Depósitos Eólicos

O estudo da evolução dos depósitos eólicos durante o período Quaternário envolve pelo menos quatro estágios. Estes estão separados por alterações climáticas, que resultaram em períodos de glaciação e degelo, transgressão e regressão marinhas (Figura 41), e mudanças nos regime dos ventos e na pluviosidade, alterando os cenários ao longo da história geológica.

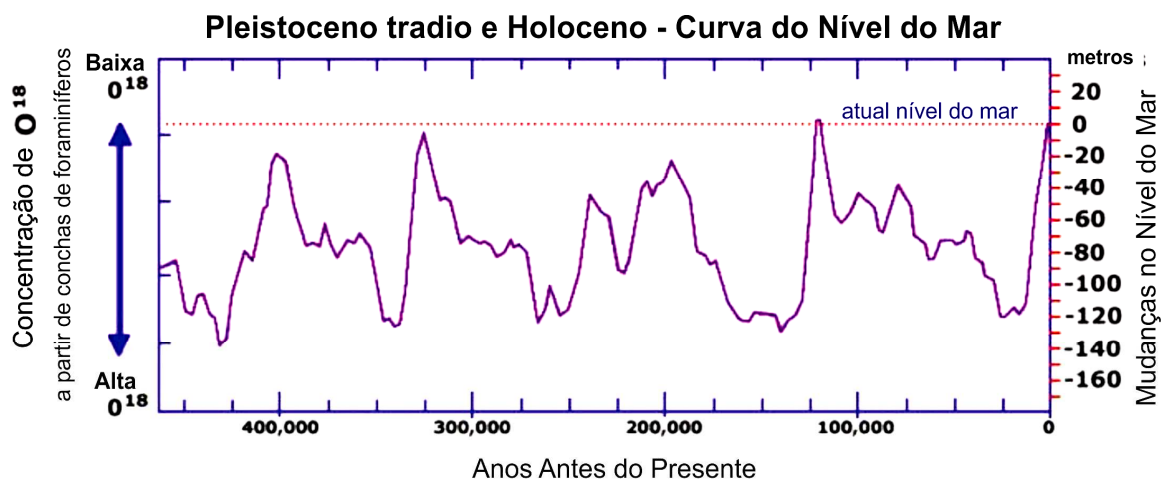


Figura 41 - Transgressões e regressões marinhas durante o período Quaternário Superior. (Modificado de Imbrie & Katherine Imbrie, 1979).

5.2.1.1 Primeiro Estágio (123.000 anos A.P)

O primeiro estágio de evolução acontece no Pleistoceno Médio, por volta de 123 mil anos antes do presente (A.P) (Figura 42). Segundo Martin *et al.* (1993), este período corresponde ao máximo da Penúltima Transgressão, quando o mar erodiu total ou parcialmente os depósitos continentais de estágios anteriores. Ainda, segundo os autores, o nível do mar deve ter chegado a 8 +/- 2m acima do atual. A idade desta transgressão foi estabelecida pela datação de cinco amostras de corais, coletadas na base do terraço marinho no litoral da Bahia, pelo método $^{10}\text{C}/^{14}\text{C}$ (Martin *et al.*, 1982 *apud* Martin *et al.*, 1993).

Em consequência da escassez de datações absolutas de materiais desta época, não é possível construir curvas de variação do nível relativo do mar (Martin *et al.*, 1993). Por conta disto, as evidências para os depósitos eólicos e mesmo para os mais antigos que estes, são de que eles foram erodidos devido a transgressão. E é desta forma que se encontram atualmente, pois as dunas deste estágio, conhecidas como paleodunas (Maia, 1998), não apresentam mais formas de dunas (Figura 42), mas conservam todas as características de depósito eólico, descritas mais adiante.

Uma datação absoluta por termoluminescência é sugerida para os sedimentos destes depósitos, o que pode relacioná-los de acordo com este evento de transgressão, uma vez que, eles se encontram sobrepostos aos depósitos mais antigos da Formação Barreiras do período Terciário.

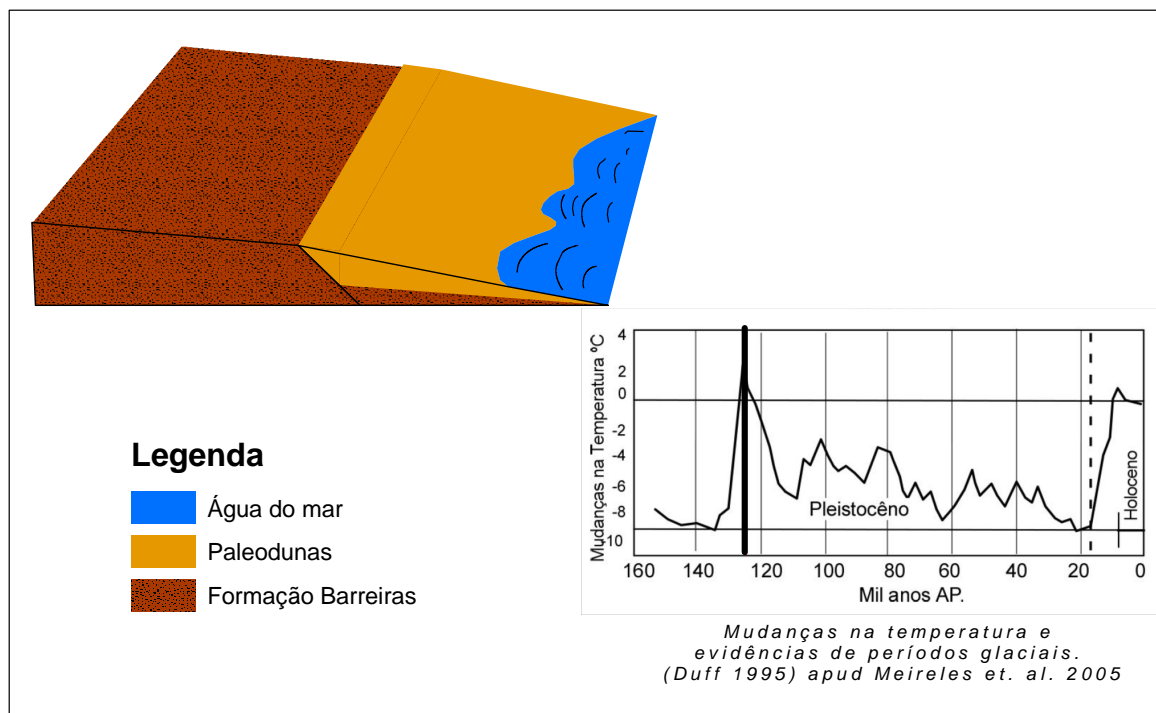


Figura 42 – Esquema do cenário para o primeiro estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Transgressão marinha de 123 mil anos antes do presente (A.P).

5.2.1.2 Segundo Estágio (entre 70 e 60 mil anos A.P)

O segundo estágio, ainda no Pleistoceno, se encaixa nas evidências da glaciação ocorrida entre 70 e 60 mil anos A.P (Figura 43), como a famosa “ponte de terra” que ligou a Ásia e América do Norte secando o estreito de Bering. O mar estava em níveis muitos mais baixos do que o atual, aproximadamente –80m (ver figura 41), disponibilizando material suficiente para a formação de dunas. Um grande deserto de areia teria se formado na época, pois estas dunas do segundo estágio migraram até distâncias consideráveis da linha de costa (160 km atualmente) mostrando que condições mais áridas e com ventos favoráveis predominaram neste período.

Estas dunas móveis do Pleistoceno (Figura 43), assim chamadas neste trabalho, sofreram processos de estabilização posteriormente no terceiro estágio, e hoje são as dunas inativas (fósseis) que encontramos na área estudada.

Este campo de dunas pode ter sido muito maior do que o atual, já fixado. Se o nível do mar se encontrava pelo menos 80 metros abaixo do que é hoje, isso leva a crer que elas se formaram e migraram desde a plataforma continental.

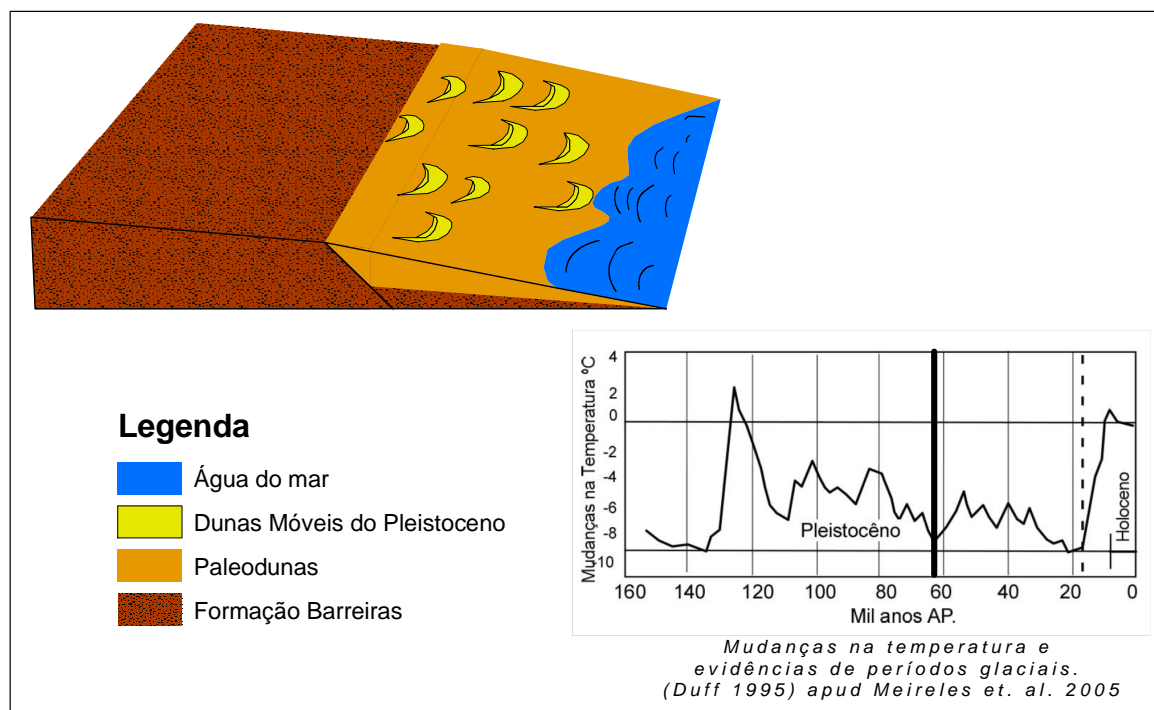


Figura 43 – Esquema do cenário para o segundo estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Regressão marinha de 70 – 60 mil anos antes do presente (A.P).

5.2.1.3 Terceiro Estágio (24, 14 e 12 mil anos A.P)

O terceiro estágio, acontecido no fim do Pleistoceno Superior e que possivelmente se estendeu até o Holoceno, pode ser explicado pela fixação das dunas móveis do segundo estágio, já citadas anteriormente.

Análises de pólen, realizadas por Ledru *et. al.* (2001) na lagoa do Caço (região central da área estudada), revelaram que o fim do período glacial, ocorrido no Pleistoceno superior (14 - 12 mil anos A.P), foi acompanhado de condições climáticas mais úmidas e frias, favorecendo o crescimento de vegetação, causando a fixação das dunas móveis do Pleistoceno (Figura 44). Santos & Silva (2009) encontraram idade de 23.800 anos A.P para depósitos eólicos situados próximos à lagoa do Caço, distante cerca de 70 km da linha de costa, no sentido da migração preferencial NE/SW.

Pesquisas realizadas em quatro tipos de vegetação (restinga costeira, savana lenhosa, cerrado lenhoso denso e floresta) na região de Barreirinhas realizados por Pessenda *et al.* (2004), através de perfis de solo e análise $\delta^{13}C$ (desvio da concentração isotópica de ^{13}C); e

análise de fragmentos de carvão enterrado, usando ^{14}C ; indicaram, que na região, entre 14 e 9 mil anos A.P, a vegetação arbórea predominou, provavelmente devido à presença de um clima úmido. O mesmo estudo indica ainda que, entre 9 e 4-3 mil anos A.P, houve expansão do cerrado, provavelmente relacionado à presença de clima mais seco, e que a partir de 4-3 mil anos para o presente há um aumento na densidade arbórea, devido ao retorno de um clima mais úmido, provavelmente semelhante ao presente. Este estudo indica que a estabilização das atuais dunas inativas (fósseis) perdurou com mais intensidade durante pelo menos 5 mil anos.

Fica claro que quanto mais dados, melhor é a reconstrução paleoclimática e paleoambiental de uma região, é o caso da evolução destas dunas inativas (fósseis), que fornecem uma gama maior de informações para escrever a história das mudanças climáticas e ambientais ocorridas no fim do Pleistoceno Superior.

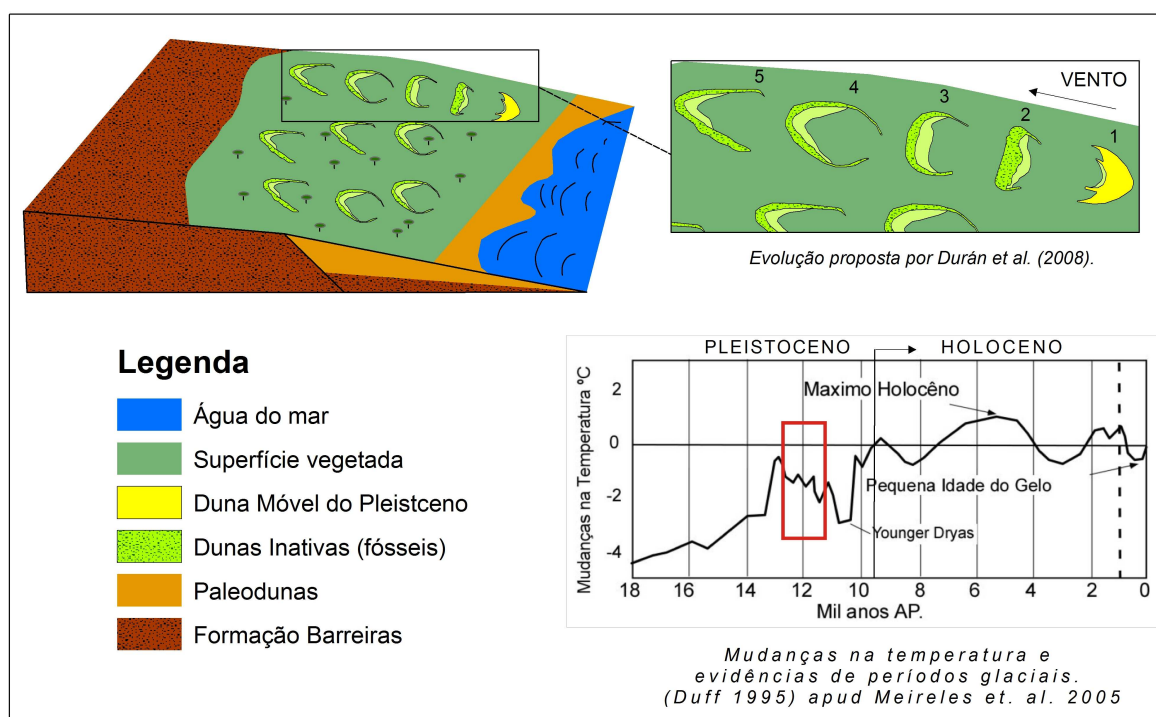


Figura 44 – Esquema do cenário para o terceiro estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Fixação de dunas móveis do Pleistoceno (24, 14 e 13 mil anos A.P). Observar caso isolado de evolução das dunas móveis para as atuais parabólicas (Duran *et al.*, 2008).

5.2.1.4 Quarto Estágio (3 mil anos até o presente)

O quarto estágio é marcado pelo aparecimento de dunas móveis que continuam a migrar e são conhecidas como Lençóis Maranhenses (Figura 45), representado por uma cadeia de dunas barcanas e barcanóides.

Na área estudada, estas dunas atingem pelo menos 34 km da linha de costa, migrando sobre as dunas inativas (fósseis) a 11 m/ano (calculado a partir das imagens de satélite). A simples relação entre a distância e a velocidade de migração leva a crê que estas dunas apareceram há cerca de 3 mil anos, período acompanhado por uma pequena redução de temperatura da Terra (Figura 45), propiciando um recuo do mar e disponibilizando material para a formação destes depósitos. Mas, considerando que o nível do mar na época estava mais baixo do que o atual, e os levantamentos de Pessenda *et al.* (2004) revelaram que na área houve uma expansão do serrado, entre 9 e 4-3 mil anos, estas dunas podem ter se formado há mais tempo do que o observado, a partir da relação entre a velocidade de migração e a distância da linha de costa que elas alcançaram até hoje.

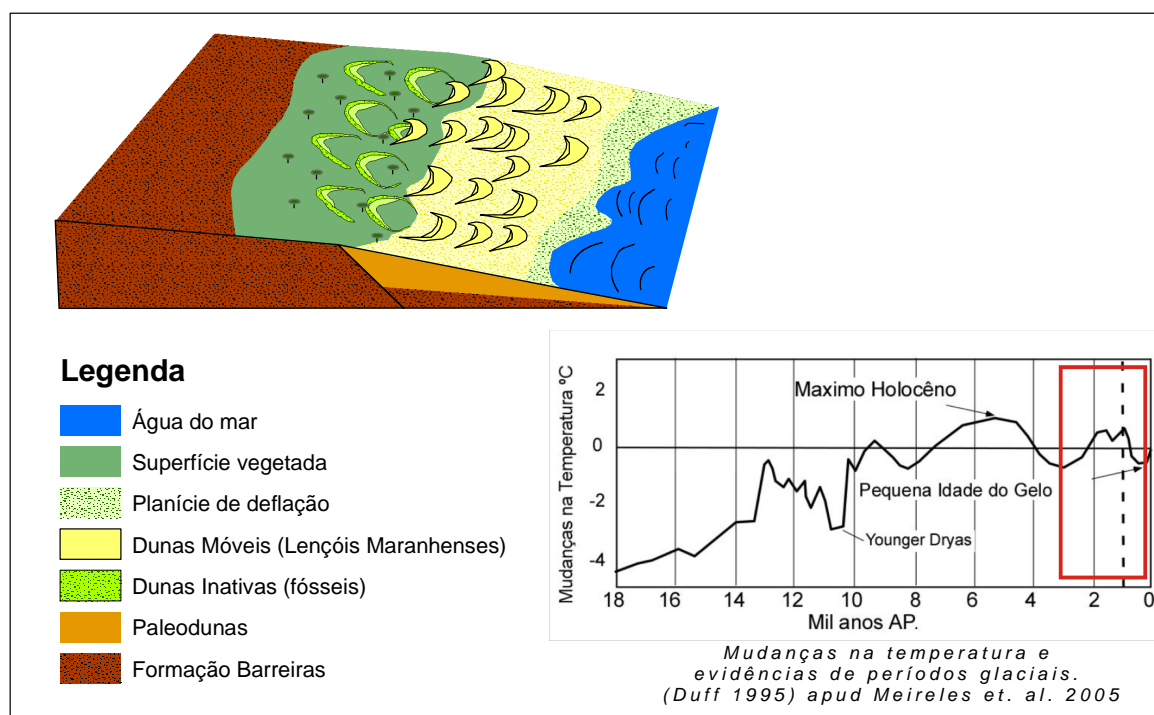


Figura 45 – Esquema do cenário para o quarto estágio de evolução dos depósitos eólicos da zona costeira do NE do estado do Maranhão. Dunas móveis dos Lençóis Maranhenses (- 3 mil anos até o presente).

5.3 Cenário Atual e Características dos Depósitos de Superfície – As Unidades Geoambientais

O mapeamento das unidades geoambientais da zona costeira se baseia em leis que apóiam e promovem o correto uso, de forma sustentável, dos recursos naturais disponíveis. É elaborado através do ZEE (Zoneamento Ecológico-Econômico). Este programa foi estabelecido em 2004 pelo Ministério do Meio Ambiente e Amazônia Legal através de um roteiro metodológico que são as “Diretrizes Metodológicas para o Zoneamento Ecológico-Econômico do Brasil”. Tem como função; segundo o Decreto nº 5.300, de 7 de dezembro de 2004, que regulamentou a Lei nº 7.661, em seu Artigo 7º; orientar o processo de ordenamento territorial, necessário para a obtenção das condições de sustentabilidade do desenvolvimento da zona costeira, em consonância com as diretrizes do Zoneamento Ecológico-Econômico do território nacional, como mecanismo de apoio às ações de monitoramento, licenciamento, fiscalização e gestão.

O presente trabalho aborda o mapeamento das unidades geoambientais, e as descreve se baseando na metodologia do ZEE, porém não se atém às questões legais do meio-ambiente. Faz apenas um levantamento a cerca dos diferentes tipos de Unidades Geoambientais existentes na zona costeira encontradas na área estudada, suas características, divisões e subdivisões, bem como da interação e dinâmica entre elas, suas formações e disposto no cenário atual, através de mapeamento convencional, usando dados de campo e sensoriamento remotos.

Leal (2003) atenta sobre a importância que deve ser dada a compreensão dos fenômenos naturais que atuam sobre uma determinada área e da sequência das transformações por ela sofrida, pois os mapas de zoneamento ou geoambientais são sempre estáticos, representando o estado das feições no momento em que elas foram cartografadas. Uma vez que, boa parte da metodologia utilizada para a realização do mapeamento deste trabalho, se prendeu ao uso de imagens de satélite.

A própria definição de unidade geoambiental está atrelada às leis ambientais, como no decreto nº. 5.300, Artigo 2º, item XV, que a define como “porção do território com elevado grau de similaridade entre as características físicas e bióticas, podendo abranger diversos tipos de ecossistemas com interações funcionais e forte interdependência” SEMACE/LABOMAR (2006). Leal (2009) ressalta que as unidades geoambientais constituem áreas como mesmas características de origem e forma, facilitando na individualização do mapeamento.

A classificação das unidades geoambientais para o mapeamento neste trabalho é a mesma usada no ZEE da zona costeira do Ceará, realizado pelo Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) e a Superintendência Estadual do Meio Ambiente (SEMACE) entre os anos de 2004 e 2006, que distribuíram as unidades em três grandes ambientes principais: as **Frentes Marinhas**, os **Corredores Fluviais** e as **Terras Altas**.

A área estudada comporta uma boa parte destas Unidades Geoambientais, ficando uma pequena porção não cartografada, pois a escala de mapeamento não permitiu a observação em imagem de satélite de algumas unidades.

5.3.1 Frentes Marinhas

Este ambiente é composto pelas praias com suas bermas ou falésias; os depósitos submersos, os *beackrocks*, os cordões litorâneos, e os terraços marinhos, submetidos à ação direta do mar; as feições modeladas pelo vento como planície de deflação, campos de dunas costeiras móveis e fixadas por vegetação, paleodunas e eolianitos; lagunas e lagoas freáticas ou formadas por barramento dos rios na foz, por areias transportadas pelo vento SEMACE/LABOMAR (2006).

5.3.1.1 Faixa de Praia

Os principais agentes da dinâmica nas Frentes Marinhas são o mar, com as oscilações de seu nível ao longo do tempo, as marés semi-diurnas, as ondas e o vento SEMACE/LABOMAR (2006). Mas é bem verdade que a configuração atual da zona costeira teve como suporte para sua modelagem o embasamento Pré-Cambriano. Como relato por Carvalho *et al.* (2005), que ao estudarem a morfogênese costeira do litoral do Ceará, entre Cumbuco e Matões, perceberam que a morfologia do embasamento influenciou a geometria da faixa de litoral.

As praias que compõem as Frentes Marinhas da zona costeira NW do estado do Maranhão, foram observadas nas imagens do satélite LANDSAT 5 TM, e possuem uma largura aproximada dos 50 metros, refletindo um aspecto de praia dissipativa, com inclinação mais suave e sedimentos mais finos (SEMACE/LABOMAR, 2006), hora fornecidos para a formação dos Lençóis Maranhenses (Figura 46). Praia é definida na Lei Nacional de

Gerenciamento Costeiro, no art. 10, parágrafo 3º, como áreas cobertas e descobertas pelas águas do mar, acrescidas das faixas subsequentes de material detrítico, tais como areias, cascalhos, seixos e pedregulhos, até o limite onde se inicie a vegetação natural, ou em sua ausência, onde comece outro ecossistema. No caso do litoral noroeste maranhense elas são interrompidas pela planície de deflação, cordões litorâneos e, em alguns casos, se encontram em direto contato com os campos de dunas móveis.

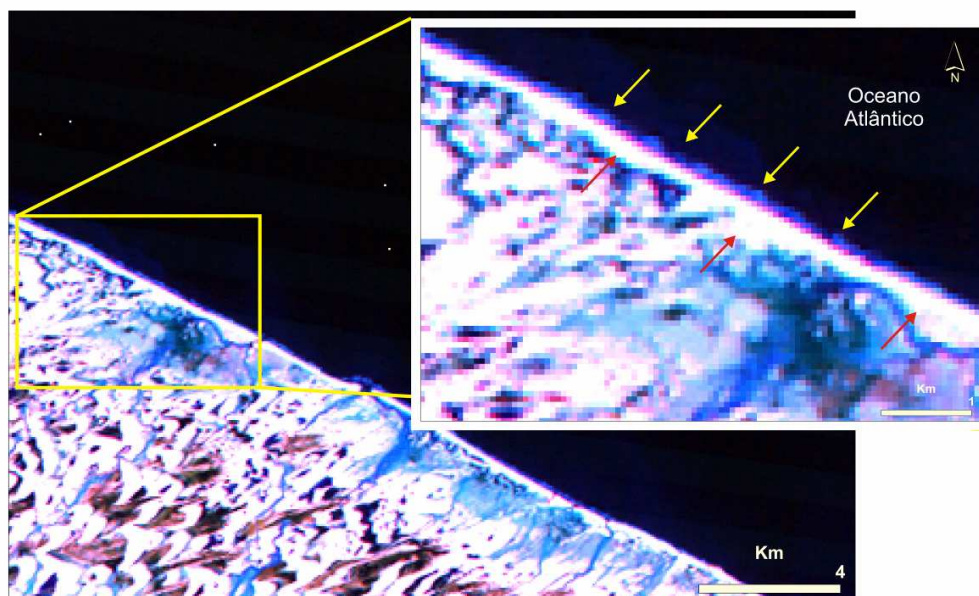


Figura 46 – Faixa de praia da região estudada destacada em tons de lilás entre a parte escura (oceano atlântico) e branca (planície de deflação, setas vermelhas) em imagem do satélite LANDSAT 5.

5.3.1.2 Planície de Deflação

A planície de deflação é uma superfície plana horizontal, ou ligeiramente inclinada, que se estende desde o limite de maré alta até a base dos campos de dunas. Nesta superfície predomina a remoção de sedimentos pelos processos eólicos, com formação de feições residuais SEMACE/LABOMAR (2006). O processo de formação é descrito por Hesp & Thom (1990) *apud*. SEMACE/LABOMAR (2006), quando as dunas frontais (*foredunes*), já estabilizadas são erodidas pelas ondas. A erosão do vento retira a vegetação da face de sotavento (*steep stoss*) resultando numa erosão gradual e para a retaguarda (*backwearing*). À medida que a escarpa é erodida, sua frente se retrai rumo ao continente, e uma superfície de

deflação forma-se e vai se tornando cada vez mais larga. As areias transportadas da bacia de deflação e erodidas das dunas frontais são transportadas para o continente, para formar lençóis de dunas transgressivas, tabulares e onduladas que recobrem as antigas faces de barlavento de dunas frontais ou dunas mais antigas que avançam continente adentro. Este processo continua até que a duna frontal inteira tenha sido removida e uma planície de deflação tenha ocupado a antiga posição da duna frontal. A deflação prossegue até que o nível de base tenha sido atingido. Os autores acrescentam ainda, que esta unidade tem como uma de suas características um aspecto de superfícies alongadas, relativamente extensas e planas.

Assim como descrito pelos autores, é percebido na área, através das imagens de satélite, trechos com planície de deflação bastante largas e extensas, com valores em torno dos 800 metros chegando a alcançarem até 3 km (Figura 47a). Outro fato interessante é que na área ainda é preservada uma planície de deflação mais antiga com extensão aproximada de 21 km de largura. Por esta teria sido transportado o material fornecido para a formação dos depósitos de dunas hoje fixadas por vegetação.

O cenário atual revela também que as dunas móveis e mais recentes; como as dunas dos Lençóis Maranhenses, que deixam marcas de migração (*trail* de duna) (Figura 47b), e dos Pequenos Lençóis (Figura 47c); migram sobre esta planície ou mesmo deixam áreas mais novas de planície de deflação sobre a mais antiga. Também atuante dentro do cenário de modificação estão os rios costeiros, como o rio Preguiças. É visto na imagem de satélite que este rio corta a planície de deflação e algumas dunas vegetadas, nos levando a crê que o mesmo teve seu curso moldado em evento posterior a formação daqueles depósitos sedimentares, criando vasta planície flúvio-marinha com depósitos de mangues mais recentes.

5.3.1.3 Paleodunas

As dunas costeiras são definidas na Resolução CONAMA nº. 303, de 20 de março de 2002, Art. 2º Inciso X, como “unidade geomorfológica de constituição predominantemente arenosa, com aparência de câmoros ou colinas, produzida pela ação dos ventos, situada no litoral ou no interior do continente, podendo estar recoberta, ou não, por vegetação”. Quando estes depósitos estão recobertos por vegetação podem ser chamados de dunas fixas ou dunas fixadas por vegetação. Pye e Tsoar (1990) definem as dunas eólicas como sendo “uma crista ou morro de areia empilhada pelo vento”. Segundo estes autores, as dunas, individualmente,

variam em comprimento de menos de um metro a até dezenas de quilômetros e alturas oscilando de dezenas de centímetros até mais de 150 metros.

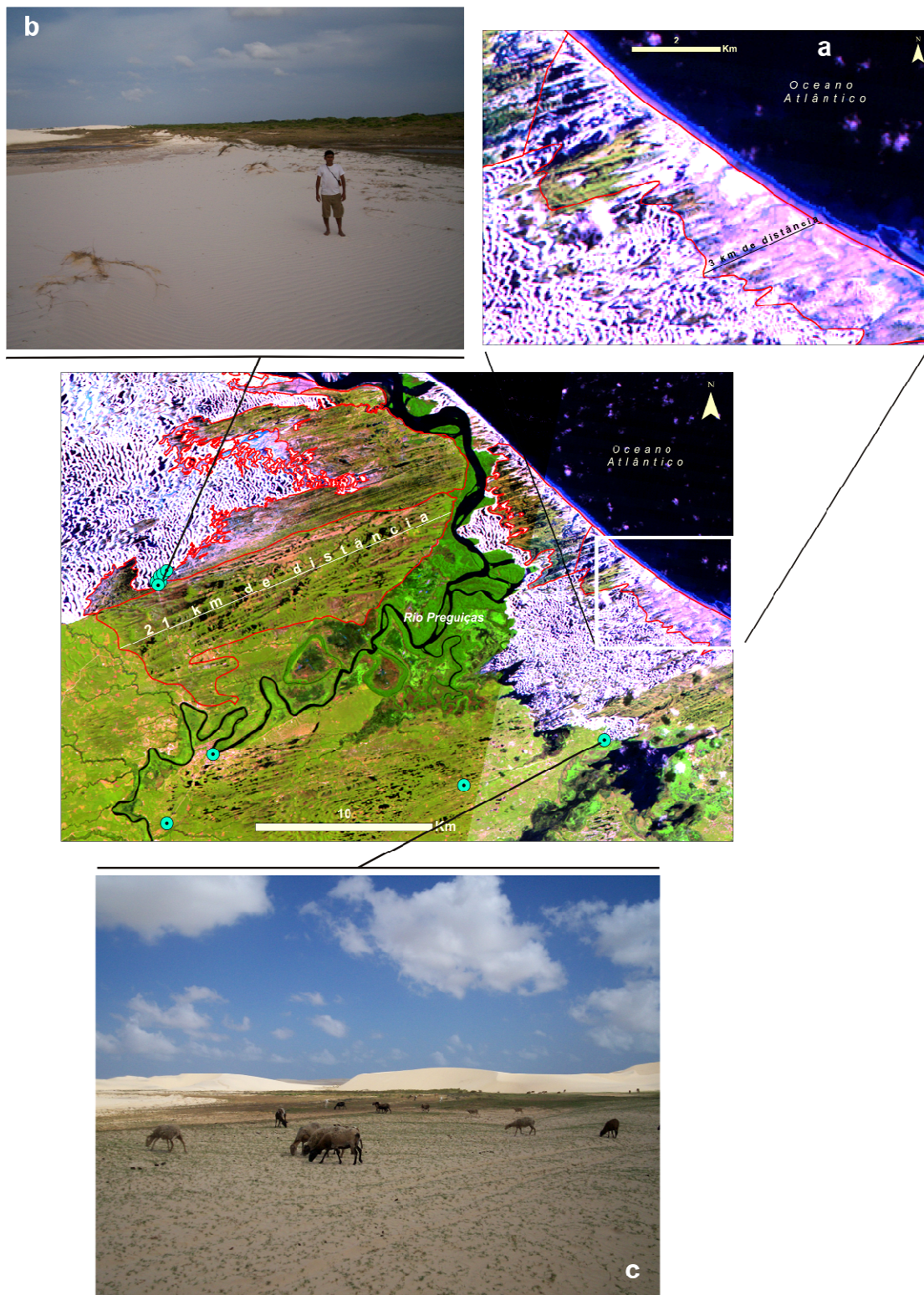


Figura 47 – Planície de deflação marcada de vermelho e Rio Preguiças cortando-a, mostrados em imagem LANDSAT 5. Em (a), planície de deflação dos Pequenos Lençóis com largura de até 3 km. Em (b), *trail* de duna dos Lençóis Maranhenses no processo de migração sobre planície de deflação mais antiga. Em (c), dunas dos Pequenos Lençóis migrando sobre planície de deflação.

Conhecidas como depósitos eólicos mais antigos e sem forma definida, são, segundo Short & Hesp (1982), de cor avermelhada em função do grau de oxidação do ferro, e são formadas, na sua maioria, pelo transporte eólico de sedimentos arenosos com granulometria entre 2 e 0,2 mm, podendo ocorrer nos mais variados tipos de litoral. Sua origem depende do tamanho do sedimento, característica do perfil de praia e regime de ventos.

Na área estudada estas dunas foram encontradas em corte de estrada entre os municípios de Tutóia e Paulino Neves e nas proximidades da cidade de Barreirinhas (Figura 48). Como enunciado anteriormente, são de cor avermelhada e têm maior coesão devido ao cimento ferruginoso entre os grãos de quartzo. Os processos pedogenéticos são bem atuantes nestes tipos de dunas, formando um capeamento de solo com vegetação típica de Tabuleiro Pré-Litorâneo.



Figura 48 – (A) paleodunas e vegetação desenvolvida em solo. (B) coloração avermelhada do cimento ferruginoso entre os grãos de quartzo.

As características sedimentológicas destas dunas não as diferenciam das demais. Em termos de sua granulometria, elas são caracterizadas, segundo a classificação de Folk & Ward (1957) como de areia fina e moderadamente selecionadas. O gráfico de frequências simples (Figura 49) mostra a tendência de granulação de areia média (0,5 – 0,250 mm) para areia fina (0,250 – 0,125), porém esta última predomina.

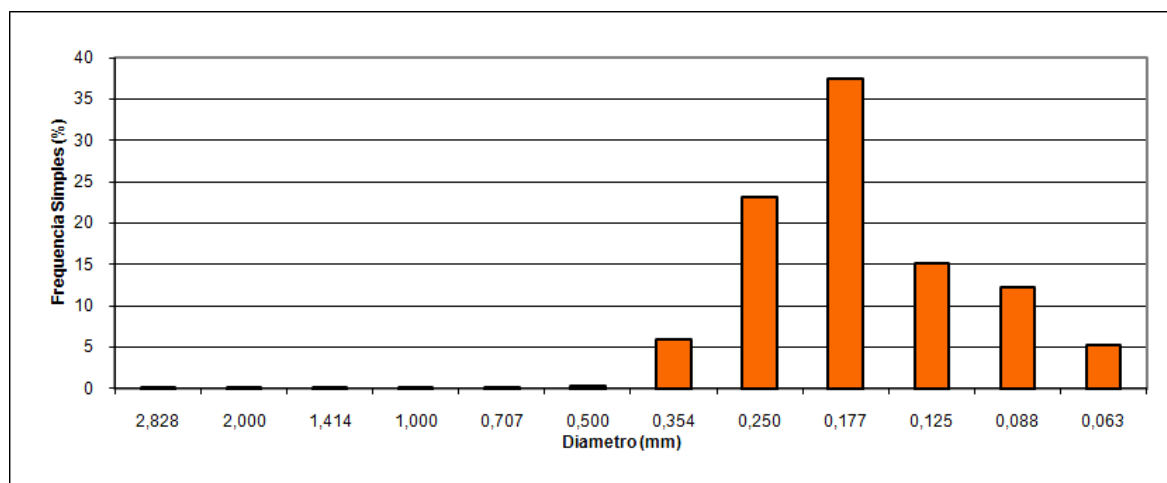


Figura 49 – Gráfico de frequência simples da distribuição granulométrica de paleoduna.

A distribuição granulométrica e o grau de seleção para as paleodunas também pode ser mostrada na curva de frequência acumulada ou curvas acumulativas (Figura 50).

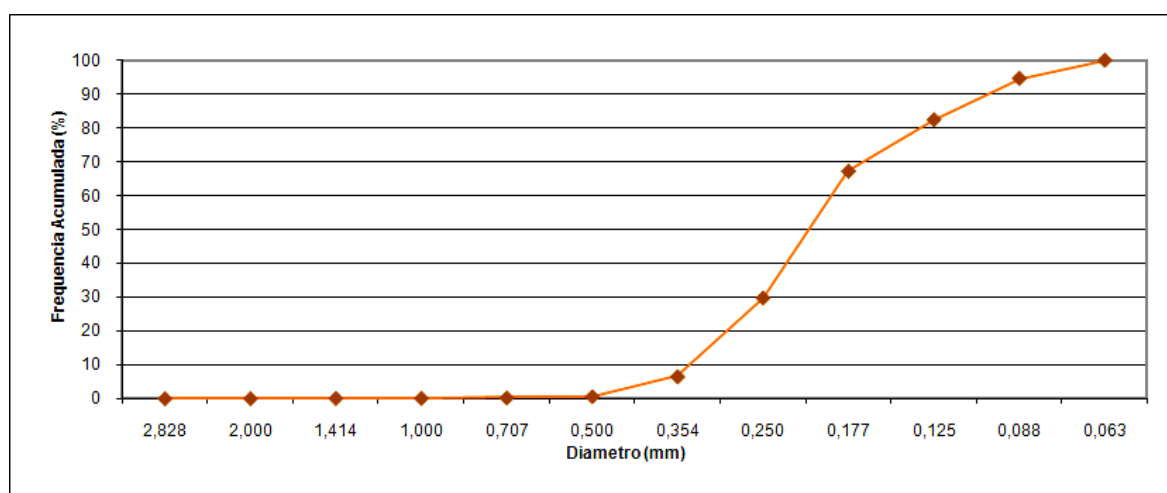


Figura 50 – Curva de frequência acumulada da distribuição granulométrica de paleoduna.

O teor de carbonato de cálcio (CaCO_3) varia de 1,90 à 5,22% para estas dunas, valores consideráveis para depósitos sedimentares que tiverem influência marinha na sua formação. A matéria orgânica concentra valores que vão de 0,11 a 0,95%.

A análise morfoscópica revelou que os graus de arredondamento e esfericidade para este depósito de dunas são bem acentuados, ou seja, os grãos de areia, que vão de sub-arredondados a arredondados (Figura 51), já foram bem trabalhados por atividade eólica, e que a área fonte pode está distante, porém, grãos angulosos também são comuns.

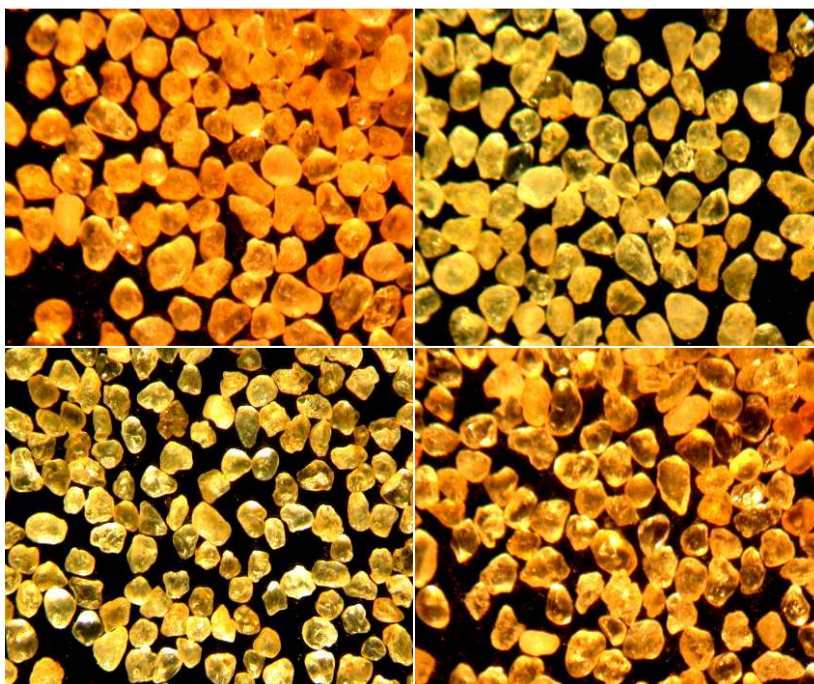


Figura 51 – Grãos sub-arredondados a arredondados dos depósitos de paleodunas.

A análise de MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura) mostrou a presença de marcas nas superfícies dos grãos de quartzo, que ajudaram a melhor compreender a origem e processos envolvidos na evolução dos sedimentos que compõem as paleodunas. Algumas das características encontradas nos grãos de quartzo sub-arredondados foram: superfícies rugosas e imbricadas de sílica, características de um meio eólico continental; e marcas em “V” desorientadas, indicando choques de diferentes tamanhos de grãos ao longo do transporte (Sainz, L.T. & Ripa, B.T., 1992) (Figura 52).

Segundo Krinsley *et al.* (1976) as marcas imbricadas ou *Upturned Plates* cobrem a superfície da maioria dos grãos com diâmetro superior a 400-500 μm . Estas placas aparecem como cristas mais ou menos paralelas, até em grãos de sedimentos do Triássico inferior. Bagnold (1941) ressalta que os grãos de areia deste tamanho, relativamente grandes, geralmente viajam por saltação ou se rastejando, passando por uma sucessão de colisões de alta velocidade. No momento da colisão, parte da energia cinética de cada partícula é convertida em energia elástica no grão. Quando as velocidades típicas da energia eólica de grãos (Bagnold, 1941) são comparadas com as velocidades de transporte no meio aquoso, torna-se evidente que a energia cinética do vento na alteração das partículas (variando com o quadrado da velocidade) deve ser freqüentemente centenas de vezes maiores do que a energia de alteração em partículas movidas pela água. Isso reafirma que os grãos de sedimentos que

formam as paleodunas e outros tipos de dunas da região dos Lençóis Maranhenses foram modelados por atividade eólica.

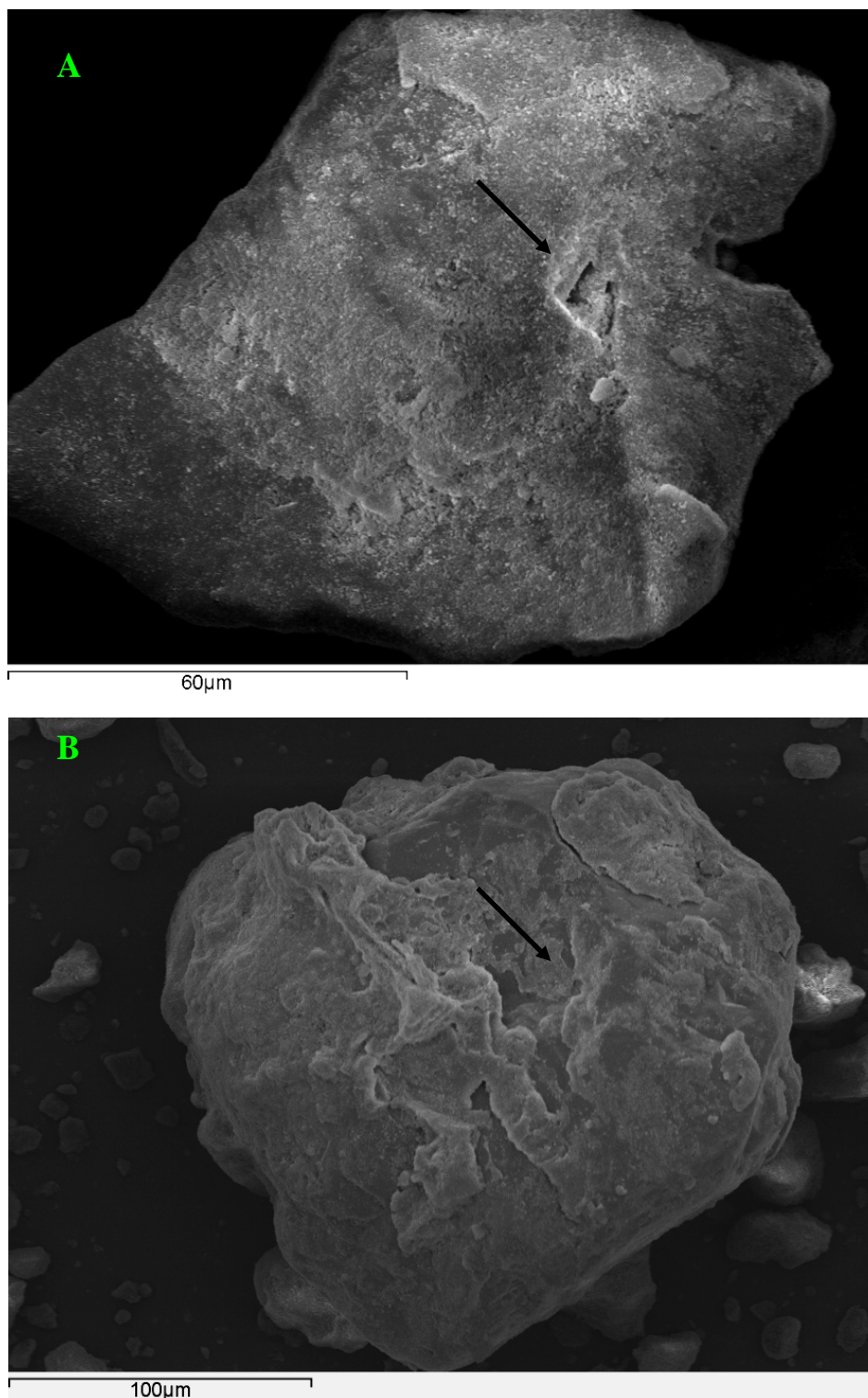


Figura 52 – A – Marca em “V” de impacto originado em meio eólico sobre uma superfície ligeiramente rugosa.
B – Superfície rugosa e levemente imbricada.

5.3.1.4 Dunas Inativas (fósseis)

As taxas de precipitação, o regime dos ventos, as formas da duna no seu estado móvel, bem como a coesão entre os grãos que as compõem, facilitando ou dificultando a condutividade hidráulica, são alguns dos fatores que proporcionam a estabilidade dos corpos de dunas a partir do aparecimento de vegetação. Tsoar (2005) considera que a erosão eólica é fator limitante para que seja desenvolvida vegetação sobre a duna. O autor ressalta que um estresse muito maior de vento é necessário para erodir a duna depois de vegetada.

O nordeste do Maranhão abriga um dos maiores campos de dunas inativas (fósseis) da América do Sul. Como foi relatado anteriormente, para que chegassem a este ponto de estabilidade, elas se formaram no passado em um período em que as condições climáticas eram bem diferentes da atual. Predominavam regimes mais secos, sem índices de precipitação, com alta atividade eólica, facilitando a erosão do corpo dunar e dificultando o crescimento da vegetação necessária a estabilização.

Dentre as dunas inativas, as mais comuns são *hummocks*, lineares vegetadas e parabólicas. As dunas *hummocks* são montes de areia de forma irregular com a superfície parcial ou totalmente vegetada e a altura média inferior a 10 metros, embora possam atingir até 30 metros SEMACE/LABOMAR (2006). Dunas mais comuns em ambientes com mais alto grau de erosão, são, segundo Pye e Tsoar (1990) as *hedgehogs*, *shadows dunes*, *coppice dunes*, *nebkas* e *rebdous*.

Em sua maioria, na área estudada como unidade mapeada, as dunas parabólicas são, segundo Maia (1998), inativas, fixadas por vegetação do tipo arbórea, compostas de areias quartzosas inconsolidadas de granulometria média a fina, com grau de seleção entre bem a moderadamente selecionado. Morfologicamente, vistas em planta, as dunas parabólicas exibem uma forma de U ou V, com alturas entre 20 a 40 metros, comprimento entre 1.200 a 2.000 metros e uma largura variável, normalmente em torno de 320 a 460 metros. Para que seja formada é necessária a estabilização parcial de seus braços pela vegetação ou umidade, fazendo com que sua parte central migre mais rápido que os extremos. A figura 53 mostra a evolução de um *blowout* e de uma duna barcana para uma duna parabólica, a partir da simulação das transformações morfológicas e da mudança na distribuição da vegetação na mesma.

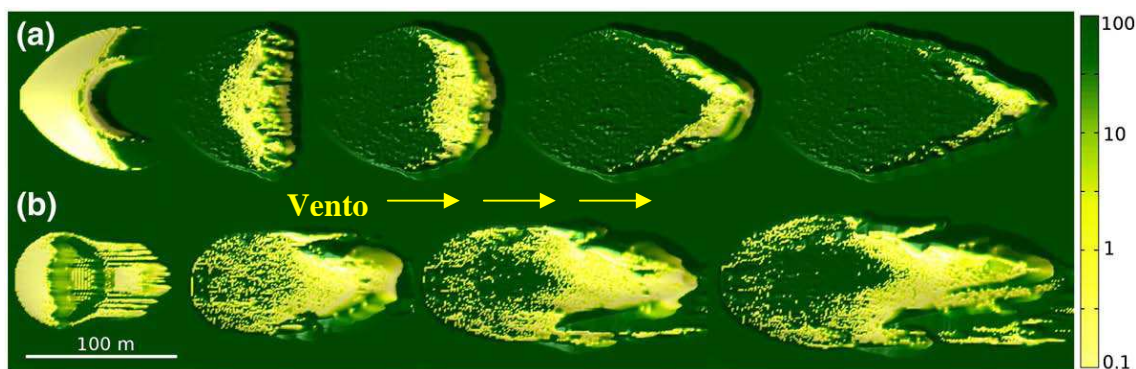


Figura 53 – Simulação da evolução de uma duna parabólica: (a) transformação da barcana para a parabólica; (b) evolução de um *blowout* para uma parabólica. Fonte: Modificado de Durán *et al.* (2008).

Segundo Pye & Tsoar (1990), dunas parabólicas mostram diferenças marcantes na morfologia e orientação dentro de uma pequena área geográfica, refletindo as mudanças locais no vento e no clima a qual foram submetidas na sua formação. Dunas de formas hemicíclicas ou digitadas podem ser formadas se os ventos fortes soprarem em duas ou mais direções em diferentes épocas ao longo do ano. Dunas parabólicas do tipo *hairpin* (grampo de cabelo), as mais comuns na área estudada, são formadas de acordo com as seguintes condições: existência de um regime unidirecional de vento bem definido, a presença de vegetação ao redor das dunas que resistem à deflação do corredor sobre a frente alargada da duna, e a incorporação de areia dos sedimentos pelas dunas à medida que avançam a favor do vento. A figura 54 mostra os vários tipos de dunas parabólicas formadas segundo os autores.

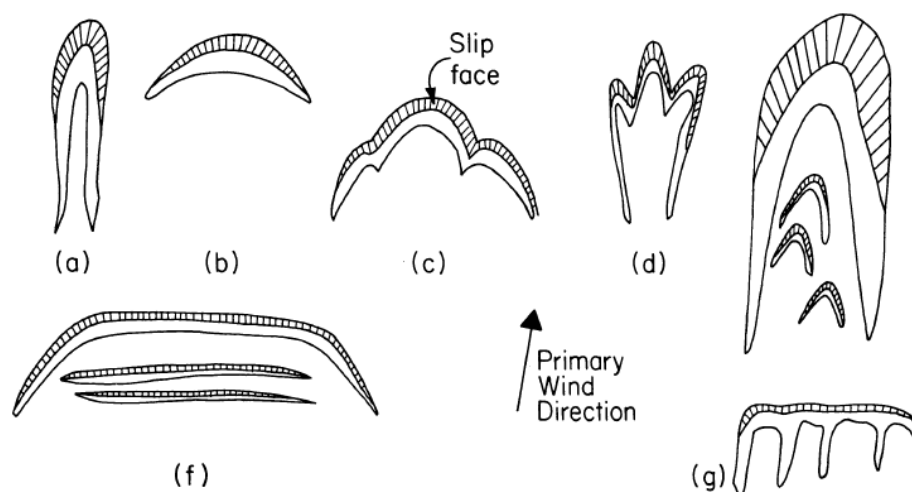


Figura 54 – Variações morfológicas de dunas parabólicas: (a) grampo; (b) lobular; (c) hemicíclica; (d) digitada; (e) nidiforme (dunas conjugadas, na qual dunas menores aninham-se entre os braços da duna maior e; (f) cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias; e (g) dunas em forma de “ancinho”. (a e b) são formas simples, (c,d e “e”) compostas e (f e g) combinadas (Pye & Tsoar, 1990).

Por se tratarem de mega-dunas parabólicas, produtos de eventos acontecidos quando a energia eólica era mais intensa, há pelo menos 14.000 anos (A.P), na área estudada, estas dunas deixam como registro, feições morfológicas do tipo *hairpin* (grampo de cabelo) e cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias, vistas somente nas imagens de satélite (Figura 55).

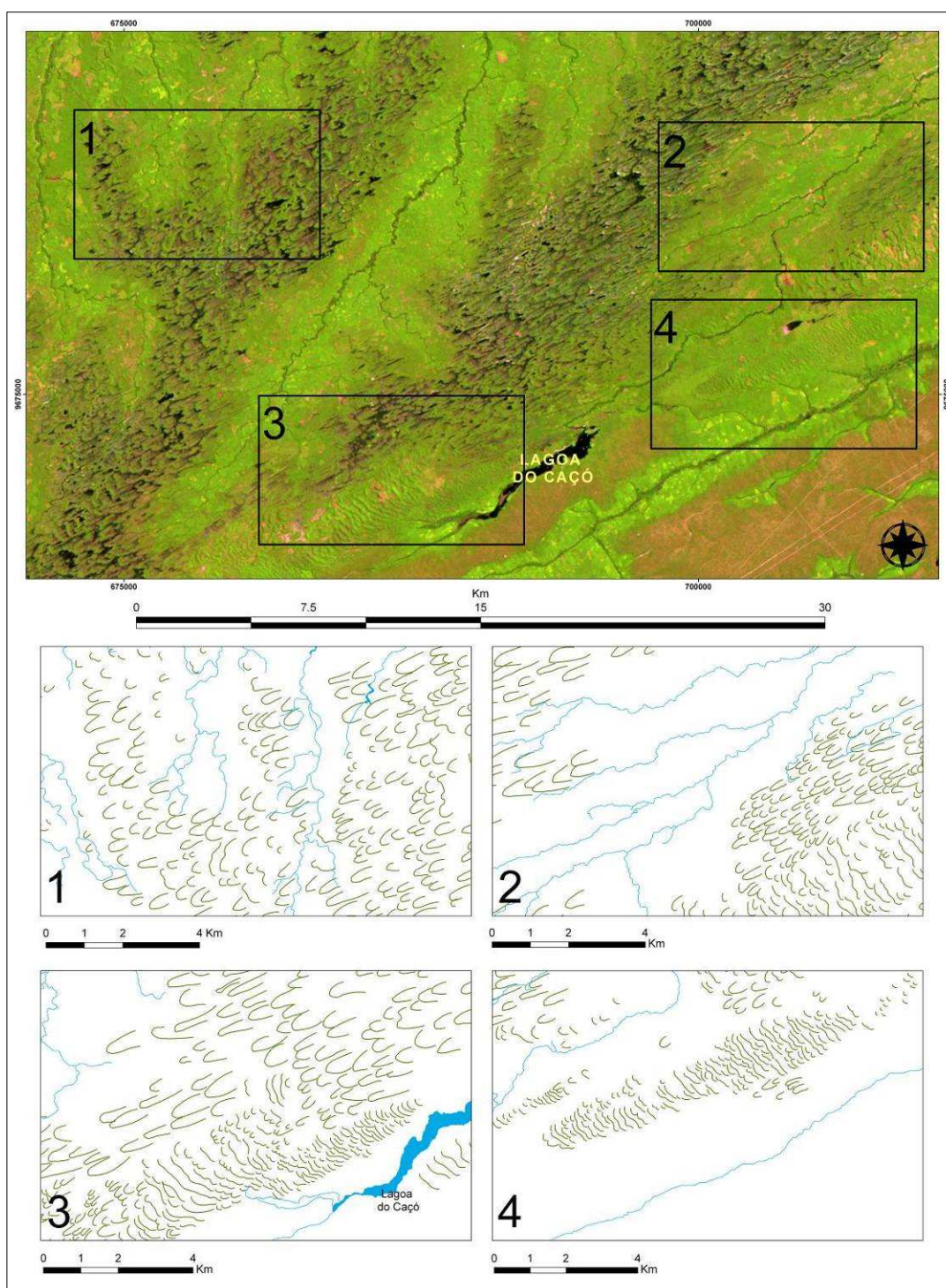


Figura 55 – Feições de dunas parabólicas do tipo *hairpin* (grampo de cabelo) e cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias.

Estas feições também são testemunhas de que as condições climáticas no passado eram bem diferentes das atuais, considerando os espaçamentos entre as feições que chegam a medir quase 1 km, em alguns casos de dunas transversais, visto nas imagens de satélite. Somente um clima mais seco com ventos bem intensos e possivelmente com rajadas e longos períodos de estiagem, poderiam proporcionar este atual cenário.

Na área estudada, as dunas parabólicas em campo só revelam partes dos seus braços que se destacam nos cortes de estrada. Estas são encontradas em quase toda a área, representam cerca de 30% de todas as unidades mapeadas neste trabalho, e a maioria dos afloramentos visitados foram ao longo da rodovia estadual MA 402, que liga a cidade de Barreirinhas à cidade de Morros. Em outras cidades como Humberto de Campos, Cachoeira Grande e Presidente Juscelino também existem estes campos de dunas (Figura 56).

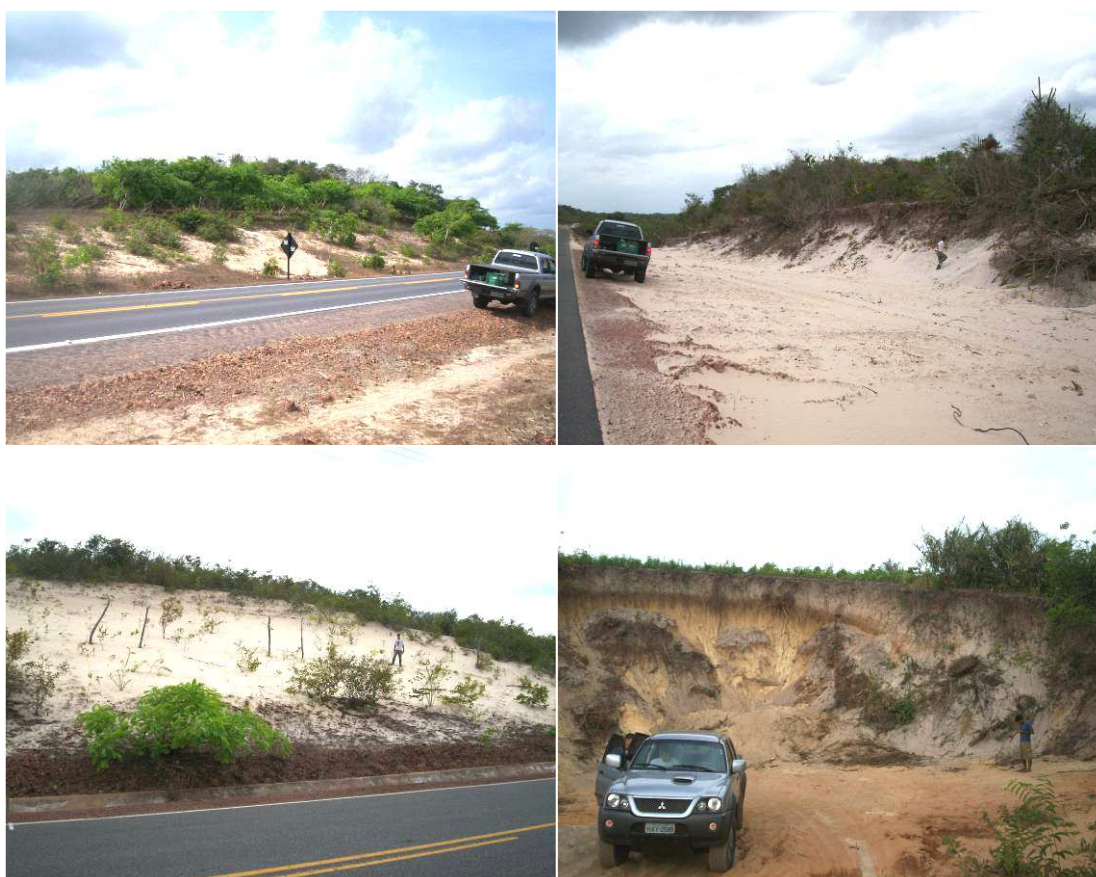


Figura 56 – Afloramentos encontrados ao longo da área de dunas inativas (Fósseis).

As dunas inativas da região NE do estado do Maranhão são caracterizadas, segundo a classificação sedimentológica de Folk & Ward (1957), como de areia fina e moderadamente a bem selecionada. O gráfico de frequência simples (Figura 57) mostra a tendência de

granulação areia média (0,5 – 0,250 mm) para areia fina (0,025 – 0,125 mm), porém esta última predomina.

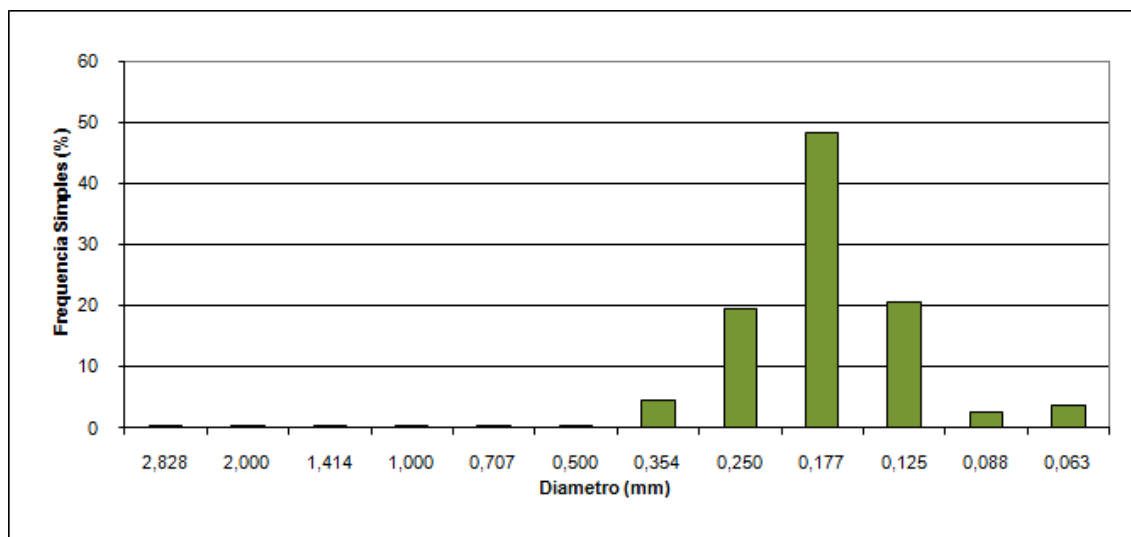


Figura 57 – Gráfico de frequência simples da distribuição granulométrica para as dunas inativas.

A distribuição granulométrica, bem como o grau de seleção para as dunas inativas também podem ser mostrados nas curvas de frequência acumulada ou curvas acumulativas (Figura 58).

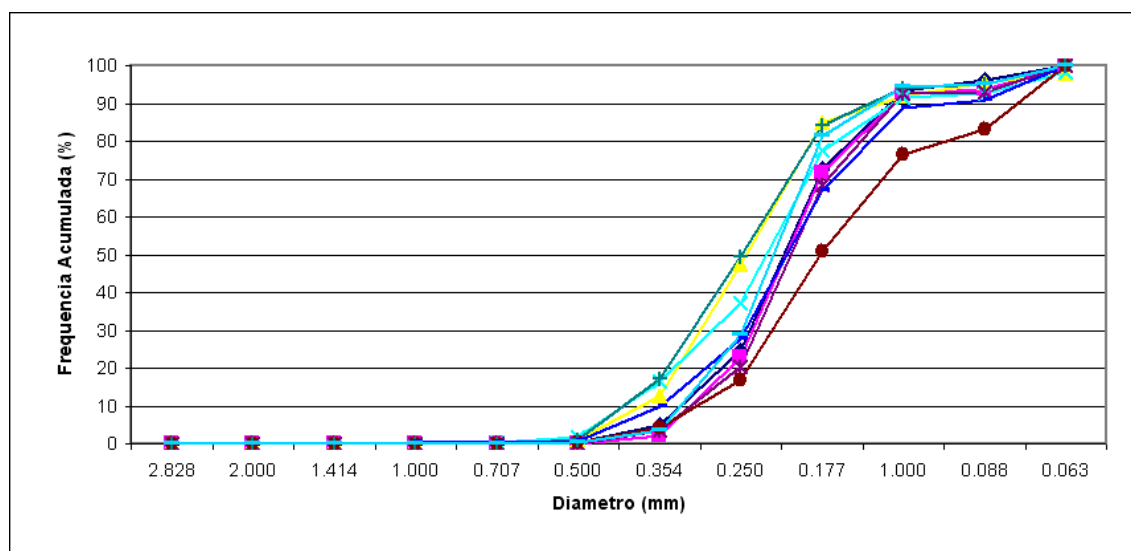


Figura 58 – Curvas de frequência acumulada da distribuição granulométrica e grau de seleção para as dunas inativas.

O teor de carbonato de cálcio (CaCO_3) varia de 1,26 à 7,83% para estas dunas, com média de 4,30%. Estes valores mostram a forte influência de sedimentação marinha, em partes, como fonte para a formação destas dunas. A matéria orgânica concentra valores que vão de 0,20 a 3,74%.

A observação morfoscópica revelou que os grãos de sedimentos das dunas inativas foram bem trabalhados pelo transporte eólico ao longo da formação destas dunas. Os grãos se encontram atualmente distantes da sua área fonte, e apresentam altos graus de arredondamento e esfericidade (Figura 59).

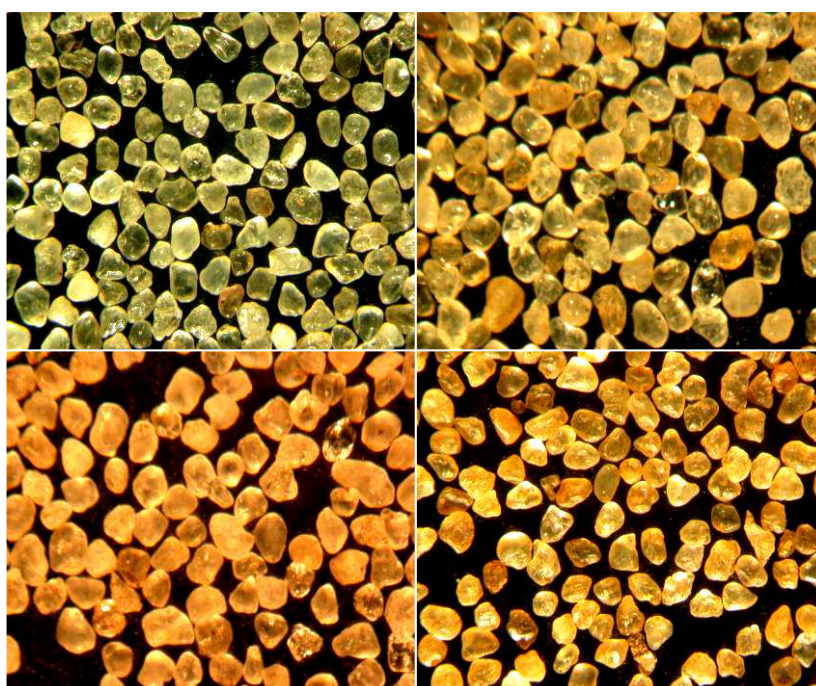


Figura 59 – Grãos com alto grau de arredondamento dos sedimentos de dunas inativas.

Os grãos de quartzo que compõem as dunas fixadas por vegetação têm em suas superfícies, marcas observadas no MEV em forma de “V”, que indicam choques entre os grãos ao longo do transporte eólico, e placas imbricadas de silício ou placas escamosas, características de um meio eólico continental (Figura 60).

5.3.1.5 Dunas Móveis

Os campos de dunas progressivos são depósitos eólicos de areias, formados pelo movimento de areia no sentido do vento, sobre terrenos vegetados ou subvegetados. Na

maioria dos casos dos, os campos de dunas ativas não são vegetados e variam em tamanho desde pequenos lençóis (centenas de m²) até verdadeiros mares de areia, de vários quilômetros quadrados. Sua ocorrência depende da abundância de suprimento de areia costeira, associada a uma forte energia eólica na praia (SEMACE/LABOMAR, 2006).

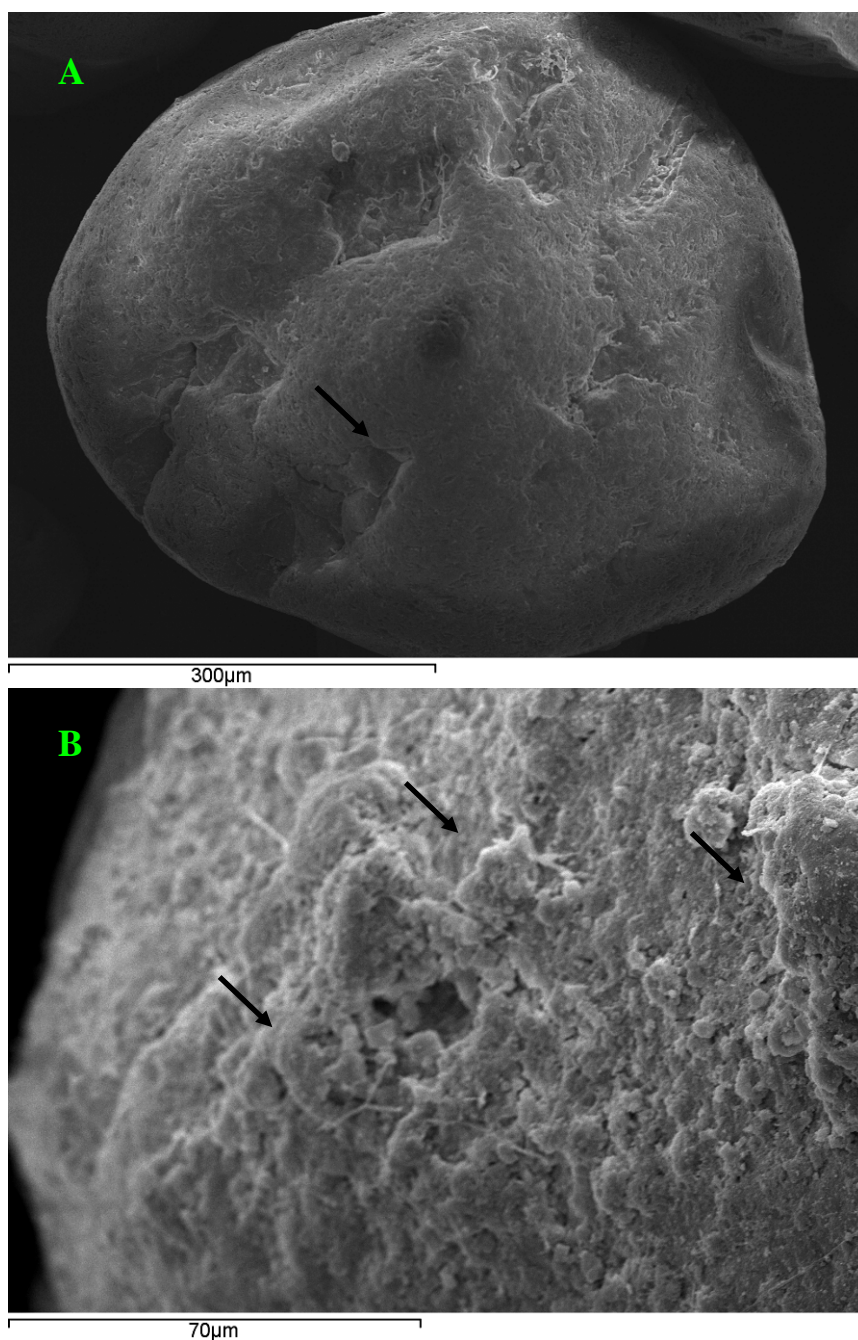


Figura 60 – A – Marcas em “V” de impacto originados pelo transporte eólico. B – Superfície imbricada característica de um meio eólico continental.

A região NE do estado do Maranhão é composta por dunas móveis do tipo barcana e cadeias de barcanóides dos Lençóis Maranhenses e Pequenos Lençóis, estes mais a leste da área.

Gonçalves *et al.* (2003) identificaram várias feições eólicas dentro dos campos de dunas dos Lençóis Maranhenses, por meio de dados de campo, aerofotointerpretação e análise de imagens de satélite. As formas barcanas, transversais de crista reta (2D) e de crista sinuosa (3D), draa (dunas complexas), dunas oblíquas e cordões longitudinais, representam as feições encontradas pelos autores.

As dunas de crista reta (2D), são localizadas nas laterais e limites interiores do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, são de maior altura de crista e menor taxa de migração anual, segundo os autores. O avanço é dificultado pela presença de vegetação e pequenas drenagens na porção frontal, logo se tem a redução da distância interdunar e, também, certa retinilização das cristas (Gonçalves *et al.*, 2003) (Figura 61). Já as dunas transversais de crista sinuosa (3D), segundo os autores, são feições dominantes no campo de dunas, se distribuem desde a pós-praia até os limites interiores (Figura 61). Elas apresentam orientação, preferencial, perpendicular ao principal sentido dos ventos (NE) e dimensões variadas, da ordem de dezenas de metros nas áreas mais próximas à costa e centenas de metros nas porções intermediárias e distas dos campos de dunas.

As dunas de feições “draa” são do tipo complexas, são formadas pelo cavalgamento e empilhamento de outras dunas. Possuem de 20 a 30 metros de altura, e largura da ordem de 2,5 km, com taxa de migração média de 10 metros por ano. Essa feição eólica é relativamente restrita às proximidades da desembocadura do rio Cangatá, em Rio Novo (Figura 62), também encontradas próximas do campo de dunas dos Pequenos Lençóis (Figura 63). Sua gênese está ligada à dinâmica dos processos fluviais deposicionais e erosivos atuantes na região (Gonçalves *et al.*, 2003).

As dunas oblíquas correspondem, segundo estes autores, às formas distribuídas obliquamente em relação ao sentido dos dominantes ventos NE. Seu desenvolvimento é controlado pela ação de processos erosivos, impostos pelo fluxo aquoso, formados durante o período de chuvas. Estes fluxos são responsáveis por mudanças em dunas do tipo barcanas, transversais e em outras formas, quando migram para o oceano. Desta forma, as dunas oblíquas adquirem larguras maiores do que as originais antes de suas transformações, e podem alcançar dimensões de até 2500 metros de comprimento (Figura 64).



Figura 61 – Dunas do tipo 2D e 3D. (Classificação de Gonçalves *et al.*, 2003).



Figura 62 – Dunas do tipo “draa” de Rio Novo vista em planta. (Classificação de Gonçalves *et al.*, 2003).

E as últimas feições descritas pelos autores são os cordões longitudinais. São desenvolvidas nas porções laterais de dunas barcanas e transversais durante suas migrações. Essas dunas são formadas junto às raras formas parabólicas, e transformadas nestas últimas, ao cruzarem áreas rebaixadas, como maior umidade que as adjacentes. À medida que a migração tem prosseguimento, um dos braços passa a migra mais rapidamente do que o outro, acarretando na transformação da feição parabólica em cordão longitudinal (Figura 65).



Figura 63 – Cavalgamento de dunas “draa” no campo de dunas dos Pequenos Lençóis.

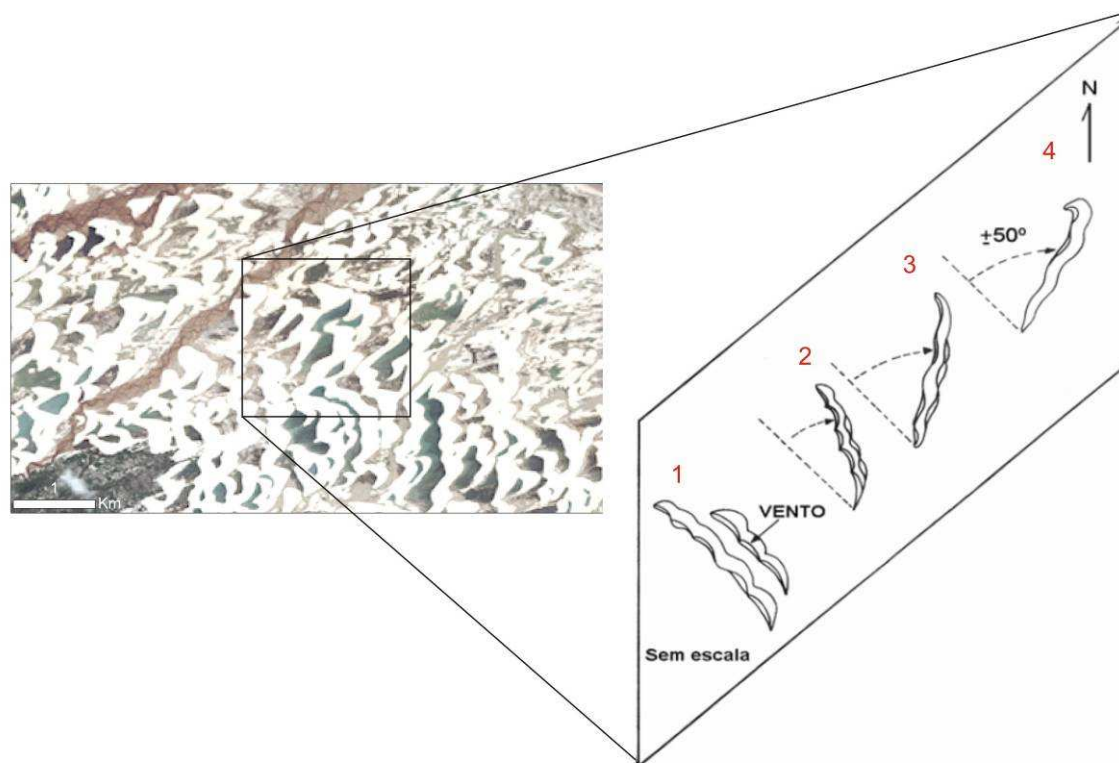


Figura 64 – Esquema apresentando a transformação de dunas transversais em oblíquas. (Fonte: modificado de Gonçalves *et al.*, 2003).



Figura 65 – Cordões longitudinais formados por transformações de dunas barcanas e transversais.

Segundo a classificação granulométrica de Folk & Ward (1957), as dunas móveis da região dos Lençóis Maranhenses são caracterizadas como sendo de areia fina e moderadamente selecionada a bem selecionada. Os gráficos de frequência simples e frequência acumulada mostram estas tendências (Figuras 66 e 67, respectivamente). O teor de carbonato de cálcio (CaCO_3) varia de 1,26 à 6,32% para estas dunas, com média de 3,85%. Com forte influência de sedimentação marinha localmente, para a formação destas dunas. A concentração de matéria orgânica nestas dunas é bastante baixa, vai de 0,03 a 0,24% e média de 0,12%.

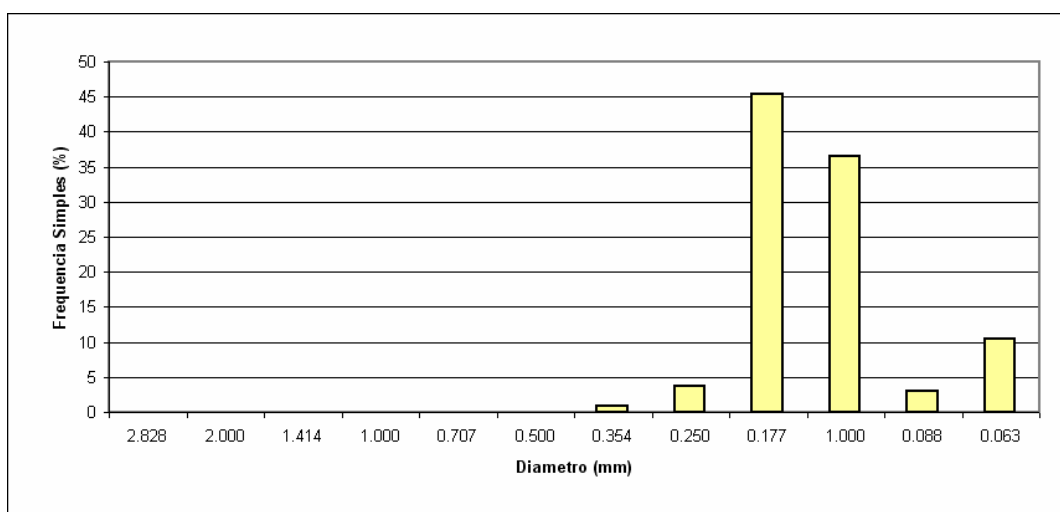


Figura 66 – Gráfico de frequência simples da distribuição granulométrica para as dunas móveis dos Lençóis Maranhenses.

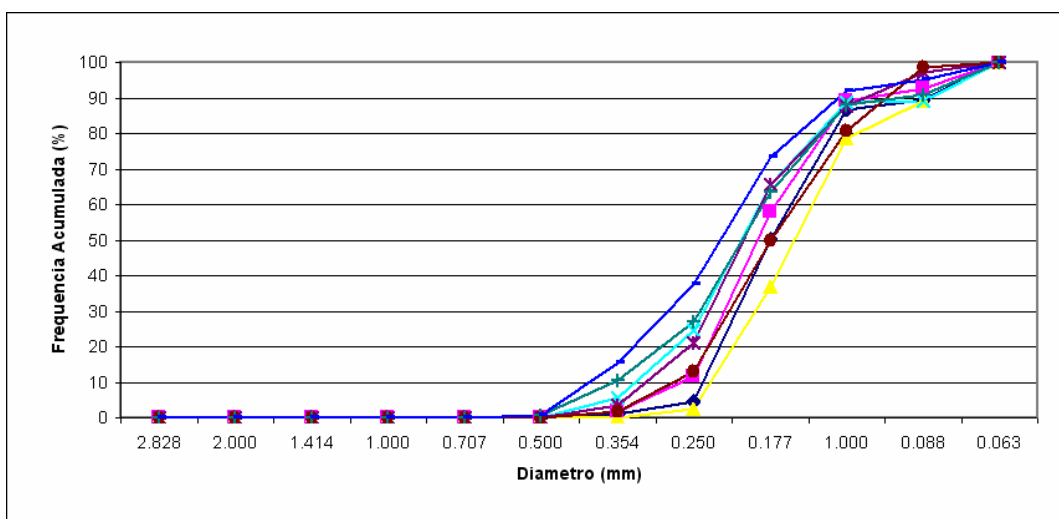


Figura 67 – Curvas de frequência acumulada da distribuição granulométrica e grau de seleção para as dunas móveis dos Lençóis Maranhenses.

A observação morfoscópica revelou que os grãos de sedimentos das dunas móveis são bem trabalhados pelo transporte eólico (Figura 68), com alto grau de arredondamento e esfericidade. Assim, como nos outros tipos de dunas, a análise de MEV revela marcas nas superfícies dos grãos de quartzo com superfície polida em “V” desorientadas de maior e menor tamanho, que indicam choque de diferentes tamanhos de grãos ao longo do transporte (Figura 69), e superfícies rugosas levemente imbricadas de sílica, características de um meio eólico continental (Figura 70).

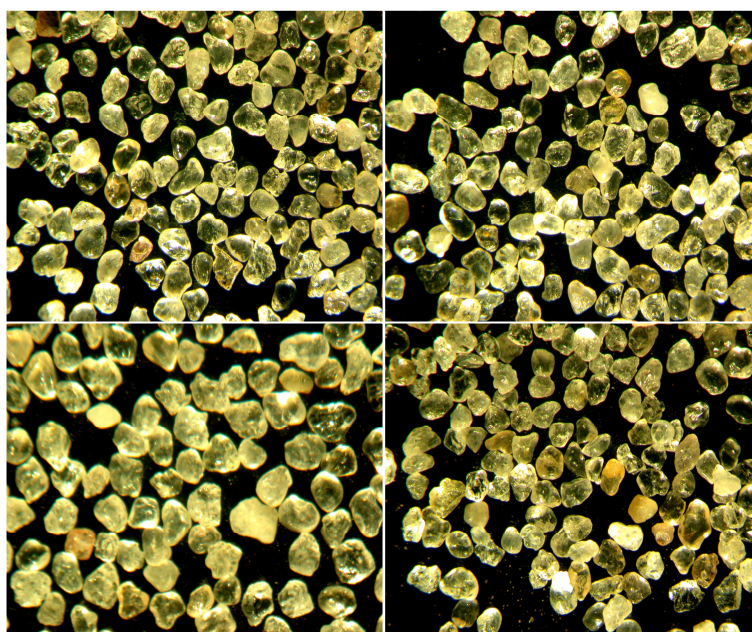


Figura 68 – Grãos sub-arredondados a arredondados dos campos de dunas móveis.

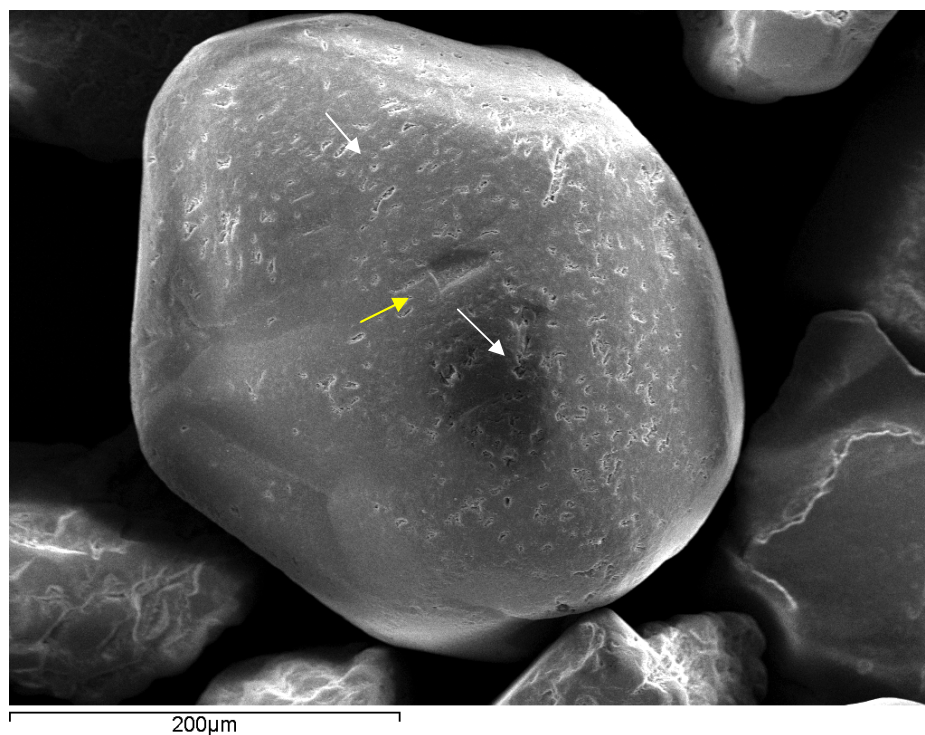


Figura 69 – Marcas em “V” de impacto originados pelo transporte eólico. Seta amarela (marcas grandes). Setas brancas (marcas pequenas).

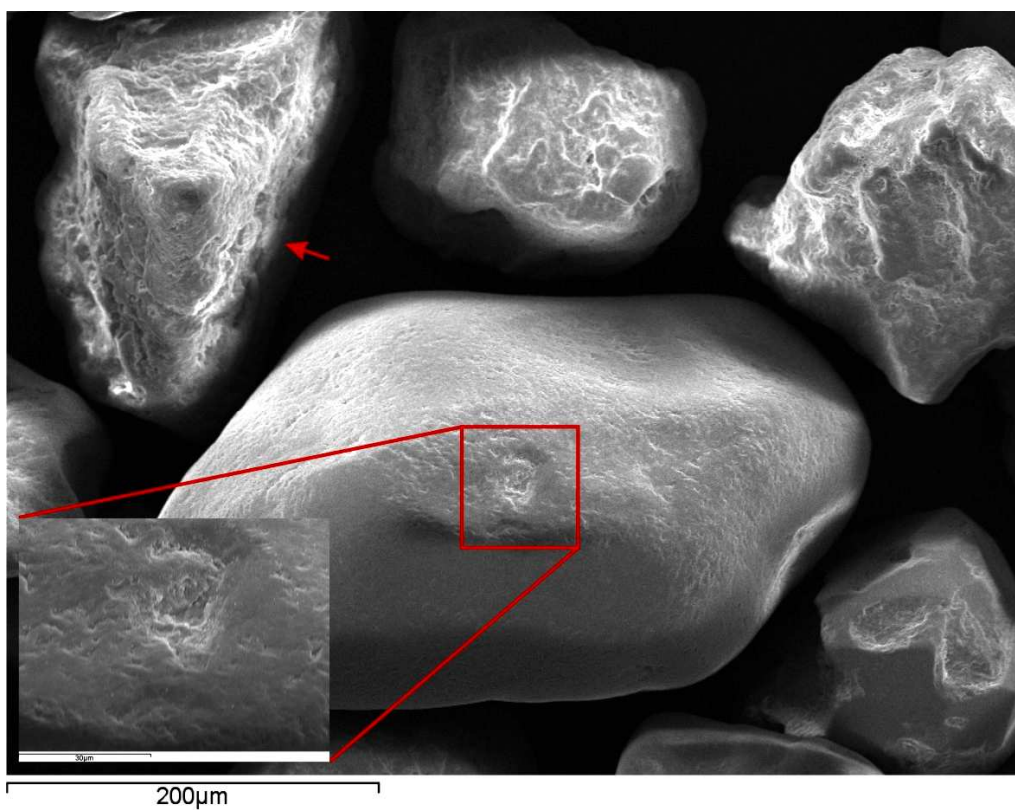


Figura 70 – Superfície imbricada característica de um meio eólico continental em grãos sub-arredondados de quartzo das dunas móveis dos Lençóis Maranhenses.

5.3.2 Corredores Fluviais

Segundo FISRWG (2000), são caminhos para o movimento de materiais, energia e organismos, que unem manchas e funções, como condutores entre ecossistemas e seus ambientes externos. Eles são formados pelo próprio canal e a comunidade vegetal em ambos os lados do canal, incluindo os bancos de riachos, planícies de inundação, afluentes, trilhas e estradas. No mapeamento, os Corredores Fluviais englobam duas Unidades Geoambientais: Planície Flúvio-Marinha e Planície-Fluvial.

5.3.2.1 Planícies Flúvio-Marinha e Fluvial

As planícies flúvio-marinhas são superfícies planas de um estuário, que se situam entre o nível médio da maré baixa de sizígia e o nível médio de maré alta equinocial. São áreas que sofrem a maior influência marinha (SEMACE/LABOMAR, 2006). A hidrodinâmica das águas das marés no estado do Maranhão, caracteriza esta região como sendo de alta energia, com um regime de macromaré e variações de maré da ordem de 6m (Teixeira, 2007).

Este regime de maré dá a zona costeira do estado do Maranhão condições favoráveis para a formação de amplas planícies flúvio-marinhas e áreas de manguezais que podem ser facilmente vistas nas imagens de satélite (Figura 71). E próximo a cidade de Humberto de Campos podemos ver exemplo estes depósitos (Figura 72).

Os manguezais, no mundo inteiro, ocupam uma área total de 162.000 km², dos quais 10.000 a 25.000 km² estão no Brasil. Sua maior distribuição ocorre nos trópicos (23°27'N e 23°27'S), embora, em alguns casos, possam se estender até os paralelos 32°N e 39°S. Nos climas mais frios, não são gerados, por isso, seu maior desenvolvimento se dá na região do Equador.

A planície de inundação dos rios é conhecida como planície fluvial, e é localizada acima do médio-litoral superior, ou seja, acima do nível onde são desenvolvidas as regiões do salgado e apicum, portanto, sem influência marinha (SEMACE/LABOMAR, 2006).

“Salgado é o ecossistema desprovido de vegetação vascular desenvolvendo-se entre o nível médio de preamares de quadratura e o nível das preamares de sizígia equinocial, em faixa de terra hipersalina com valores de água intersticial acima de 100 ppm, normalmente

situado em médio-litoral superior” (Resolução COEMA nº 02, de 27.03.02) *apud* (SEMACE/LABOMAR, 2006).

Na área estudada os rios mais influentes na formação de planícies fluviais são os rios Parnaíba, Munim e Itapecuru, pois como já foi visto em capítulo anterior, estes rios se desenvolveram com vales bem extensos.

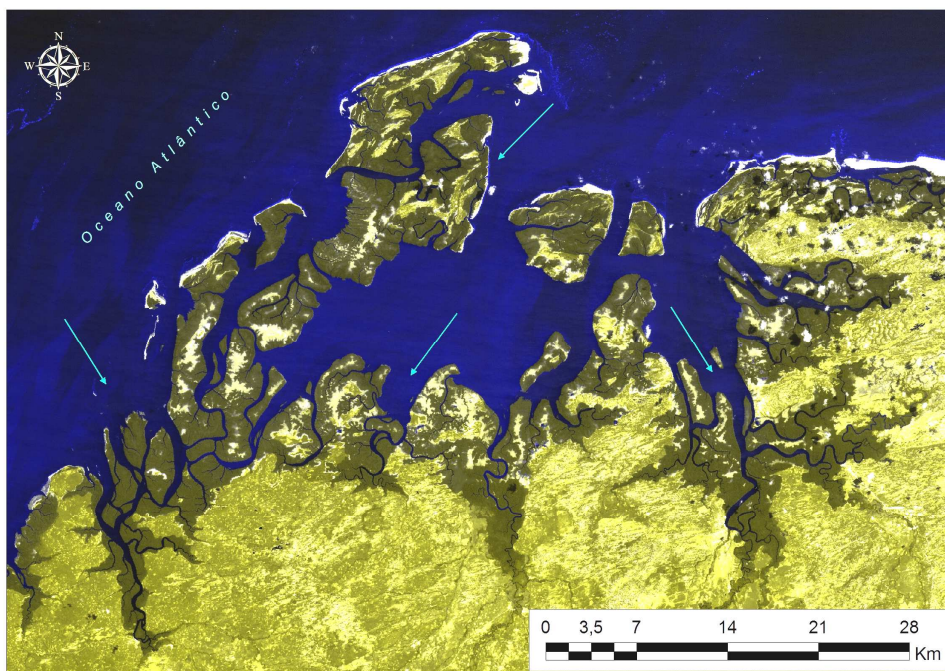


Figura 71 – Planícies flúvio-marinhas com áreas de manguezal em tons mais escuros, em imagem Landsat 5.



Figura 72 – Estuário do rio Ribeira em Humberto de Campos e manguezal ao fundo.

5.3.3 Terras Altas

São áreas não inundadas, mesmo nas maiores enchentes, embora elas possam ter sido esculpidas, nas formas atuais, pelos cursos d'água. No presente trabalho a Unidade Geoambiental encontrada para este ambiente foram os Tabuleiros Pré-Litorâneos e Tabuleiros Dissecados.

5.3.3.1 Tabuleiros Pré-Litorâneos e Dissecados

Os tabuleiros dissecados e os tabuleiros pré-litorâneos são as unidades geoambientais que representam as terras-altas na área estudada. Como já foi visto anteriormente, cada uma destas unidades tem sua peculiaridade, em se tratando do comportamento do relevo. Os tabuleiros dissecados, mais arrasados pela drenagem, são formados sobre sedimentos da Formação Itapecuru, e são compostos por colinas com certo grau de declividade em alguns pontos. Já os tabuleiros pré-litorâneos são modelados em sedimentos da Formação Barreiras, e tem como característica principal a forma tabular.

Como resultado do estudo de todas estas unidades geoambientais, foi possível elaborar um mapa (Figura 73), a partir de dados de campo e observação das imagens de satélite, que mostra como estas se dispõem no cenário atual e como cada uma interage com as outras. Através do mapeamento, também foi possível calcular a área ocupada por cada unidade (Tabela 2), o que pode favorecer a melhor compreensão da importância de cada uma no atual cenário.

Tabela 2 – Áreas em hectares das Unidades Geoambientais.

| UNIDADES GEOAMBIENTAIS | ÁREA (ha) | (%) | UNIDADES GEOAMBIENTAIS | ÁREA (ha) | (%) |
|-----------------------------------|------------------|------------|-----------------------------------|------------------|------------|
| Cordões Litorâneos | 4.793,5 | 0,18 | Dunas Inativas | 1.024.539,9 | 38,07 |
| Depósitos Submersos | 410,5 | 0,02 | Planície Flúvio-Marinha | 124.530,5 | 4,63 |
| Faixa de Praia | 849,1 | 0,03 | Planície Fluvial | 178.872,0 | 6,65 |
| Planície de Deflação | 38.616,6 | 1,44 | Tabuleiros Pré-Litorâneos | 1.161.943,6 | 43,18 |
| Dunas Móveis | 96.507,9 | 3,59 | Tabuleiros Dissecados | 59.872,3 | 2,22 |

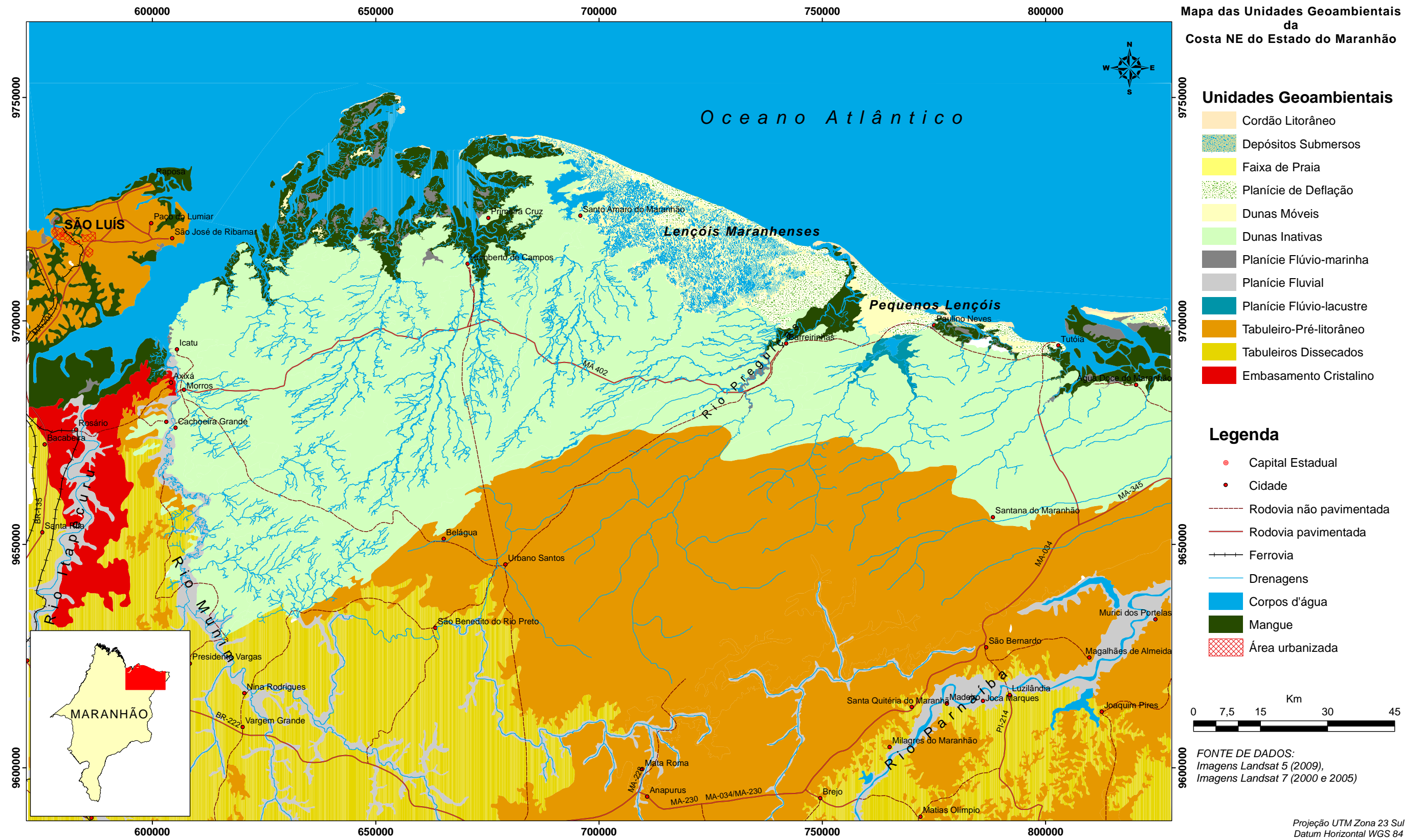


Figura 73 – Mapa das Unidades Geoambientais da zona costeira NE do estado do Maranhão.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A aplicação dos MDEs extraídos dos produtos das imagens de radar da missão SRTM nos estudos, em escala regional, da geomorfologia e da hidrografia para este trabalho forneceram as informações necessárias para que fosse possível definir o comportamento do relevo e os padrões de drenagem nos terrenos estudados. A partir disto, foi possível concluir que a geomorfologia é diretamente concordante com a drenagem, se levado em consideração os elementos estruturais formados por eventos tectônicos. Os vários rios que cortam a área seguem seus cursos preferenciais, perfazendo padrões de drenagem de acordo com as evidências estruturais (lineamentos) do tectonismo e com os tipos de depósitos sedimentares associados aos relevos.

A área é composta por três compartimentos distintos de relevo, que possuem cada uma, características morfológicas distintas entre si. São os relevos de dunas, com maiores declividades, os tabuleiros pré-litorâneos, com forma tabular e baixa declividade e, os tabuleiros dissecados, também com declividade parecida com a do relevo anterior, porém, em alguns pontos são observados declives mais acentuados.

O levantamento sedimentológico contribuiu bastante para a caracterização dos depósitos sedimentares da área, e para que fossem tiradas algumas conclusões a respeito dos processos da gênese e evolução destes. Como, por exemplo, as dunas vegetadas que apresentam teores de CaCO_3 consideráveis indicando forte influência marinha na origem dos sedimentos para sua formação.

As mudanças climáticas e ambientais ocorridas durante o Quaternário estão diretamente ligadas à gênese e evolução dos depósitos arenosos deste período. Juntamente com estas mudanças estão as variações do nível do mar, associadas aos períodos de glaciação e degelo. Desde a grande penúltima transgressão ocorrida há 123 mil anos A.P, as dunas vêm sendo formadas e alteradas, a partir das ações de subida e decida do nível do mar.

Dentre as implicações ocorridas no meio ambiente, envolvendo mudanças nos regimes dos ventos, nos índices de umidade e aridez, e aumento nas taxas de precipitação, está o aparecimento de vegetação ocorrida há aproximadamente 14 mil anos A.P, o que teria interrompido o processo de migração das dunas do segundo estágio (dunas móveis do Pleistoceno formadas há 70 – 60 mil anos A.P), provocando sua estabilização.

A relação da distância atingida pelas dunas móveis com a atual taxa de migração, pode revelar que estas dunas apareceram há pelo menos 3 mil anos, migrando até hoje. Mas se

considerarmos que neste período o nível do mar estava mais baixo do que o atual, estas dunas podem ter surgido há mais tempo.

Uma datação por métodos convencionais dos sedimentos das dunas aqui citadas é sugerida, o que poderá melhorar a relação entre as mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário e a gênese e evolução destes depósitos, e conseqüentemente melhorar a reconstrução paleoambiental.

Os corpos de dunas inativas fósseis ocupam 38,07% do total das Unidades Geoambientais mapeadas na área, o que significa que este ambiente representa um laboratório vivo para pesquisadores das geociências que estudam as mudanças climáticas ocorridas durante o período Quaternário.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. 1960. **Contribuição a Geomorfologia do Estado do Maranhão. Notícia Geomorfologia.** Campinas: Departamento de Geografia da Unicamp, 3 (5):35-45.

ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F. P.; BEISL, C. H. 2005. **Evidência de uma mega captura fluvial no Rio Negro (Amazônia) revelada em modelo de elevação digital da SRTM.** In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. São Jose dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, p. 1701-1710.

ALMEIDA-FILHO, R.; ROSSETTI, D.;MIRANDA, F. P.; FERREIRA, F. J. F.; SILVA, C.; BEISL, C. H. 2009. **Quaternary reactivation of a basement structure in the Barreirinhas Basin, Brazilian Equatorial Margin.** Quaternary Research, v. 72, p. 103-110.

ANDRADES FILHO; CLÓDIS DE OLIVEIRA; GUASSELLI, L. A.; SUERTEGARAY, D. M. A. 2008. **Identificações de deformações neotectônicas, através de imagem SRTM, e sua relação com a gênese dos areais - Sudoeste do Rio Grande do Sul.** Revista Geográfica Acadêmica, v. 2, p. 96-110.

ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MAKINO, R.K. 1990. **Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova.** In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (coordenadores) Origem e evolução de bacias sedimentares. PETROBRAS: Rio de Janeiro.

BAGNOLD, R.A. 1941. *The Physics of Blown Sands and Desert Dunes*, Methuen, London, England.

BARRETO, A. M. F., SUGUIO, K., OLIVEIRA, P. E. DE., TATUMI, S. H. 1999. **O Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco, Bahia, Brasil – Marcante registro de ambientes desérticos do Quaternário brasileiro.** Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil – SIGEP – 056 - In: Schobbenhaus,C.

BARROS, A. H. C., 2006. **Embrapa Solos UEP**. Recife. <WWW.ueo.cnps.embrapa.br/solos/index.html>. Acesso em 15 de janeiro de 2009.

BIZZI, L. A. 2004.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONCALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. 1. ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília, v. 01. 674 p.

CÂMARA, G. & DE QUEIROZ, G. R., 2003. **Arquitetura de Sistemas de Informação Geográfica** – Fundamentos de Geoprocessamento. *Paper*, 12p.

CARNEIRO FILHO, A., TATUMI, S. H. & YEE, M. 2003. **Dunas Fósseis na Amazônia**. Revista Ciência Hoje, Vol. 32., nº. 191.

CARVALHO, A. M., DOMINGUES, J. M. L., MAIA, L. P. 2005. **A Influência da Estruturação do Embasamento Pré-Cambriano na Elaboração da Morfologia Costeira**. Revista de Geologia, Vol. 18, nº 1, pp 83-94.

CARVALHO, A. M., MAIA, L. P., DOMINGUES, J. M L.. 2006. **CARACTERIZAÇÃO DO PROCESSO DE MIGRAÇÃO DAS DUNAS DE FLEXEIRAS, BALEIA, PARACURU E JERICOACOARA, COSTA NOROESTE DO CEARÁ**. Arquivos de Ciências do Mar – nº. 39, pp 44-52. Fortaleza.

CASSETI, V. 2001. **Elementos de Geomorfologia**. São Paulo, Contexto, 137 p.

CHRISTOFOLETTI, A 1980. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blucher Ltda, 2º edição, 188 p.

CLEMMENSEN, L.B., BJORNSEN, M., MURRAY, A. AND PEDERSEN, K. 2007. **Formation of Aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: A record of deforestation and increased storminess**. *Sedimentary Geology* **199**: 171-187.

CPRM. 2000. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Luís SW/NW, Folhas SA.23-V e SA.23-Y. Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:500.000./** organizado por Herbert Georges de Almeida. – Brasília: CPRM.

DEMATTE, J. A. M. & DEMÉTRIO, V. A. 1995. **Fotointerpretação de padrões de drenagem de bacias hidrográficas na caracterização de solos desenvolvidos de rochas eruptivas básicas no Estado do Paraná.** Scientia Agricola, Piracicaba, v. 52, n. 3, p. 569-577.

DOMINGUEZ, J. M. L., BITTENCOURT, A. C. S. P. 1994. **Utilização de Padrões de Sedimentação Costeira Como Indicadores Paleoclimáticos Naturais (*Proxies*)** – Revista Brasileira de Geociências, **24**(1):3-12 – Instituto de Geociências – Universidade Federal da Bahia.

DUARTE, M. I. M. & AMARAL, G. 1998. **Processamento Digital de Imagem do Landsat5-TM na Região NE do Quadrilátero Ferrífero (Supergrupo Rio das Velhas), MG – Brasil.** Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil, 11-18 setembro 1998, INPE, p. 384-394.

DURÁN, O.; SILVA, M. V. N.; BEZERRA, L. J. C. HERRMANN, H. J.; MAIA, L. P. 2008. **Measurements and numerical simulations of the degree of activity and vegetation cover on parabolic dunes in north-eastern Brazil.** Geomorphology (Amsterdam), v. 102, p. 460/15 December-471.

EL-SAYED, M. I. 1999. **Sedimentological characteristics and morphology of the aeolian sand dunes in the eastern part of the UAE: a case study from Ar Rub ' Al Khali.** Sedimentary Geology, 123, 219-238.

FACINCANI, E. M. 2001. **Base Conceitual: Morfoestrutura e Morfotectônica Principais feições Associadas: relevo e drenagem.** Resumo. Revista Pantaneira, Aquidauana, v. 3, n. 1, p. 35-40

FLORIANI, D. C.; FUKUDA, J. C.; FERNANDES-PINTO, E. 2004. **Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses: O maior campo de dunas costeiras da América do Sul.** Gerenciamento Costeiro Integrado, v. 02, p. 62-64.

FISRWG. 2000. Federal Interagency Stream Restoration Working Group. 2000. *Stream Corridor Restoration*, part 653 do National Engineering Handbook, do USDA – Natural Resources Conservation Service, USA.

FOLK R.L. & WARD W.C. 1957. **Brazos River Bay: Study of the significance of grain size parameters.** *Journal of Sedimentary Petrology*, 27:3-27.

GLCF. 2009. Global Land Cover Facility. **Obtenção das imagens SRTM.** Disponível em: <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>. Acesso: Março de 2009.

GOLDEN SOFTWARE INC.1995. **Surfer Version 6.01- Surface Mapping System.** Golden: Golden Software, Inc.

GONÇALVES, R. A. & CARVALHO, I. S. 1996. **Contribuição ao Estudo da Sedimentação da Formação Itapecuru - Região de Itapecuru-Mirim, Bacia do Parnaíba (Cretáceo Inferior).** REVISTA DE GEOLOGIA, FORTALEZA, CE, n. 9, p. 75-81.

GONÇALVES, R. A.; LEHUGEUR, L. G. O.; CASTRO, J. W. A.; PEDROTO, A. E. S. 2003. **Classificação das feições eólicas dos Lençóis Maranhenses- Estado do Maranhão, Brasil.** Mercator, Fortaleza, v. 2, p. 99-112.

HOWARD, A .D. 1967. **Drainage analysis in geologic interpretation: a summation.** In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIE BULLETIM.

HUDSONG, R. A. 1974. **Review of significant early studies in lineament tectonics.** In: International conference of new basement tectonics. Proceeding Salt Lake City: UGA, p. 1-10.

IBGE. 1977. **Geografia do Brasil: Região Nordeste.** Rio de Janeiro, 534 p.

IMBRIE, J. & KATHERINE IMBRIE, P. 1979. *Ice ages: Solving the Mystery.* Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press, p. 25.

JPL. 2009. **Jet Propulsion Laboratory**. Disponível em <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/mission.htm> da NASA (National Aeronautics and Space Administration). Acesso: maio de 2009.

KOHLER, H. C. 2002. **A escala na análise geomorfológica (reedição)**. Revista Brasileira de Geomorfologia, Rio de Janeiro, v. 3, n. 1, p. 21-31.

KRINSLEY, D. H; FRIEND, P. F; KLIMENTIDIS. 1976. **Eolian transport texture on the surface of sand grains of Early Triassic age**. Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 130-132, 2 figs. Doc. no. 60115.

LEAL, J. R. L. V. 2003. **Zoneamento Geoambiental da Área de Proteção Ambiental de Canoa Quebrada – Aracati-Ceará**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, 178 P, Fortaleza.

LEAL, J. R. L. V. 2009. **Estudo da evolução do Rio Cocó para determinação de sua capacidade de suporte e proposta de recuperação**. Tese de Doutorado - Recife, 286 folhas, il : 80 figs, 32 tabs.

LEDRU, M. P.; CORDEIRO, R. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B. 2001. **Late Glacial Cooling In Amazonia**. Quaternary Research, Washington, v. 55, p. 47-56

LEVIN N., TSOAR H., MAIA L.P., CLAUDINO-SALES V. AND HERRMANN H. 2007. **Dune whitening and inter-dune fresh water ponds in NE Brazil**. *Catena*, 70, pp. 1-15.

LORING, D.H. & RANTALA, R.T.T. 1992. **Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter**. Earth-Science Reviews, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam: 32, p. 235-283.

MAIA, L. P. 1998. **Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE-Brasil): Implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral**. Tese de Doutorado. Universidade de Barcelona. 256pp.

MARTINS, E. S. F.; SOUZA FILHO, P. W. M. E.; COSTA, F. R. C.; Alves, P. J. O. 2007. **Extração automatizada e caracterização da rede de drenagem e das bacias hidrográficas do nordeste do Pará ao noroeste do Maranhão a partir de imagens SRTM.** In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2007, Florianópolis. Anais on-line do XIII SBSR, p. 6827-6834.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1993. **As Flutuações de Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de "Deltas" Brasileiros.** Boletim IG-USP: Publicação Especial, v. 15, p. 1-18. São Paulo.

MEIRELES, A. J. A.; ARRUDA, M. G. C; GORAYEBE, A.; THIERS, P. R. L. 2005. **Integração dos indicadores geoambientais de flutuação do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense.** Mercator - Revista de Geografia da UFC, Fortaleza, v. 8, p. 109-134.

MOTA, P. N., CASSOL, R., FILHO, W. P., OSÓRIO, Q. S., DUTRA, D. A., 2005. **GEOPROCESSAMENTO NA ANÁLISE FÍSICO-URBANA DO BAIRRO PARQUE PINHEIRO MACHADO NO MUNICÍPIO DE SANTA MARIA/RS.** X SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, Universidade Federal de Santa Maria. 7p.

PARTELI, E. J. R. 2007. **Sand dunes on Mars and on Earth.** Stuttgart: University of Stuttgart (Tese de doutorado).

PESSENDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S.; GOUVEIA, S. E. M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J. A. 2004. **Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter.** Quaternary Research (Print), Estados Unidos, v. 62, p. 183-193.

POMPÊO, M. L. M. & MOSCHINI-CARLOS, V. 2009. **Características Gerais da Região do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses, Maranhão, Brasil.** In <http://ecologia.ib.usp.br/portal/> (acesso em 20 de Junho de 2009).

PYE, K., & TSOAR, H. 1990. *Aeolian Sand and Sand Dunes.* Unwin Hyman, London, 396 pp.

RESEARCH SYSTEMS INC. 2002. **Environment for Visualizing Images – ENVI Version 3.6**. Colorado: Boulder, 126p.

RODRIGUES, J. E & MIRANDA, F. P. 1986. **Alguns Aspectos Geológicos do Lineamento Pirapemas**. IV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Gramado-RS, 819-825.

SABINS JR., F. F. 1978. **Remote sensing, principles and interpretation**. San Francisco: W. H. Freeman, 426 p.

SAINZ, L.T. & RIPA, B.T. 1992. **Análisis de sedimentos con microscopio electrónico de barrido: exoscopia del cuarzo y sus aplicaciones a la geomorfología**. Sociedad Española de Geomorfología, Geoforma Ediciones. 21p.

SANTOS, P. R. A.; GABOARDI, C.; OLIVEIRA, L. C. 2006. **Avaliação da Precisão Vertical dos Modelos SRTM para a Amazônia**. Revista Brasileira de Cartografia, Rio de Janeiro, v. 58, n. 1, p. 101-107.

SANTOS, J. H. S. & SILVA, J. X. 2009. **Datação e evolução dos campos de dunas eólicas inativas dos Lençóis Maranhenses**. In: XIII SBGFA, 2009, Viçosa-MG. XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, v. 1. p. 1-17.

SAWAKUCHI, A.O. 2006. **Morfometria e simulação numérica de campos de dunas costeiras: estudo baseado em exemplos brasileiros**; 1; 316. USP. (Tese de doutorado).

SEMACE/LABOMAR. 2006. **Mapeamento das Unidades Geoambientais da Zona Costeira do Estado do Ceará. (Zoneamento Ecológico-Econômico do Litoral e Ecossistemas Associado do Estado do Ceará – ZEE, 2006)**. Coordenador Prof. Dr. Luís Parente Maia. Fortaleza – CE.

SHORT, A.D. & HESP, P.A. 1982. *Wave, beach, dune interations in S.E. Australia*. Mar. Geol., 48, 259-284.

SILVA, J. C. & DUTRA, L. V. 2005. **CASA-F: Uma Ferramenta para Obtenção de Pontos de Controle por Casamento de Feições**. Centro Técnico Aeroespacial (CTA) e Instituto de Pesquisa Espacial (INPE).

SOARES JUNIOR, A. V.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. 2008. **Evolução da margem atlântica equatorial do brasil: três fases distensivas**. Geociências (São Paulo), v. 27, p. 427-437.

SOUZA, F. F. R. 2007. **Aspectos neotectônicos e ecologia da paisagem em parte da área dos municípios do NE do estado do Pará (Tucuruí, Baião, Breu Branco, Goianésia, Moju e Tailândia)**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118 f.

SUGUIO, K. 1973. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, Edgard Blücher, Ed. Da Universidades de São Paulo, 317 p.

SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1996. **The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast**. Geonomos, Belo Horizonte, MG, v. 4, p. 45-53.

SUGUIO, K. & SALLUN, A. E. M. 2004. **Geologia do Quaternário e Geologia Ambiental**. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B.. (Org.). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.. 1 ed. São Paulo: Beca, v. 1, p. 461-469.

TEIXEIRA, S. G.. 2007. **Evolução Morfoestrutural do Golfão Maranhense durante o Quaternário**. Tese de doutorado. UFPA

TSOAR, H., 2005. *Sand dunes mobility and stability in relation to climate*. Physica A357, 50–56.

VALERIANO, M. M. 2004. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul**. São José dos Campos, SP: INPE: Coordenação de Ensino, Documentação e Programas Especiais (INPE-10550-RPQ/756). 72p. (Boletim).

VALERINO, M. M. & ABDON, M. M. 2007. **Aplicação de Dados SRTM a Estudos do Pantanal**. RBC. Revista Brasileira de Cartografia, v. 59, p. 63-71.

VALERIANO, M. M.; KUPPLICH, T.M.; STORINO, M.; AMARAL, B.D.; MENDES JR.; JAIME N.; LIMA, D. 2006. **Modeling small watersheds in Brazilian Amazônia with SRTM-90m data**. Computers & Geosciences, v. 32, n. 8, p. 1169-1181.

WANG, X., DONG, Z., ZHANG, J., QU, J., A. ZHAO. 2003. **Grain Size Characteristics of Dune Sands in the central Taklimakan Sand Sea**, *Sedimentary Geology*, 161, 1-14.

YEE, M. ; TATUMI, S. H. ; SUGUIO, K. ; BARRETO, A. M. F. ; MOMOSE, É. F. ; PAIVA, R. P. ; MUNITA, C. S. 2001. **Thermoluminescence (TL) Dating of Inactive Dunes From the Rio Grande do Norte Coast, Brazil**. Boletim técnico da Faculdade de Tecnologia de São Paulo, FATEC-SP, v. 10, p. 48-52.