



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

**FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO**

**DUNAS EÓLICAS COSTEIRAS COMO INDICADORAS DE  
ALTERAÇÕES NO CLIMA DESDE O PLEISTOCENO SUPERIOR - O  
CASO DE DUNAS DOS ESTADOS DO CEARÁ E MARANHÃO, BRASIL**

**ORIENTADOR**  
**Prof. Dr. Luís Parente Maia**

**FORTALEZA**  
**2017**

FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO

DUNAS EÓLICAS COSTEIRAS COMO INDICADORAS DE ALTERAÇÕES NO CLIMA DESDE O PLEISTOCENO SUPERIOR - O CASO DE DUNAS DOS ESTADOS DO CEARÁ E MARANHÃO, BRASIL

**Tese de doutoramento 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 Doutor, outorgado pela Universidade Federal do Ceará.**

Orientador: Prof. Dr. Luís Parente Maia

**FORTALEZA  
2017**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária

---

- G1d GASTÃO, FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA.  
Dunas Eólicas Costeiras Como Indicadoras de Alterações no Clima Desde o Pleistoceno Superior - O  
Caso de Dunas dos Estados dos Ceará e Maranhão, Brasil. / FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA  
GASTAO. – 2017.  
171 f. : il. color.  
Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Fortaleza, 2017.  
Orientação: Prof. Dr. Luis Parente Maia.  
1. Dunas Costeiras. 2. Datação por LOE. 3. Sedimentologia. 4. Pleistoceno Superior. 5. Flutuações no Clima. I. Título.

CDD 551.46

---

# FRANCISCO GLEIDSON DA COSTA GASTÃO

"Dunas Eólicas Costeiras Como Indicadoras de Alterações no Clima Desde o Pleistoceno Superior - O Caso de Dunas dos Estados dos Ceará e Maranhão, Brasil"

Tese submetida à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais do Instituto de Ciências do Mar - LABOMAR - Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de **DOUTOR** em Ciências Marinhas Tropicais, área de concentração em Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos de Estuarinos.

Aprovada em 28 de Março de 2017.

## BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Luís Parente Maia  
Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR  
Universidade Federal do Ceará (Orientador)

---

Prof<sup>a</sup>. Dra. Lidriana de Souza Pinheiro  
Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR  
Universidade Federal do Ceará (Examinadora Interna ao Programa)

---

Prof. Dr. Jáder Onofre de Moraes  
Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR  
Universidade Federal do Ceará (Examinador Interno ao Programa)

---

Dr. Alexandre Medeiros de Carvalho  
Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR  
Universidade Federal do Ceará (Examinador Externo à Instituição)

---

Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco  
Departamento de Geologia - DEGEO  
Universidade Federal do Ceará (Examinador Externo ao Programa)

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

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus que me deu forças o bastante pra cumprir mais uma 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 e Doutores Jáder Onofre, Alexandre Medeiros e Raimundo Mariano, e à professora e doutora Lidriana Pinheiro, por colaborarem com seus conhecimentos na melhora deste trabalho.

Ao Doutor José Reginaldo Lima Verde Leal, "*in memoriam*", pelos conhecimentos compartilhados, pelos momentos de descontração e, acima de tudo, pela grande amizade que ficou bastante marcada.

Aos meus colegas do laboratório de Dinâmica Costeira do Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR/UFC, Bruno Catunda e Raissa Silveira, pelo o apoio, mesmo que de forma indireta.

Aos colegas de trabalho do laboratório de Oceanografia Geológica do Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR/UFC, José Gonzaga, Maria Cidrônea, Mônica Pimenta de Novaes Castelo Branco e Paulo Roberto.

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

Ao Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR), da Universidade Federal do Ceará, ambiente fabuloso de trabalho, onde desenvolvi da esta tese de doutoramento.

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

Todos foram importantes neste novo momento em minha vida.

*"A imaginação é mais importante que o conhecimento."*

Albert Einstein

## RESUMO

A ocorrência de dunas eólicas costeiras deve-se, em grande parte, às variações climáticas ocorridas no Pleistoceno Superior e Holoceno. Em quase toda a zona costeira do Brasil é possível encontrar depósitos sedimentares formados por atividade eólica na zona costeira, porém há uma grande diferença no quantitativo destes depósitos espalhados pelo litoral brasileiro. A maior concentração de campos de dunas, envolvendo tanto dunas móveis como as fixadas por vegetação, está no Nordeste Setentrional com 89% do total. Nesta faixa costeira estão os estados do Ceará e Maranhão, onde estão as áreas do presente estudo. Os dois estados possuem a maior concentração dos campos de dunas do Nordeste Setentrional com 98% do total, estando as demais localizadas nos estados do Piauí e Rio Grande do Norte. O objetivo da presente pesquisa é entender a gênese e evolução dos campos de dunas costeiras do leste do estado do Maranhão e parte das zonas costeiras leste e oeste do estado do Ceará, com base nas idades das dunas obtidas por LOE, nos registros eólicos e suas formas; fazendo uma relação destes pontos com as mudanças ocorridas no clima desde o Pleistoceno Superior. Nas duas áreas foi coletado um total de 135 amostras, sendo 12 utilizadas para datação a partir do método de datação por Luminescência Opticamente Estimulada - LOE, aplicado sobre o protocolo MAR (ou *multiple aliquot regenerative-dose*). Foram também feitas análises sedimentológicas (granulometria e morfoscopia) e análise em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) nos grãos de sedimento. A aplicação das técnicas de geoprocessamento composição colorida e filtro Passa-Alta nas imagens dos sensores Landsat 5 e 8, além da modelagem de terreno dos dados altimétricos do SRTM, serviram para uma melhor compreensão da variação morfológica dos campos de dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático. Pelo menos quatro cenários climáticos foram possíveis de serem identificados a partir dos dados de datação e a compilação de dados paleoclimáticos de outras pesquisas. O primeiro cenário se estende de +/- 140 mil até +/- 110 mil anos A.P, e corresponde as fases erosivas de depósitos eólicos mais antigos (paleodunas) do final do Pleistoceno Médio. O segundo cenário, situado entre +/- 110 a +/- 25 mil anos A.P, é caracterizado por um hiato deposicional (ou erosional), correlativo as freqüentes flutuações no clima e do nível relativo do mar durante o grande e último período glacial. Neste cenário estão situadas as paleodunas sem forma definida com idades de 110, 108, 80 e 40 mil anos A.P. O terceiro cenário estar situado na faixa de tempo que vai de +/- 25 a +/-5 mil anos A.P. É caracterizado por uma fase mais intensa da atividade eólica, quando houve expansão da área coberta por dunas entre +/- 24 e 14 mil anos A.P. Após esta fase, entre +/- 14 e +/- 5 mil anos, onde houve a transição do Pleistoceno Superior para o Holoceno, o clima da região passou por alterações menos freqüentes, devido ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), elevando a temperatura e os índices de umidade e precipitação, causando o crescimento da vegetação, sobretudo arbustiva, e fixação das dunas. O quarto e último cenário (+/- 4 mil anos até o presente) corresponde aos eolianitos, dunas parcialmente fixas e ativas que contribuem com a dinâmica costeira atual.

**PALAVRAS-CHAVE:** Dunas Costeiras, Datação por LOE, Sedimentologia, Pleistoceno Superior, Flutuações no Clima.



## ABSTRACT

The occurrence of coastal Aeolian dunes develops, to a large extent, and climatic variations occurred not Pleistocene and Holocene. In almost all the coastal zone of Brazil it is possible to find sedimentary deposits formed by wind activity in the coastal zone, but there is a great difference in the quantitative of these deposits spread by the Brazilian coast. The largest concentration of dune fields, involving both mobile and vegetated dunes, is in the Northeast of the North with 89% of the total. In this coastal area are the states of Ceará and Maranhão, where are the areas of the present study. The two states have the highest concentration of dune fields in the Northeast of the North with 98% of the total, and the other two are located in the states of Piauí and Rio Grande do Norte. The objective of the present research is to understand the genesis and evolution of the coastal dune fields of eastern Maranhão state and part of the eastern and western coastal zones of the state of Ceará, based on the ages of the dunes obtained by OSL, in the wind records and their Forms; Making a relation of these points with the changes occurred in the climate from the Pleistocene Superior. In the two areas, a total of 135 samples were collected, 12 of which were used for dating from the method of dating by Optically Stimulated Luminescence (OSL), applied by MAR (or multiple aliquot regenerative-dose) protocol. Sedimentological analyzes (granulometry and morphoscopy) and Scanning Electron Microscopy (SEM) analysis were also performed on the sediment grains. The application of the geoprocessing techniques and the High Pass filter in the images of the Landsat 5 and 8 sensors, besides the terrain modeling of the SRTM altimetric data, served to better understand the morphological variation of the vegetated fixed dune fields of the third scenario Climate change. At least four climatic scenarios were possible to be identified from the dating data and the compilation of paleoclimatic data from other surveys. The first scenario extends from +/- 140 thousand to +/- 110 thousand years B.P, and corresponds to the erosive phases of older eolian deposits (paleodunas) of the late Middle Pleistocene. The second scenario, situated between +/- 110 to +/- 25 thousand years BP, is characterized by a depositional (or erosional) gap, correlative to the frequent fluctuations in the climate and the relative sea level during the great and late glacial period. In this scenario paleodunas are defined without form defined with ages of 110, 108, 80 and 40 thousand years B.P. The third scenario is located in the time range from +/- 25 to +/- 5 thousand years B.P. It is characterized by a more intense activity of the wind activity, when there was expansion of the area covered by dunes between +/- 24 and 14 thousand years B.P. After this phase, between +/- 14 and +/- 5 thousand years, where there was a transition from the Upper Pleistocene to the Holocene, the climate of the region underwent less frequent changes due to the displacement of the Intercultural Convergence Zone (ITCZ) Raising the temperature and the humidity and precipitation indexes, causing the vegetation growth, mainly shrub, and fixation of the dunes. The fourth and last scenario (+/- 4 thousand years to the present) corresponds to the eolianitos, partially fixed and active dunes that contribute with the current coastal dynamics.

**KEYWORDS:** Coastal Dunes, Dating by OSL, Sedimentology, Late Pleistocene, Climate Fluctuations.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Quantitativo dos campos de dunas costeiras no litoral brasileiro. ....	7
Figura 2 – Quantitativo dos tipos de dunas costeiras no litoral brasileiro.....	8
Figura 3 – Equipe comandada pelo engenheiro. Bagnold é o terceiro da esquerda para a direita (Bagnold, 1991). Fotografia de Ronald Peel (Underwood, Jr., 1999).....	9
Figura 4 – Estudos de vento usando um manômetro múltiplo em tempestade de areia perto de Gilf Kebir, Líbia em 1938. Fotografia de Ronald Peel (Underwood, Jr., 1999). ....	10
Figura 5 – Esquema de formação de uma duna na zona costeira. ....	20
Figura 6 – Transporte eólico na faixa de praia ou zona de estirâncio e dunas frontais após a linha de preamar no município de Itarema, Ceará. ....	20
Figura 7 – 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). ....	24
Figura 8 – 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 (Fonte: Pye & Tsoar, 1990). ....	25
Figura 9 – Relação entre alterações na energia do vento e a cobertura vegetal. (Modificado de Tsoar, 2005). ....	27
Figura 10 – Mapa de localização das áreas estudadas. ....	32
Figura 11 – Mapa de localização das estações de coleta de dados climáticos e pluviométricos (CPTEC, INMET e ANA). ....	33
Figura 12 – Aspectos climáticos do norte e nordeste do Brasil, com destaque para a área de trabalho. (Fonte: IBGE, 2002). ....	35
Figura 13 – Variação da temperatura média anual no litoral dos estados do Ceará e Maranhão. Fonte de dados: CPTEC/IPNE e INMET).....	35
Figura 14 – Variação da umidade média anual no litoral dos estados do Ceará e Maranhão. (Fonte de dados: CPTEC/IPNE e INMET). ....	36
Figura 15 – Variação precipitação anual no litoral dos estados do Ceará e Maranhão. (Fonte de dados: Agência Nacional das Águas). ....	37
Figura 16 – Regime dos ventos nas zonas costeiras do Ceará e Maranhão. Média diária. ....	38
Figura 17 – Vegetação do tipo pioneira psamófila e m planície de deflação e duna móvel do tipo barcana em Pecém, município de São Gonçalo do Amarante, estado do Ceará. ....	39
Figura 18 – Vegetação à retaguarda da duna no município de Preá, Ceará. ....	40
Figura 19 – Vegetação do tipo arbustiva sobre campo de dunas no estado do Maranhão. ....	41
Figura 20 – Variações de maré para os estados do Ceará, Piauí e Maranhão. (Fonte de dados: DHN, 2016) ....	42
Figura 21 - Mapa Geológico do litoral leste do estado do Maranhão. (Modificado de CPRM, 2000). ....	46
Figura 22 - Mapa Geológico do litoral oeste do estado do Ceará. (Modificado de CPRM, 2000). ....	46

Figura 23 – Localização dos pontos de amostragem de sedimento.....	47
Figura 24 – Coleta de sedimento com uso de trado manual e canos de PVC. ....	49
Figura 25 – Pontos de coleta de amostras para datação por LOE e pontos analisados por outros pesquisadores no estado do Ceará. ....	52
Figura 26 – Método de coleta para datação por LOE.....	52
Figura 27 – Identificação das formas dos campos de dunas fixas em superfície enrugada na imagem LANDSAT 5 TM, composição RGB 543 do ano de 2009, cena 219/062. ....	56
Figura 28 – Aplicação dos filtros Passa-Alta na Banda 2 e 8 do Landsat 8 OLI. Os filtros com as componentes direcionais 45 a 135° foram os utilizados para realce das feições eólicas e de fundo da plataforma continental. Destaque para a região costeira de Aquiraz, Ceará. ....	57
Figura 29 – Esquema de Geração dos MDEs isolados para identificação das formas dos registros eólicos, a partir de dados SRMT do TOPODATA. ....	58
Figura 30 – Transgressões e regressões marinhas durante o período Quaternário Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979). Destaque para a faixa de tempo de ocorrência da modelagem geomorfológica costeira conhecida nos dias de hoje. ....	60
Figura 31 – A - Mudanças na temperatura e evidências de períodos glaciais no início do Pleistoceno Superior até o recente. (modificado de Duff (1995) <i>apud</i> Meireles <i>et al.</i> (2005). B - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie., 1979). ....	63
Figura 32 – Paleoduna no pós-praia e fase acentuada de voçorocamento na localidade de Preá. ....	65
Figura 33 – Paleodunas no nível de base mostrado pela erosão da planície de deflação próximo à praia da Baleia, no município de Itapipoca. (Foto: Reginaldo Lima Verde). .	65
Figura 34 – Paleodunas no nível de base mostrado pela erosão do <i>blowout</i> da duna parabólica na praia do Pecem, município de São Gonçalo do Amarante. ....	66
Figura 35 – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das paleodunas do estado do Ceará.....	67
Figura 36 – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as paleodunas do estado do Ceará.....	67
Figura 37 – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das paleodunas do estado do Ceará.....	68
Figura 38 – Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento das paleodunas do estado do Ceará em análise morfoscópica. ....	69
Figura 39 – Coleta de amostra em paleoduna na estrada entre Tutóia e Pulino Neves, Maranhão. ....	70
Figura 40 – A - Aspectos dos grãos das paleodunas do estado do Maranhão. B - Detalhe nos grãos com oxido de ferro. ....	72
Figura 41 – A - Fases de hiatos de formação e erosão de dunas. E os eventos de <i>Heinrich</i> de acordo com a variação da temperatura no Pleistoceno Superior (ver tabela 4). (modificado de Duff (1995) <i>apud</i> Meireles <i>et al.</i> (2005). B - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979). ....	75

Figura 42 – A - Eventos de <i>Heinrich</i> H2 e as etapas de deposição e erosão de dunas fixas da primeira fase. (Modificado de Duff (1995) <i>apud</i> Meireles <i>et al.</i> (2005). B - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979). .....	77
Figura 43 – A - Intervalo de formação de dunas da segunda fase e os eventos <i>Heinrich</i> H1 e H0. (Modificado de Duff (1995) <i>apud</i> Meireles <i>et al.</i> (2005). B - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979). C - Detalhamento do final da faixa de tempo de formação dos campos de dunas da segunda fase. ....	78
Figura 44 – Dunas da segunda fase do terceiro cenário climático localizadas a NE e SW do rio Munim na zona costeira do estado do Maranhão. ....	80
Figura 45 – A - Evento <i>Younger Dryas</i> e o Máximo Holoceno responsáveis pela modelagem das dunas do da terceira fase do terceiro cenário climático. ....	81
Figura 46 – Dunas da terceira fase do terceiro cenário climático localizadas em planícies fluviais na zona costeira do estado do Maranhão. ....	82
Figura 47 – Aspectos das dunas da primeira fase do terceiro cenário no estado do Ceará. ....	83
Figura 48 – Dunas parabólicas na região costeira entre as praias de Presídio e Prainha, município de Aquiraz, estado do Ceará. ....	84
Figura 49 – Dunas parabólicas na região costeira de Pecem, município de São Gonçalo do Amarante, estado do Ceará. ....	84
Figura 50 – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do terceiro cenário climático do estado do Ceará. ....	85
Figura 51 – Variação da granulção, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas do terceiro cenário do estado do Ceará. ....	86
Figura 52 – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do terceiro cenário do estado do Ceará. ....	86
Figura 53 – A - Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento em análise morfoscópica das dunas da primeira fase do terceiro cenário climático. Duna de Paraipaba. B - Grãos de metais pesados e grãos oxidados de quartzo. ....	87
Figura 54 – A - Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento em análise morfoscópica das dunas da segunda fase do terceiro cenário climático. Duna de Aquiraz. B - Grãos de quartzo agregados à vestígios de vegetação. ....	88
Figura 55 – A - Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento em análise morfoscópica das dunas da terceira fase do terceiro cenário climático. Duna de Pecem São Gonçalo do Amarante. B - Vestígios de matéria orgânica entre os grãos de quartzo. ....	89
Figura 56 – Tipos de dunas fixas do terceiro cenário do estado do Maranhão. A – dunas parabólicas simples. B e C – hemicíclicas e cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias. ....	90
Figura 57 – (A) Imagem de satélite Landsat 5 e macro-dunas parabólicas do terceiro cenário climático de até 2 km de comprimento. (B) braços de macro-dunas parabólicas vistos em corte de estrada. (C) Desenho esquemático da ondulação do relevo em estrada. ....	91
Figura 58 – Corte de estrada em braço de duna parabólica da segunda fase do terceiro cenário climático no estado do Maranhão. ....	92

Figura 59 – Corte de estrada carroçal entre braço de duna parabólica da primeira fase do terceiro cenário climático no estado do Maranhão. Vista para sudoeste e vale do rio Munim. ....	92
Figura 60 – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas do terceiro cenário climático do leste do Maranhão. ....	93
Figura 61 – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do terceiro cenário climático do estado do Maranhão. ....	93
Figura 62 – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do terceiro cenário climático do estado do Maranhão. ....	93
Figura 63 – A - Aspectos dos grãos de dunas da primeira fase do terceiro cenário no estado do Maranhão. B - Detalhe em grão de mineral pesado e raiz incrustada em grãos de quartzo. ....	95
Figura 64 – A - Aspectos dos grãos de dunas da segunda fase do terceiro cenário no estado do Maranhão. B - Detalhe dos vestígios de matéria orgânica. ....	96
Figura 65 – Análise em MEV em grãos de dunas do terceiro cenário climático. A – Marcas em “V” de impacto originados pelo transporte eólico. B – Grão arredondado de quartzo com pequenas marcas de impactos. C – Placas imbricadas e escamadas em grão de quartzo. D – Aglomerado de grãos. ....	97
Figura 66 – Modelo de classificação para as dunas parabólicas de Pye & Tsoar (1990) utilizado para as dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático das áreas estudadas. ....	99
Figura 67 – Áreas com as feições eólicas pretéritas no estado do Ceará. ....	100
Figura 68 – Feições eólicas de dunas fixas vegetadas do tipo parabólicas na região costeira de Aquiraz, Ceará. A - imagem Landsat 5 TM composição RGB 543. B - banda pancromática 8 do Landsat 8 OLI. C - imagem em filtro passa-alta e destaque das feições eólicas. D - traçado das feições eólicas parabólicas. ....	101
Figura 69 – Feições eólicas de dunas fixas vegetadas do tipo parabólicas e mega <i>blowout</i> na região costeira de São Gonçalo do Amarante, Ceará. A - imagem Landsat 5 TM composição RGB 543. B - banda pancromática 8 do Landsat 8 OLI. C - imagem em filtro passa-alta e destaque das feições eólicas. D - traçado das feições eólicas parabólicas. ....	102
Figura 70 – Posição de dunas fixas parabólicas na Ponta do Iguape, Aquiraz - Ceará. ....	102
Figura 71 – Feições eólicas de mega <i>blowout</i> na região costeira de Jijoca de Jericoacoara, Ceará. A - imagem Landsat 5 TM composição RGB 543. B - banda pancromática 8 do Landsat 8 OLI. C - imagem em filtro passa-alta e destaque das feições eólicas. D - traçado das feições eólicas parabólicas. ....	103
Figura 72 – Modelos Digitais de Terreno e perfis para as dunas fixas vegetadas de Aquiraz entre Praia do Batoque e Ponta do Iguape, Ceará. Perfis A'-A", C'-C" e E'-E" - perfis no sentido do vento. Perfis B'-B", D'-D" e F'-F" - perfis transversais aos braços das dunas. Exagero vertical de 20x. ....	105
Figura 73 – Campos de dunas parabólicas entre as praias do Batoque e Iguape no município de Aquiraz, Ceará. Vista para sudeste. (Foto: Reginaldo Lima Verde). ....	106
Figura 74 – Esquema de evolução de dunas grampo para dunas nidiforme e modificação na face de barlavento. ....	106

Figura 75 – Esquema de evolução de dunas grampo para dunas hemicíclicas. ....	107
Figura 76 – <i>Blowout</i> e corredor preferencial de erosão destacando material avermelhado de paleoduna em São Gonçalo do Amarante.....	108
Figura 77 – Parede de <i>blowout</i> na região costeira de Jijoca de Jericoacoara. ....	108
Figura 78 – Modelos Digitais de Terreno e perfis para as dunas fixas vegetadas parabólicas hemicíclicas e feições de mega <i>blowout</i> na região costeira do município de São Gonçalo do Amarante, Ceará. Perfil A'-A" no sentido do vento. Perfil B'-B" transversal as paredes do mega <i>blowout</i> . Exagero vertical de 30x.....	109
Figura 79 – Modelos Digitais de Terreno e perfis para as feições de mega <i>blowout</i> na região costeira do município de Jijoca de Jericoacoara, Ceará. Perfis transversais as paredes dos <i>blowouts</i> . Exagero vertical de 25x.....	110
Figura 80 – Variações morfológicas das feições de dunas eólicas do terceiro cenário climático no leste maranhense.....	112
Figura 81 – Feições eólicas de dunas parabólicas da região costeira do leste do Maranhão. Círculos - dunas do tipo lobular e oblíquas da terceira fase. Quadrados - dunas parabólicas do tipo grampo da segunda fase. ....	113
Figura 82 – Aspectos das dunas parabólicas do tipo grampo da segunda fase do terceiro cenário climático.....	114
Figura 83 – Aspectos das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo hemicíclicas/nidiformes da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Magu, a oeste do rio Parnaíba. ....	115
Figura 84 – Aspectos das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo hemicíclicas/nidiformes e algumas transversais da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Coqueiro, a oeste do rio Parnaíba.....	116
Figura 85 – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo hemicíclicas da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Magu, a oeste do rio Parnaíba. Exagero vertical de 30x.....	117
Figura 86 – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo transversais da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Coqueiro, a oeste do rio Parnaíba. Exagero vertical de 20x. ....	118
Figura 87 – Aspectos das feições eólicas de dunas hemicíclicas e transversais da primeira fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Cocal e lagoa do Caçó. ....	119
Figura 88 – Aspectos das feições eólicas de dunas hemicíclicas e transversais da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Munim. ....	120
Figura 89 – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo transversais da primeira fase do terceiro cenário climático próximas a lagoa do Caço e rio Cocal. Exagero vertical de 30x. ....	121
Figura 90 – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo transversais da primeira fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Munim. Exagero vertical de 20x. ....	122
Figura 91 – Faixa de tempo de modelagem dos depósitos de pulsos eólicos no Holoceno Tardio. (Modificado de Duff (1995) <i>apud</i> Meireles <i>et al.</i> (2005). ....	123
Figura 92 – Eolianitos na região costeira entre Pecem e Taíba no estado do Ceará. ....	125

Figura 93 – Aspectos das dunas do quarto cenário climático no Ceará. Cadeia de barcanóides e dunas complexas na região de Taíba, município de São Gonçalo do Amarante. ....	126
Figura 94 – Aspectos das dunas do quarto cenário climático no Ceará. Duna barcana em primeiro plano e outras ao fundo em Jericoacoara. ....	127
Figura 95 – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do quarto e atual cenário climático do estado do Ceará. ....	128
Figura 96 – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas quarto e atual cenário climático do estado do Ceará. ....	128
Figura 97 – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do quarto e atual cenário climático do estado do Ceará. ....	128
Figura 98 – Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento de dunas quarto e atual cenário climático em análise morfoscóica (duna de Trairi). ....	129
Figura 99 – Minerais pesados entre os grãos de quartzo, Detalhe da figura 58. ....	129
Figura 100 – Aspectos dos grãos de dunas da quinta geração. A - fragmento de carapaça de organismo marinho. B - Grãos de quartzo agregados por precipitação de CaCO <sub>3</sub> . Lençóis de areia em Camocim. ....	131
Figura 101 – Cadeias de barcanóides do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses. ....	132
Figura 102 – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas do quarto cenário climático do leste do Maranhão. ....	132
Figura 103 – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do quarto cenário climático do estado do Maranhão. ....	133
Figura 104 – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do quarto cenário climático do estado do Maranhão. ....	133
Figura 105 – <b>A</b> – Marcas de impactos de diferentes tamanhos em “V” originadas pelo transporte eólico nos Lençóis Maranhenses. <b>B</b> – Superfícies imbricadas em grão de sedimento de dunas dos Pequenos Lençóis. ....	134
Figura 106 – <b>A</b> - Aspectos dos grãos de areia das dunas dos Lençóis Maranhenses. <b>B</b> - Detalhe nos grãos encobertos por oxido de ferro das dunas dos Pequenos Lençóis. ....	135

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Componentes direcionais da filtragem Passa-Alta das imagens multiespectrais Landsat. ....	55
Tabela 2 – Escalas de trabalho para as imagens de satélite.....	59
Tabela 3 – Idades obtidas para os depósitos eólicos do estado do Maranhão datados por LOE. .....	61
Tabela 4 – Descrição dos trechos da figura 41 com relação aos hiatos de deposição e erosão de dunas (paleodunas) formadas no Pleistoceno Superior. ....	76
Tabela 5 – Idade das dunas fixas e parcialmente fixas dos estados do Ceará e Maranhão. ...	124



## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>i</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>vii</b>
<b>SUMÁRIO.....</b>	<b>i</b>
<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO .....</b>	<b>3</b>
1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS .....	3
1.2. DISTRIBUIÇÃO DAS DUNAS COSTEIRAS NO BRASIL .....	5
1.3. AS CONTRIBUIÇÕES DE RALPH ALGER BAGNOLD NOS ESTUDOS DO COMPORTAMENTO FÍSICO NA GÊNESE E EVOLUÇÃO DE DUNAS .....	9
1.4. OS AVANÇOS NOS ESTUDOS SOBRE A GÊNESE E EVOLUÇÃO DE CAMPOS DE DUNAS .....	12
1.5. MODELOS MATEMÁTICOS E COMPUTACIONAIS NOS ESTUDOS DA GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS CAMPOS DE DUNAS COSTEIRAS .....	13
1.6. DESCRIÇÃO DOS CAPÍTULOS .....	13
1.7. JUSTIFICATIVAS DA PESQUISA .....	15
1.8. HIPÓTESE .....	16
1.9. OBJETIVOS.....	16
1.9.1. Objetivo Geral .....	16
1.9.2. Objetivos Específicos .....	16
1.10. TRABALHOS ANTERIORES .....	17
<b>CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>19</b>
2.1. DUNAS EÓLICAS COSTEIRAS.....	19
2.1.1. Processos Iniciais de Formação.....	19
2.1.2. Dunas Eólicas no Nível do Grão de Sedimento .....	21
2.1.3. Forma ou Morfologia e Gerações de Campos de Dunas Eólicas .....	22
2.1.4. Fatores Condicionantes na Formação e Evolução de Campos de Dunas Eólicas ..	25
2.2. SEDIMENTOLOGIA E DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE).....	28
<b>CAPÍTULO 3 – ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>31</b>
3.1. LOCALIZAÇÃO.....	31
3.2. ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	32
3.2.1. Clima .....	33
3.2.2. Temperatura.....	34
3.2.3. Umidade .....	34
3.2.4. Precipitação Anual.....	36
3.2.5. Regime dos Ventos.....	37
3.3. VEGETAÇÃO.....	39
3.4. SÍNTESE DOS ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS.....	41
3.5. SÍNTESE DA GEOLOGIA.....	43
3.6. SÍNTESE DA GEOMORFOLOGIA .....	45
<b>CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>47</b>
4.1. AMOSTRAGEM EM CAMPO .....	47
4.2. ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA.....	48

4.3. ANÁLISE EM MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	50
4.4. DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) .....	50
4.5. SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO .....	54
4.5.1. Identificação dos Tipos e Formas de Dunas Eólicas .....	54
4.5.2. Escalas de Trabalho no Uso das Imagens de Satélite.....	58
<b>CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>60</b>
5.1. PRIMEIRO CENÁRIO CLIMÁTICO E AS DUNAS DO INÍCIO DO PLEISTOCENO SUPERIOR - FINAL DO PENÚLTIMO GLACIAL - DE +/-140 a 110 mil anos A.P .....	61
5.1.1. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Início do Pleistoceno Superior no Estado do Ceará.....	64
5.1.2. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Início do Pleistoceno Superior no Leste do Estado do Maranhão .....	70
5.2. SEGUNDO CENÁRIO CLIMÁTICO E OS HIATOS NÃO DEPOSICIONAIS (EROSIONAIS) NO PLEISTOCENO SUPERIOR - ÚLTIMO GRANDE GLACIAL - DE 110 A 25 MIL ANOS A.P .....	73
5.3. TERCEIRO CENÁRIO CLIMÁTICO E AS DUNAS DA TRANSIÇÃO ENTRE O PLEISTOCENO SUPERIOR E HOLOCENO - FINAL DO ÚLTIMO GRANDE GLACIAL AO ATUAL INTERGLACIAL - DE 25 a 5 MIL ANOS A.P .....	76
5.3.1. Primeira Fase - Dunas do Fim do Último Grande Glacial (+/-25 a 20 mil anos A.P) .....	77
5.3.2. Segunda Fase - Dunas do Fim do Pleistoceno Superior ( $\pm$ 18 a 11 mil anos A.P) .	78
5.3.3. Terceira Fase - Dunas do Início do Holoceno ao Holoceno Médio (+/-10 a 5 mil anos A.P) .....	81
5.3.4. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Terceiro Cenário no Estado do Ceará .....	83
5.3.5. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Terceiro Cenário no Estado do Maranhão .....	90
5.3.6. Variação Morfológica das Dunas do Terceiro Cenário Climático no Litoral do Estado do Ceará.....	98
5.3.7. Variação Morfológica das Dunas do Terceiro Cenário Climático no Litoral do Leste do Estado do Maranhão .....	111
5.4. QUARTO CENÁRIO CLIMÁTICO E OS PULSOS EÓLICOS DO HOLOCENO TARDIO +/- 4 MIL ANOS ATÉ O PRESENTE.....	123
5.4.1. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Quarto Cenário no Estado do Ceará .....	124
5.4.2. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Quarto Cenário no Leste Estado do Maranhão.....	130
<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>137</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>141</b>

## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

### 1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Alterações no clima ocorridas dentro de escalas de tempo de milhares de anos, séculos ou décadas podem exercer mudanças significativas nos ecossistemas do globo terrestre. Alguns dos eventos em torno dos últimos 5.000 anos de alterações no clima do planeta Terra são acompanhados de problemas que dizimaram civilizações antigas. Como o ocorrido com as civilizações agrícolas de Harappa (Índia). Ou ainda com 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).

O conhecimento de variações climáticas e ambientais nos séculos XIX e XX esteve mais concentrado apenas no hemisfério norte, em partes da China, Japão e noroeste da Europa. Já no hemisfério sul os estudos que abordaram o tema foram bastante escassos nos dois séculos, o que se tornou uma preocupação nas tentativas de descrever as mudanças climáticas ocorridas nesta parte do mundo (Gribbin & Lamb, 1978).

As reconstruções paleoclimáticas no hemisfério sul do globo terrestre têm se limitado nos primeiros estudos aos indicadores climáticos naturais (*proxies*) que nos quais são: anéis de crescimento de árvores, sedimentos lacustres laminados, testemunhos de gelo, análise de pólen, entre outros. Mas trabalhos que relatam os padrões de sedimentação do Sistema Quaternário na zona costeira do Brasil têm sido bastante aceitos até a metade do século XX (Dominguez & Bittencourt, 1994).

Paleodados podem fornecer importantes informações sobre a frequência, intensidade e padrões sub-regionais das mudanças ocorridas no passado e que nem sempre podem ser simuladas pelos modelos climáticos. As áreas semi-áridas preservam uma grande quantidade de informações destas variações climáticas, que podem ser assimiladas ou utilizadas para a calibração de modelos. E dentre os objetos de estudo que fornecem excelentes informações a cerca de alterações ambientais e climáticas do passado se destacam os depósitos arenosos originados e trabalhados a partir de atividade eólica.

Estes depósitos podem ser entendidos como acumulações de material arenoso em transporte ou estagnados dentro de uma região que possui ou possuiu no passado condições favoráveis para a sua formação. Yee *et al.* (2001) afirmam que vastos campos de dunas com extensões regionais têm sido considerados como indicadores geomorfológicos e

sedimentológicos de mudanças paleoclimáticas durante o Quaternário. Tais acumulações devem-se, em grande parte, às variações climáticas ocorridas na transição entre o Pleistoceno Superior e início do Holoceno. Fases de intensa transgressão e regressão marinha, oscilações nos regimes dos ventos, bem como diferenciações nos índices de umidade e aridez são fatores que contribuíram para a formação destes depósitos que também podem ajudar a entender os cenários paleoambientais. Porém estas afirmações nem sempre foram utilizadas como destaques em estudos paleoclimáticos e paleoambientais, principalmente em pesquisas que relatam as mudanças ocorridas nos últimos 100 mil anos. Com o avanço da tecnologia e o melhor domínio e relação das técnicas adequadas para a datação de sedimentos depositados no período Quaternário, os trabalhos passaram a ganhar mais importância.

O trabalho de Barreto *et al.*, (1999) caracterizou o campo de dunas inativas do médio rio São Francisco. Este representa um dos mais importantes registros de mudanças paleoambientais e principalmente paleoclimáticas durante o Quaternário no nordeste do Brasil. Segundo os autores trata-se de um testemunho de antigos climas mais secos que o atual, e que interferiram fortemente na evolução da fauna e flora lá viventes. Os autores separaram cinco domínios distintos de geração de dunas eólicas, constituindo um sítio repleto de informações a respeito do passado.

Carneiro Filho *et al.*, (2003) destacaram as dunas fósseis da Amazônia. Atualmente se encontram cobertas por vegetação densa, típica de clima equatorial úmido. Os autores sugeriram que mudanças climáticas relacionadas a um regime mais seco e sazonal, diferente do clima tropical e úmido equatorial que reina atualmente, tenham imperado à época de ocorrência das atividades eólicas, propiciando a formação de campos dunares naquela região.

Tatummi *et al.* (2008) ao datar sedimentos denominados de Pós-Barreiras do norte do Brasil, registraram idades que variaram entre 430.000 ( $\pm 60.000$ ) e 3.400 ( $\pm 400$ ) anos AP (Antes do Presente, tendo como base o ano de 1950 como o presente), análogas a formação ocorrida no Pleistoceno Superior ao Holoceno.

Outros trabalhos trouxeram respostas satisfatórias utilizando dados sedimentológicos. Como as pesquisas de Kocurek & Lancaster (1999). Estes utilizaram a capacidade de transporte de sedimento na alteração da paisagem e ecossistemas. Ferreira *et al.* (2013) fizeram a reconstrução ambiental do Pleistoceno da região costeira do estado de Pernambuco, Brasil, utilizando como indicadores materiais oriundos de margem fluvial. Zhang *et al.* (2014), a partir de dados diferenciados de granulometria sedimentar, fizeram relatos de alterações climáticas cenozóicas na região de Lanzhou, China.

Os referidos estudos mostram o avanço das pesquisas e o conhecimento a cerca da dinâmica e evolução de depósitos sedimentares do período Quaternário. Alguns destes estudos, já feitos no nordeste do Brasil, também caracterizam o progressivo avanço das pesquisas que objetivam fazer uma descrição das condições climáticas e ambientais que reinaram no passado.

A história do Quaternário na Terra se estende pelos dois últimos milhões de anos e é marcada por várias mudanças no clima, acompanhadas de glaciações, intermediadas por períodos interglaciais mais quentes, como o que estamos vivendo nos dias de hoje, e que muitos cientistas persistem em dizer que é culpa exclusiva do homem, ou ainda, que este tem parcela maior na contribuição do aceleração deste aquecimento global. É nesta faixa de tempo em que se destacam as duas épocas mais conhecidas pelo homem. O Pleistoceno, que se estende de aproximadamente 1,8 milhões de anos até +/-11,5 mil anos A.P, caracterizado pela alta frequência entre glaciações e interglaciações. E o Holoceno que se estende desde aproximadamente 11,5 mil anos A.P até o presente.

A ocorrência de registros de depósitos sedimentares de origem eólica mais recente esta associada às flutuações do nível relativo do mar, regidas pelas variações climáticas ocorridas desde o início do Pleistoceno Superior (123 mil anos A.P) até os dias atuais (Martin *et al.*, 1993). Ressaltando o proposto pelos autores, estes eventos de transgressão e regressão marinha influenciaram a configuração geomorfológica que é conhecida hoje, a partir de eventos de deposição e/ou erosão costeira.

## **1.2. DISTRIBUIÇÃO DAS DUNAS COSTEIRAS NO BRASIL**

Em quase toda a zona costeira do Brasil é possível encontrar depósitos sedimentares formados por atividade eólica, porém há uma grande diferença no quantitativo destes depósitos espalhados pelo litoral brasileiro. Considerando a divisão regional em Nordeste Setentrional (estados do Maranhão, Piauí, Ceará e norte do Rio Grande do Norte), Nordeste Meridional (sul do estado do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia), Sudeste (Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo) e Sul (estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) é possível notar esta diferença (Figura 1). A maior concentração de campos de dunas, envolvendo tanto dunas móveis como as fixadas por vegetação, está no Nordeste Setentrional com 89% do total. Já o Sul possui 10%, o Nordeste Meridional tem 1% e o Sudeste menos de 1% dos campos de dunas eólicas costeiras. Se

considerado apenas o Nordeste Setentrional os estados do Ceará e Maranhão, onde estão as áreas do presente estudo, possuem a maior concentração dos campos de dunas com 98% do total e as demais estão localizadas no estado do Piauí e Rio Grande do Norte. De toda a costa brasileira os estados do Ceará e Maranhão possuem a maior representação destes depósitos eólicos, tendo o segundo estado 97,3% do total.

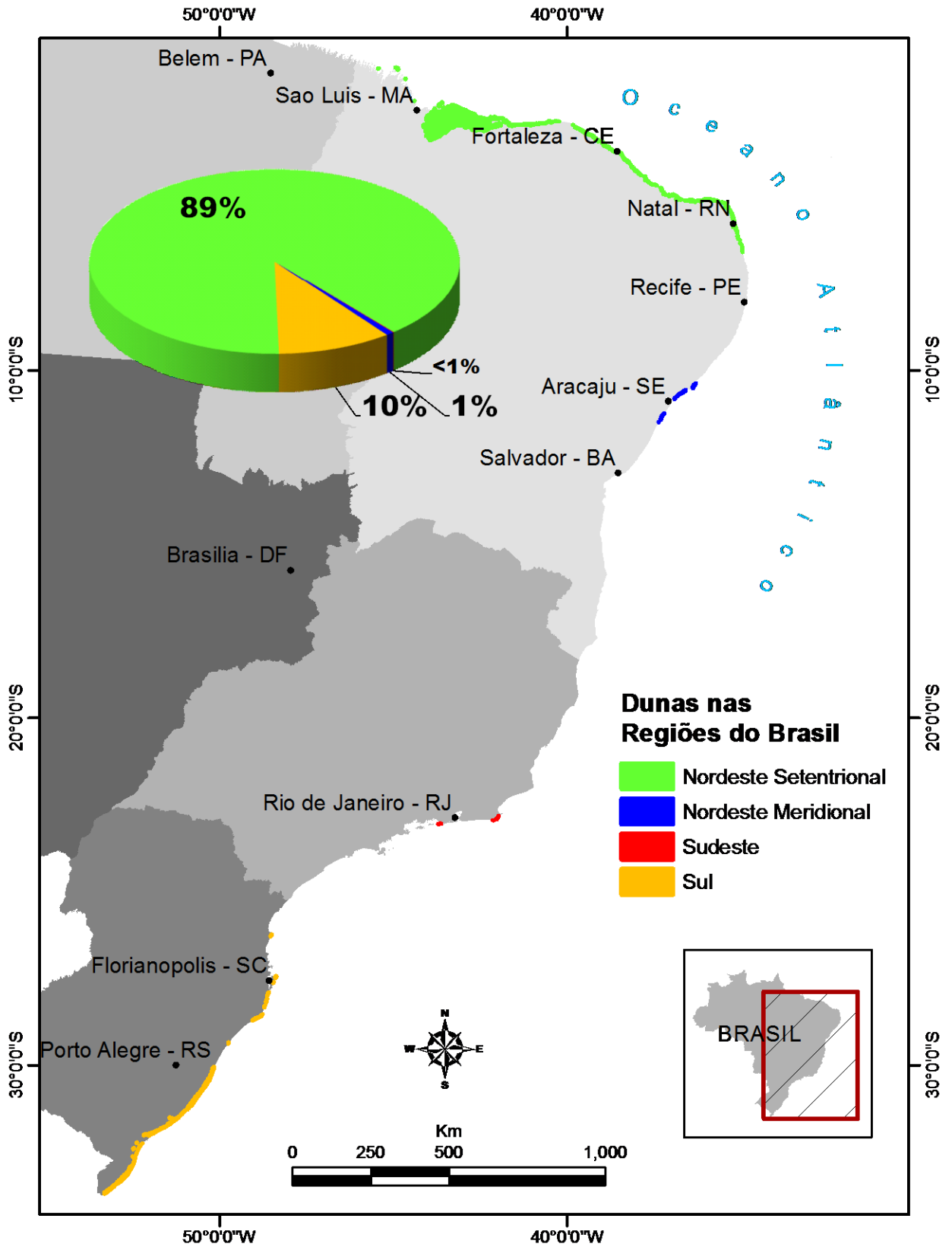
Entre os tipos de dunas móveis e fixas vegetadas, estas últimas representam 78% do total (Figura 2). Este número é uma realidade devido ao fato de que o estado do Maranhão especificamente possui o maior dos campos de dunas fixas vegetadas de todo o Brasil. Este sistema de campos de dunas localizado no litoral leste do estado do Maranhão consta de uma área testemunha de um dos maiores registros eólicos da costa brasileira, ou ainda, da América do Sul (Gonçalves *et al.*, 2003). Estas dunas fixas vegetadas estão localizadas a sul e a leste do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses, se estendendo até as proximidades do rio Parnaíba. Trata-se de uma área que alcança cerca de 150 km desde a linha de costa até o interior do continente. No estado estão inseridos também os corpos dunares móveis de origem recente (Lençóis Maranhenses) caracterizados por uma morfodinâmica diferenciada de outros locais da costa do país, com lagoas temporárias e perenes.

Também como área importante de registros eólicos na zona costeira do Brasil, o litoral do estado do Ceará comporta, em quase toda sua extensão, vastos campos de dunas tendo a maior concentração no litoral oeste, trecho que segue desde o município de Caucaia até Barroquinha fronteira com estado do Piauí. No litoral leste do estado o maior campo de dunas está localizado no município de Aracati. Trata-se de dunas móveis associadas à planície fluvial e flúvio-marinha do Rio Jaguaribe. Os tipos mais comuns no estado do Ceará são as dunas móveis barcanas e cadeias de barcanóides. Há também a presença de dunas fixas vegetadas do tipo parabólica. Estas ocorrem em alguns casos como nos municípios de Aquiraz no litoral leste, e no município de São Gonçalo do Amarante no litoral oeste.

As condições climáticas, ambientais e a posição geográfica na zona costeira brasileira, é que devem favorecer a grande concentração de campos de dunas no litoral do Nordeste Setentrional Brasileiro, em especial nos estados do Ceará e Maranhão.

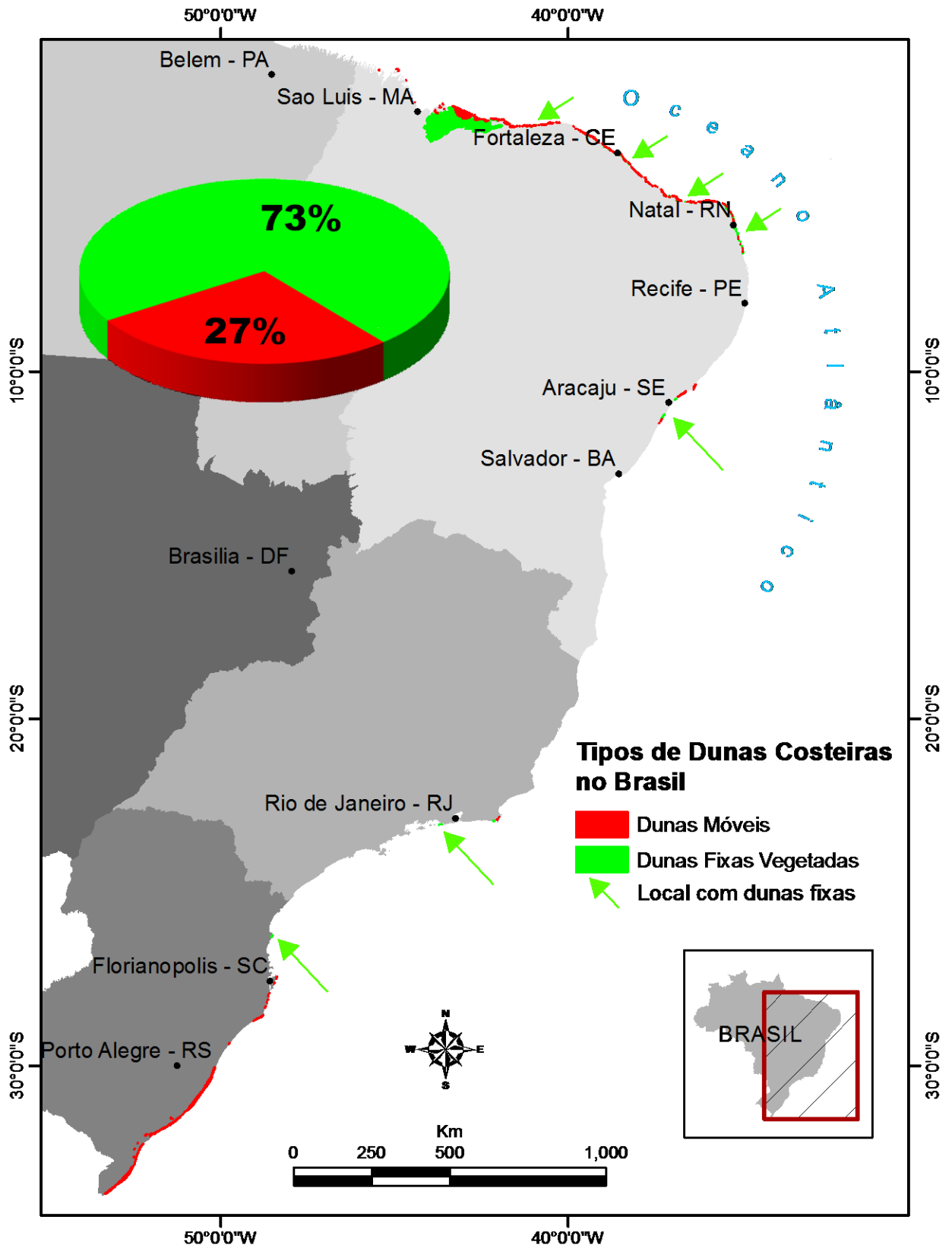
A deposição de sedimento e formação de dunas costeiras cessa por completo na região costeira do estado do Maranhão dividida pelo Golfão Maranhense, onde se encontra a Baía de São José.

Figura 1 – Quantitativo dos campos de dunas costeiras no litoral brasileiro.



Fonte: o autor

Figura 2 – Quantitativo dos tipos de dunas costeiras no litoral brasileiro.



Fonte: o autor



### 1.3. AS CONTRIBUIÇÕES DE RALPH ALGER BAGNOLD NOS ESTUDOS DO COMPORTAMENTO FÍSICO NA GÊNESE E EVOLUÇÃO DE DUNAS

As pesquisas acerca do comportamento genético e evolutivo de campos de dunas eólicas, sobre o ponto de vista dos processos físicos atuantes nestes depósitos, têm seu início no final da década de 20 do século XX, durante o período entre a primeira e a segunda guerra mundial, quando o brigadeiro e primeiro comandante do exército britânico e também engenheiro Ralph Alger Bagnold fez suas primeiras anotações estudando dunas do deserto da Líbia. Durante os anos de 1927, 1929, 1930 e 1932 Bagnold, utilizando-se de veículo pessoal e apoiado por uma equipe montada pelos seus colegas militares, percorreu o deserto do Saara no território da Líbia, dando início as suas primeiras observações (Bagnold, 1991) (Figura 3).

**Figura 3** – Equipe comandada pelo engenheiro. Bagnold é o terceiro da esquerda para a direita (Bagnold, 1991). Fotografia de Ronald Peel (Underwood, Jr., 1999).



O tamanho, a geometria, a assimetria e o espaçamento aparentemente regular entre os campos de dunas do grande deserto chamaram a atenção do pesquisador, e os levaram à curiosidade acerca da origem e evolução destes depósitos sedimentares a partir das ações do vento. O comportamento físico das dunas, com base na relação entre taxas de massa e a força de deslocamento impulsionada pelo vento, foi o carro chefe do avanço para seus estudos iniciados no fim da década de 20 até o início da década de 30 (Figura 4), resultando na

publicação intitulada de *Libyan Sands: Travel in a Dead World*, publicada no ano de 1935 (Bagnold, 1991).

**Figura 4** – Estudos de vento usando um manômetro múltiplo em tempestade de areia perto de Gilf Kebir, Líbia em 1938. Fotografia de Ronald Peel (Underwood, Jr., 1999).



As teorias designadas por Bagnold sobre o transporte de sedimento influenciado pelos fluidos confrontavam com as idéias dos engenheiros hidráulicos de sua época, que defendiam o fluxo de massa, desconsiderando a diferença de densidade entre o fluido e os grãos de sedimento. Para o Bagnold essa disparidade entre as densidades dos meios foi bastante importante para entender a dinâmica de formação dos grandes desertos de areia, logo no início dos seus estudos (Bagnold, 1991).

Após a aposentadoria médica do exército no ano de 1935, Bagnold passou a se dedicar mais ainda aos estudos relacionados ao transporte de sedimento, sempre fundamentados em teorias físicas e matemáticas. Esta dedicação resultou na construção de instrumentos necessários para modelar em laboratório o que via em campo. O cientista construiu túneis de vento onde pode simular o transporte eólico do sedimento. A partir daí foi possível concretizar várias de suas teorias físicas e matemáticas sobre o assunto, o que resultou na publicação do mais famoso trabalho de sua autoria, intitulado de *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, concluído em 1939 e publicado no ano de 1941 (Kenn, 1993). Este, ainda

considerado uma grande obra no assunto, é referência para atuais pesquisas, como o estudo das dunas de Marte realizado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (Underwood, Jr., 1999).

No ano de 1944 Bagnold tem sua aposentadoria definitiva das atividades do exército, evento que lhe rendeu mais tempo para continuar suas pesquisas a cerca do transporte das areias pelo vento e a física do movimento de todos os materiais granulares em qualquer fluido. A partir daí iniciou-se uma série de publicações a cerca do tema apoiadas pelo serviço geológico americano a *United States Geological Survey* (USGS), cujo um dos mais importantes foi publicado em 1966 '*An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics*'. Bagnold também contribuiu no campo da oceanografia, estudando o movimento da areia na faixa de praia (Thorne & Soar, 1996).

A clássica publicação *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes* de 1941 permaneceu como sendo a única referência em estudos geomorfológicos de depósitos de sedimentos transportados e formados pelo vento por muitas décadas. O segundo livro publicado sobre processos eólicos foi lançado cerca de quatro décadas, no ano de 1985, após a publicação do livro de Bagnold (Tsoar, 1994). Um grupo de estudiosos da Dinamarca, EUA e Reino Unido redescobrem no final da década de 1970, devido ao aumento do interesse internacional em estudos eólicos, o trabalho do pioneiro Britânico. As pesquisas a partir daí foram embasadas por equipamentos mais modernos e por conceitos e teorias físicas e matemáticas mais avançadas, além de técnicas estatísticas mais evoluídas (Tsoar, 1994).

Segundo Tsoar (1994) alguns dos trabalhos que tomaram como base os estudos de Bagnold publicados no livro de 1941, pelo menos até a metade da década de 1990 do século XX, foram publicados nos anos de 1987, 1988, 1990 e 1991, pelos autores Ungar e Haff, Anderson e Haff, Werner e Sorensen, respectivamente. Segundo o autor a percepção de Bagnold pelo processo de saltação como uma nuvem constante de areia em movimento, ganhando da pressão do vento, para compensar os impactos da perda de energia, foi o carro chefe para a publicação dos referidos trabalhos das décadas de 80 e a primeira metade da década de 90. O autor ressalta ainda que estimativas empíricas relatadas pelos investigadores acima mencionados indiquem que Bagnold não considerou o impulso do vento ou transferência de energia dos grãos para a camada de impacto. Para Bagnold os grãos transportados em equilíbrio com o vento desenham uma baixa elevação e curto comprimento de salto, o que explica a baixa velocidade de impacto, e que tem como consequência a não ejeção de outros grãos.

Se tratando de classificação e descrição dos tipos de dunas, o trabalho pioneiro de Bagnold, segundo Tsoar (1994), está restrito apenas às dunas do deserto da Líbia. Tsoar (1994) relata que se forem excluídos alguns tipos relacionados à vegetação, as classificações de Bagnold são muito semelhantes às classificações mais modernas, como as citadas em Pye & Tsoar (1990).

#### **1.4. OS AVANÇOS NOS ESTUDOS SOBRE A GÊNESE E EVOLUÇÃO DE CAMPOS DE DUNAS**

A definição dos depósitos de dunas eólicas ao longo das últimas décadas do século XX tem se limitado à complementação da descrição de uma geologia mais recente. O que é visto nos livros e artigos que tratam destes depósitos sedimentares, na maioria das vezes, é uma caracterização que ajudou a compor, de forma bem detalhada por partes dos autores, a estratigrafia que tem no topo material depositado no Quaternário. Tais caracterizações estão fundamentadas em observações que vão desde o nível da granulometria até os níveis da geomorfologia, da localização e posicionamento das dunas na zona costeira.

A interação destes depósitos com outros ecossistemas periféricos também é fator considerado pelos autores. Trabalhos como de Dominguez e Bittencourt realizados entre as décadas de 80 e 90 (Dominguez & Bittencourt, 1994) são exemplos disto. As pesquisas realizadas por estes e outros autores ajudaram a entender, mesmo sem a utilização de técnicas que auxiliam uma melhor descrição da cronologia dos eventos climáticos, a influência dos fenômenos climáticos na formação de depósitos eólicos costeiros.

O avanço nos estudos das dunas eólicas impulsionou uma relação mais estreita entre estes depósitos e as mudanças climáticas e as flutuações do nível relativo do mar ainda nas décadas de 80 e 90 do século XX e no começo dos anos 2000. Alguns autores fizeram a divisão em gerações de dunas, das mais antigas para as mais novas, com base em observações de campo e dados sedimentológicos. Este avanço foi impulsionado devido o aperfeiçoamento das técnicas utilizadas para a datação dos sedimentos. Os métodos de datação recente, antes mais utilizados nas pesquisas da área da arqueologia, deram espaço às áreas da geologia e sedimentologia. Os estudos de fato estão situados dentro da faixa do tempo geológico compreendida no final do Pleistoceno Superior, ou seja, desde aproximadamente 123 mil anos antes do presente (AP) até os dias atuais (Poupeau *et al.* 1984, 1988; Barreto & Suguio, 1993; Barreto, 1996; Barreto *et al.* 1999; Maia *et al.* 1999). Estes estudos utilizando dunas eólicas

como indicadores de mudanças climáticas vêm contribuindo bastante com a comunidade científica, sobretudo na área de paleoclimatologia, devido ao bom resultado adquirido para identificar a transição entre as épocas do Pleistoceno e Holoceno do período Quaternário.

### **1.5. MODELOS MATEMÁTICOS E COMPUTACIONAIS NOS ESTUDOS DA GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS CAMPOS DE DUNAS COSTEIRAS**

O estudo de Maia (1998) serviu de subsidio para os trabalhos de Jimenez *et al.*, (1999) e Levin *et al.*, (2007-A). Estes avaliaram quantitativamente a dinâmica de campos de dunas costeiras como função das condições climáticas locais, já que a dinâmica do nível de água nestes depósitos sedimentares está ligada ao regime de chuvas.

A partir de um projeto financiado pela Fundação Volkswagen foram desenvolvidos diversos outros modelos onde foi estudada a gênese de campos de dunas costeiras através do modelo DUNE, desenvolvido por Sauermann *et al.*, (2001) e Kroy *et al.*, (2002), e posteriormente aprimorado por Schwämmle e Herrmann (2004). O modelo DUNE foi desenvolvido para calcular o transporte de grãos por saltação e para a formação de dunas de areia. Depois passou a levar em consideração também o crescimento da vegetação (Durán e Herrmann, 2006; Herrmann *et al.*, 2008). Estes últimos ao acrescentarem dados de crescimento da vegetação sobre as dunas conseguiram elaborar um modelo de evolução de dunas barcanas para parabólicas.

Luna (2010) realizou simulações da evolução dos campos de dunas sob a influência do crescimento de vegetação e da exposição do nível freático da água. O autor destacou a evolução geomorfológica das dunas móveis dos Lençóis Maranhenses, como consequência da interação da ação do vento sobre as dunas, regida pela sazonalidade das lagoas interdunas.

A utilização destes modelos permitiu o avanço do conhecimento sobre este sistema climático e ambiental no nordeste do Brasil, mais especificamente na região dos Lençóis Maranhenses, considerado como ponto de transição entre os climas semi-árido e úmido equatorial.

### **1.6. DESCRIÇÃO DOS CAPÍTULOS**

A presente tese é dividida em cinco capítulos que têm como foco arquitetar a temática abordada sobre a hipótese central.

O capítulo introdutório aborda algumas considerações a cerca dos trabalhos pioneiros relacionados ao assunto da tese, e mostra de forma bastante breve uma seqüência do progresso e avanço dos estudos relacionados aos depósitos eólicos costeiras como indicadores de alterações no clima durante o Quaternário. No capítulo um também é mostrada a situação, em termos quantitativos, das dunas eólicas costeiras no Brasil. Sua distribuição ao longo da costa brasileira e a ocorrência dos tipos móveis e fixas vegetadas. Fecham o capítulo inicial, as justificativas e motivações para o estudo, a hipótese central, os objetivos da pesquisa e os trabalhos anteriores realizados nas áreas do presente estudo.

O capítulo dois faz uma abordagem sobre as definições e fundamentações teóricas que auxiliam no entendimento do escopo principal da pesquisa. São mostrados os processos iniciais de formação dos campos de dunas eólicas costeiras e sua relação com o clima e as possíveis alterações climáticas e ambientais. Também são relacionadas algumas pesquisas que tratam das variações e tipos morfológicos dos depósitos eólicos. Os indicadores de evolução costeira são explanados no segundo capítulo a partir da exposição de algumas pesquisas que utilizaram diferentes objetos de estudo, além de dunas eólicas, e também diferentes escalas de observação. Encerra o segundo capítulo a exposição de alguns trabalhos que tiveram como metodologia principal a aplicação da sedimentologia e a datação por Termoluminescência Opticamente Estimulada - LOE.

O capítulo três faz uma descrição da área e mostra sua localização geográfica. Além de abordar sobre os aspectos fisiográficos como clima, vegetação, e as sínteses oceanográfica, geológica e geomorfológica. Tais tópicos ajudaram a entender alguns aspectos importantes da temática da tese.

O capítulo quatro mostra a metodologia utilizada para o desenvolvimento da tese. Uma descrição das técnicas e a importância das mesmas para o tema são os pontos mostrados nesta quarta parte.

O capítulo cinco é destinado a exposição dos resultados e discussões da tese. Neste capítulo as idades obtidas por LOE, os dados da sedimentologia e os dados de sensoriamento remoto, além dos dados de datação e resultados de outros autores que trabalharam nas áreas da pesquisa, ajudaram a compor a descrição da gênese e evolução dos campos de dunas conforme as flutuações climáticas e do nível relativo do mar ocorridas durante o Pleistoceno Superior.

No capítulo cinco são mostrados os cenários de evolução desde o Pleistoceno Superior (entre mais ou menos 140 mil anos até o presente). O seccionamento da evolução dos depósitos de sedimento de origem eólica em quatro cenários (de 140 a 110 mil anos AP, 110 a

25 mil anos A.P, 25 a 5 mil anos A.P, e 4 mil anos até o presente) é produto dos dados de datação e relações morfológicas. As dunas do final do Pleistoceno Superior e início do Holoceno foram divididas em três grupos, conforme a situação climática envolvida nos processos de gênese e evolução.

## 1.7. JUSTIFICATIVAS DA PESQUISA

O estudo das dunas de areia dos estados do Ceará e Maranhão, sob o ponto de vista de seus processos de formação e evolução ligados as mudanças climáticas pretéritas, torna-se importante não só pelo fato da existência de algumas lacunas na bibliografia científica referente ao assunto na região, mas também porque estes depósitos sedimentares estão sob as formas fixas e ativas no mesmo espaço, com variações geomorfológicas dividindo o mesmo ecossistema. Estas características dão a esta região o título de um dos maiores sítios de registros geológicos do passado na zona costeira do Brasil.

Um detalhamento a cerca dos processos eólicos correspondentes às idades datadas por LOE também não é parte dos assuntos abordados em pesquisas anteriores. A maioria das pesquisas divide a ocorrência de dunas em gerações, sem fazer menção aos eventos climáticos acontecidos entre os marcos que separam os grandes pulsos eólicos responsáveis pela gênese dos campos de dunas. E a presente tese tem a proposta de mostrar estes eventos, fazendo com que a história de evolução dos campos de dunas eólicas costeiras se torne cada vez mais completa. É bem verdade que muitas pesquisas ainda precisam ser feitas para alcançar um modelo mais definitivo.

O que também motivou a presente pesquisa foi o fato de que os dois estados do nordeste brasileiro abordados neste trabalho, mesmo estando inseridos no mesmo regime climático regional, possuem características climáticas diferenciadas. De um lado o setor leste do estado do Maranhão que limita com o clima equatorial úmido do norte do país. Do outro o estado do Ceará com um clima mais seco voltado para o semi-árido.

Outra peculiaridade da região é a área ocupada por sedimento eólico que a mesma comporta. Seguindo de leste para oeste, do estado do Ceará para o Maranhão, esta área aumenta consideravelmente cerca de 70%, diminuindo e quase que cessando o acúmulo no litoral leste do estado do Maranhão, na área onde começa uma região costeira marcada por diversas ilhas estuarinas.

A contribuição ao conhecimento acerca dos processos de formação e evolução destes depósitos eólicos da zona costeira é de grande valia. Como estes processos estão aliados às mudanças climáticas, que podem ocorrer em diferentes escalas do tempo, acabam por implicar em diferentes características e modelos geomorfológicos deste ecossistema, tanto no passado como no presente.

## **1.8. HIPÓTESE**

Esta pesquisa trabalhou sob a hipótese de que os registros eólicos dos campos de dunas costeiras, suas diferentes formas e gerações situadas no mesmo ecossistema, podem indicar alterações climáticas e ambientais ocorridas desde o Pleistoceno Superior.

## **1.9. OBJETIVOS**

### **1.9.1. Objetivo Geral**

O objetivo da presente pesquisa é entender a gênese e evolução dos campos de dunas costeiras do leste do estado do Maranhão e parte das zonas costeiras leste e oeste do estado do Ceará, com base nas idades das dunas obtidas por LOE, nos registros eólicos e suas formas; fazendo uma relação destes pontos com as mudanças ocorridas no clima desde o Pleistoceno Superior.

### **1.9.2. Objetivos Específicos**

A partir dos dados de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) fazer a relação cronológica das gerações de dunas zonas costeiras dos estados do Ceará e Maranhão e propor os cenários climáticos, conforme a evolução dos depósitos eólicos desde o Pleistoceno Superior (<140 mil anos A.P) até o presente.

A partir das análises sedimentológicas e da aplicação da Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) fazer a caracterização sedimentológica das dunas eólicas costeiras para destacar possíveis distinções no nível do grão de sedimento existentes nas dunas dos dois estados.



E identificar e diferenciar a variação geomorfológica de dunas do Pleistoceno Superior e Holoceno a partir dos dados de sensoriamento remoto.

### 1.10. TRABALHOS ANTERIORES

Os trabalhos que citaram ou utilizaram dunas eólicas costeiras como indicadoras de alterações geológicas recentes podem ser divididos em dois momentos. O primeiro quando a descrição e caracterização dos depósitos eólicos foram baseadas apenas em observações de campo e análises sedimentológicas. E o segundo a um momento em que a aplicação dos métodos de datação passou a compor parte da metodologia, e ajudou a descrever os processos genéticos e evolutivos dos campos de dunas.

O primeiro trabalho a distinguir os depósitos eólicos mais antigos e mais novos em gerações foi o realizado por Braga *et al.* (1981). Estes autores dividiram em dois tipos de depósitos os campos de dunas com base nas características genéticas, morfológicas e faciológicas; as dunas recentes ou móveis (Qd) e as paleodunas (Qpd).

Maia (1998) veio com a proposta de divisão dos depósitos eólicos em quatro gerações conforme as características genéticas e deposicionais dos campos de dunas. Da mais antiga para a mais nova, segundo o autor, estão as paleodunas; dunas fixas vegetadas, constituídas pelas dunas parabólicas; os eolianitos; e por último as dunas ativas móveis. Já Claudino-Sales (2002) mostra uma quinta geração caracterizada por dunas móveis que ainda são influenciadas por materiais da faixa de praia.

O trabalho de Maia *et al.* (1999) foi um dos primeiros a utilizar métodos de datação para descrever a relação entre depósitos eólicos mais recentes e os mais antigos de origem marinha, e os da Formação Barreiras. Os autores indicaram a existência de atividade eólica na região, pelo menos desde  $2.300 \pm 200$  anos A.P.

Castro (2001) datou eolianitos da região e encontrou idades de  $1320 \pm 50$  a  $1780 \pm 60$  A.P. E com estes dados fez referências às idades de formação das dunas móveis transversais situadas entre Macau, Rio Grande do Norte e Jijoca de Jericoacoara, Ceará.

Tsoar *et al.* (2009) munidos de dados de datação de dunas eólicas do estado do Ceará, entre os municípios de Aquiraz e Paraipaba, fizeram uma comparação cronológica mais completa, envolvendo indícios de alterações climáticas, ocorridas desde o início do Pleistoceno Superior.

Os trabalhos de Pinheiro (2009) e Leal (2014) dataram dunas localizadas em áreas urbanas, mais precisamente no município de Fortaleza, e constataram idades de 40 mil anos A.P para paleodunas do Pleistoceno e 2,7 a 1,1 mil anos A.P para dunas parcialmente fixas que estão sobrepostas às paleodunas.

Na região costeira do estado do Maranhão um dos primeiros trabalhos a utilizar o método TL (Termoluminescência) foi o de Santos & Silva (2009) que constatou a presença de depósitos eólicos de dunas fixas de origem holocênica e pleistocênica (23,8 12 mil anos A.P). O trabalho de Almeida Filho *et al.* (2009) registrou a presença de paleodunas (30 a 83 mil anos A.P) e dunas do final do Pleistoceno (16,3 a 21,8 mil anos A.P) nas proximidades da lagoa do Caçó. Na mesma região o trabalho de Guedes (2012) fez uma abordagem mais completa registrando idades de quase toda a faixa de tempo do Pleistoceno Superior e Holoceno.

## **CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

### **2.1. DUNAS EÓLICAS COSTEIRAS**

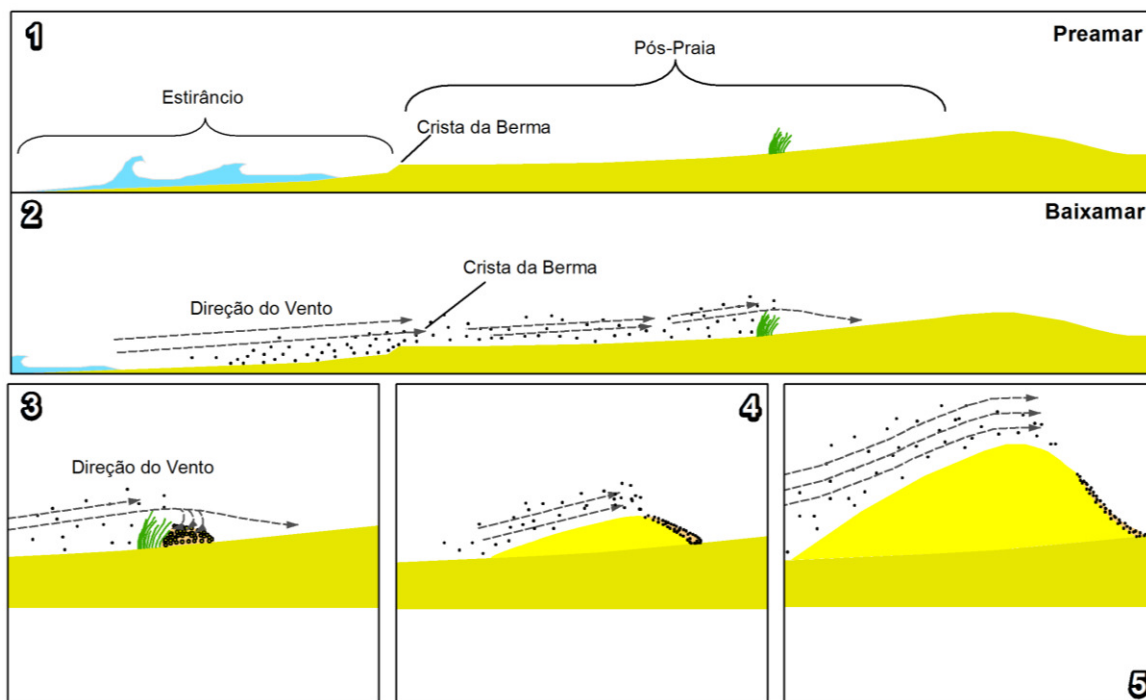
Dunas eólicas são consideradas como uma crista ou morro de areia empilhada pelo vento, e podem variar de comprimento de menos de um metro até dezenas de quilômetros, e alturas oscilando de dezenas de centímetros até mais de 150 metros, dependendo do ambiente em que são formadas (Pye & Tsoar, 1990). Segundo Hesp *et al.* (1989); Hesp (2002) e Hesp & Martinez (2008). Estas formas de relevo podem ser encontradas em vários lugares do mundo, desde os ambientes úmidos europeus aos semi-áridos do Brasil, e principalmente nas zonas áridas como no Norte da África onde existem os grandes desertos de areia como o do Saara. De todas as dunas espalhadas pelo globo terrestre mais de 99% estão localizadas nos desertos e menos de 1% nas regiões úmidas e em diversas regiões costeiras.

#### **2.1.1. Processos Iniciais de Formação**

Para que dunas costeiras possam tomar forma é preciso que haja um conjunto de ações características da zona litorânea. De acordo com Suguio (1973) a ação das ondas propicia o transporte de areia para as zonas de estirâncio e pós-praia, onde ela fica seca e se torna suscetível a ação eólica. Esta dinâmica, em linhas gerais, envolve a retirada de areia pelo vento das praias para o continente, onde em função de alguns obstáculos, como por exemplo, uma vegetação arbustiva, elas acabam se acumulando dando origem as dunas (Figuras 5 e 6).

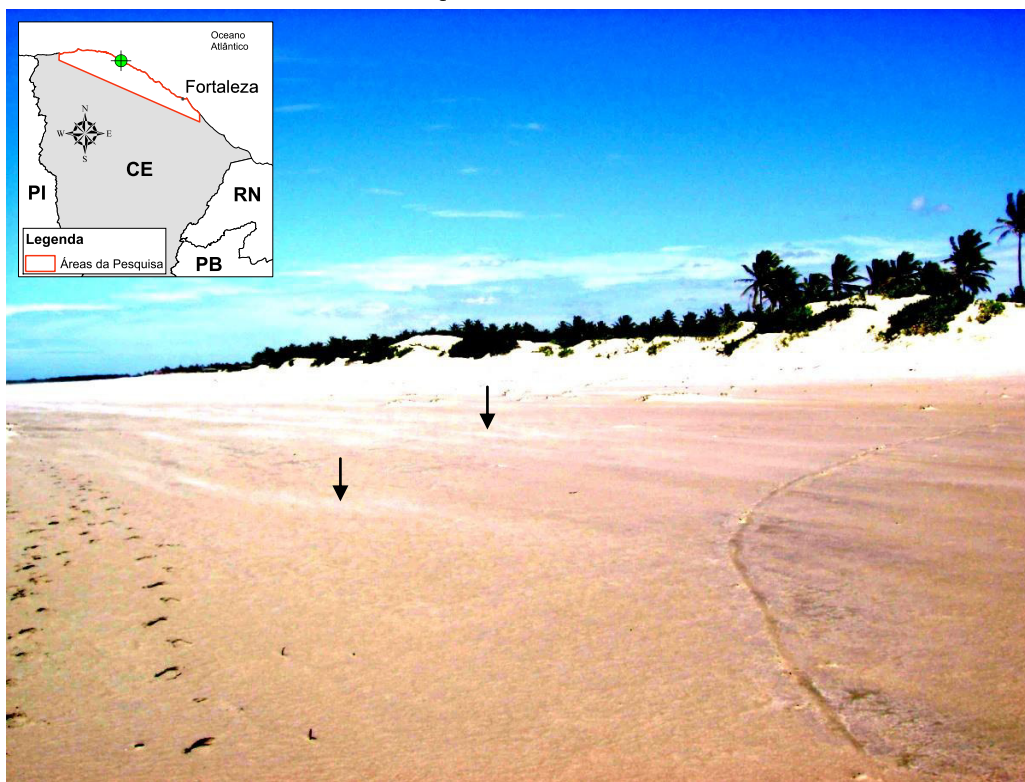
Segundo Maia (1998) estes depósitos passam por constantes ações eólicas nos seus sedimentos e conseqüentemente modificações durante toda sua evolução. Estas formas de relevo são modeladas desde a linha de costa até os limites mais interiores do continente. O processo de evolução começa na faixa de praia e se estende de dezenas a centenas de quilômetros de sua origem, quando passam por processo de estabilização, na maioria das vezes por ações de mudanças no clima e implicações no meio ambiente. Em casos extremos de alteração por processos pedogenéticos, o material é dissipado e confundido muitas vezes com o solo de cor esbranquiçada e a fração granulométrica se torna mais fina.

**Figura 5** – Esquema de formação de uma duna na zona costeira.



Fonte: o autor

**Figura 6** – Transporte eólico na faixa de praia ou zona de estirâncio e dunas frontais após a linha de preamar no município de Itarema, Ceará.



Fonte: o autor.

### 2.1.2. Dunas Eólicas no Nível do Grão de Sedimento

A compreensão do comportamento genético e evolutivo destes depósitos sedimentares de origem eólica se inicia quando os caracterizamos em nível de escala de detalhe, ou seja, entendendo as características granulométricas dos grãos de areia que os compõem. Segundo Pye & Tsoar (1990) o deslocamento dos grãos na superfície do terreno não é influenciado somente pelas características individuais dos mesmos, mas também pela a propriedade da massa sedimentar ou conjunto dos grãos de sedimento. Compreender a distribuição do tamanho dos grãos, a orientação entre eles, o arranjo do conjunto, a porosidade e coesão, é de suma importância para uma boa interpretação paleoambiental a cerca da origem e evolução destes depósitos. Os autores ressaltam que durante o transporte os grãos são classificados de acordo com o tamanho, forma e densidade, e que podem sofrer alterações em sua forma devido ao impacto na superfície de arrasto. Segundo os autores, as dunas eólicas mantêm registrados os processos de sua formação e evolução no conjunto da massa sedimentar.

A gênese e evolução das dunas costeiras estão diretamente ligadas aos registros deixados nos grãos de sedimento e também na morfologia dos campos de dunas, e os agentes modeladores da zona litorânea são os responsáveis por estas ações de registro. Dentre estes agentes, que nos quais são as ondas, correntes e marés, o principal formador e modificador dos depósitos de dunas é o vento. Segundo Pye & Tsoar (1990) o ar é considerado como um fluido que possui uma densidade 800 vezes menor e uma viscosidade de duas ordens de magnitude inferior a da água. Enquanto esta tem a capacidade de transportar grãos de sedimento maiores, o ar é capaz de mover grãos com tamanhos variando de 0,063 a 2,00mm. Este intervalo representa, segundo a escala de classificação granulométrica de Udden–Wentworth (Wentworth, 1922 *em* Suguio, 1973), as classes de areia, fração dos grãos de sedimento a qual são formadas as dunas eólicas.

Bezerra & Maia (2012) estudando os tabuleiros pré-litorâneos do estado do Ceará chegaram a uma curva padrão para os sedimentos que compõem as dunas fixas vegetadas e paleodunas. O resultado apresentado pelos autores mostra que o intervalo das frações granulométricas encontrados para aquele estado varia de 0,063 a 0,710 mm da escala de Wentworth, valores dentro do proposto por Pye & Tsoar (1990). Se considerada a escala granulométrica de Krumbein (1936), que utiliza valores em *phi* ( $\phi$ ) baseados em cálculos logarítmicos, a caracterização feita por Bezerra & Maia (2012) coloca as dunas do estado do Ceará em um intervalo que vai de areia grossa (0,500 a 0,707 mm) a areia muito fina (0,063 a 0,088 mm), ficando de fora apenas a classificação granulométrica areia muito grossa, que tem

intervalo de tamanho variando de 1 a 2 mm. Esses valores refletem de certa forma que a maioria das dunas fixas e paleodunas do estado do Ceará não passaram por alterações pedogenéticas significativas, uma vez que estas alterações podem ser responsáveis pela diminuição do tamanho do grão nas fases maduras da duna.

Outros pontos importantes a serem considerados para a melhor identificação dos processos genéticos e evolutivos são os graus de arredondamento e esfericidade e a seletividade dos grãos de sedimento. Dunas de areia, por serem transportadas pelo vento, apresentam ótimos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos, e a ação eólica é a principal responsável pelo transporte seletivo do sedimento, segundo MacCarthy (1935) em Pye & Tsoar (1990).

A composição mineralógica dos sedimentos de dunas eólicas esta ligada à resistência dos grãos. Dunas eólicas costeiras, e principalmente as do nordeste do Brasil, possuem, em sua maioria, grãos de quartzo, que na escala de resistência e dureza mineralógica de Mohs está na posição de número 7, em uma variação que vai de 1 a 10. Outros minerais também podem estar presentes, como os pesados e alguns carbonatos, mas isso dependerá muito de qual estágio evolutivo a duna se encontra.

### **2.1.3. Forma ou Morfologia e Gerações de Campos de Dunas Eólicas**

A forma dos campos de dunas é um parâmetro também importante na descrição dos processos genéticos e evolutivos. A direção e intensidade com que o vento sopra os sedimentos e as condições climáticas são fatores fundamentais para a modelagem da forma do campo de dunas (Pye e Tsoar, 1990; Kroy *et al.*, 2002; Schwämmle e Herrmann, 2004) . Outro fator também de peso a ser considerado é volume de areia disponível para a formação da duna ou campo de dunas.

A formação dos tipos morfológicos depende do estágio evolutivo em que a duna se encontra. Portanto, a classificação pode ser feita dividindo-a em grupos principais de geração, que são determinados a partir da sua posição geocronológica ou estratigráfica.

Pelo menos quatro a cinco gerações de dunas foram identificadas e caracterizadas na zona costeira do estado do Ceará (Maia, 1998; Claudino-Sales, 2002; Carvalho, 2003). De uma maneira geral, foram descritas, das mais antigas para as mais novas, como as dunas de primeira geração, paleodunas. Do terceiro cenário climático, dunas parabólicas, oriundas de processos intensos de atividade eólica do passado (Pye & Tsoar, 1990). De terceira geração,

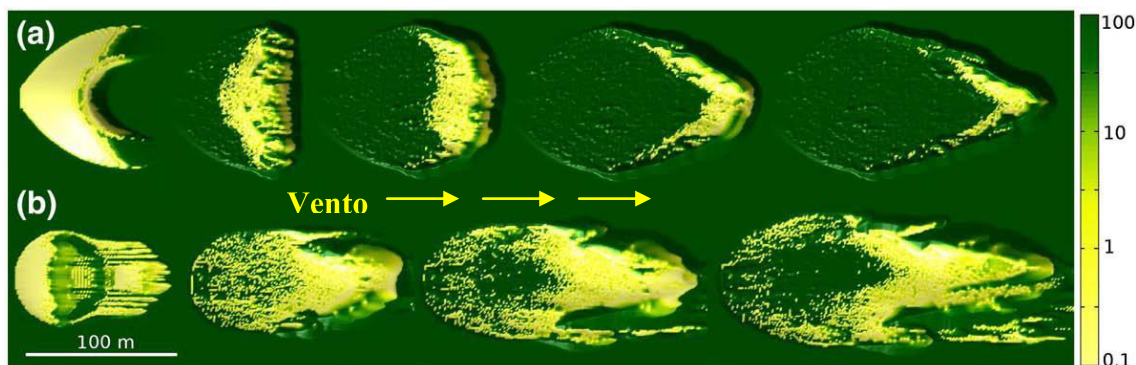
eolianitos, que consistem um tipo distinto de dunas fixadas, e que apresentam características bastante peculiares como a preservação de estruturas sedimentares. É a quarta e última geração, dunas móveis ou ativas. Cladino-Sales (2002) divide ainda as dunas de quarta geração em duas últimas gerações, de acordo com os processos de formação e manutenção do depósito. A autora propõe que dunas mais próximas à faixa de praia, e que têm como fonte de manutenção a dinâmica praias, são classificadas como mais novas de quinta geração.

A primeira geração, segundo Short & Hesp (1982), são dunas sem forma definida com grãos de sedimento de cor avermelhada, em função da oxidação de minerais que contém  $Fe^{2+}$ . Estas dunas são encontradas na maioria das vezes sobre os depósitos não eólicos e mais antigos da Formação Barreiras. Como não apresentam mais a forma clássica de cômoro ou colina são difíceis de serem identificadas em planta ou imagens de satélite. A melhor maneira de identificá-las é na observação de campo. As paleodunas podem ser confundidas com os depósitos mais antigos da Formação Barreiras, desta forma a análise granulométrica é fundamental para uma caracterização mais precisa.

A segunda geração são aquelas que apresentam formas definidas e que já se encontram inativas devido à presença de vegetação, na maioria das vezes arbustiva. 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, com altura média inferior a 10 metros, embora possam atingir até 30 metros SEMACE (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*.

As dunas fixas vegetadas mais comuns no litoral nordestino são as dunas parabólicas, fato atrelado às condições específicas da atividade eólica desta região. 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 sejam formadas é necessária a estabilização parcial de seus braços pela vegetação ou umidade, fazendo com que a parte central migre mais rápido que os extremos (Maia, 1998). A figura 7 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 7** – 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 encontradas no nordeste do Brasil, são formadas a partir da existência de um regime unidirecional de vento bem definido, da 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 8 mostra os vários tipos de dunas parabólicas formadas segundo os autores.

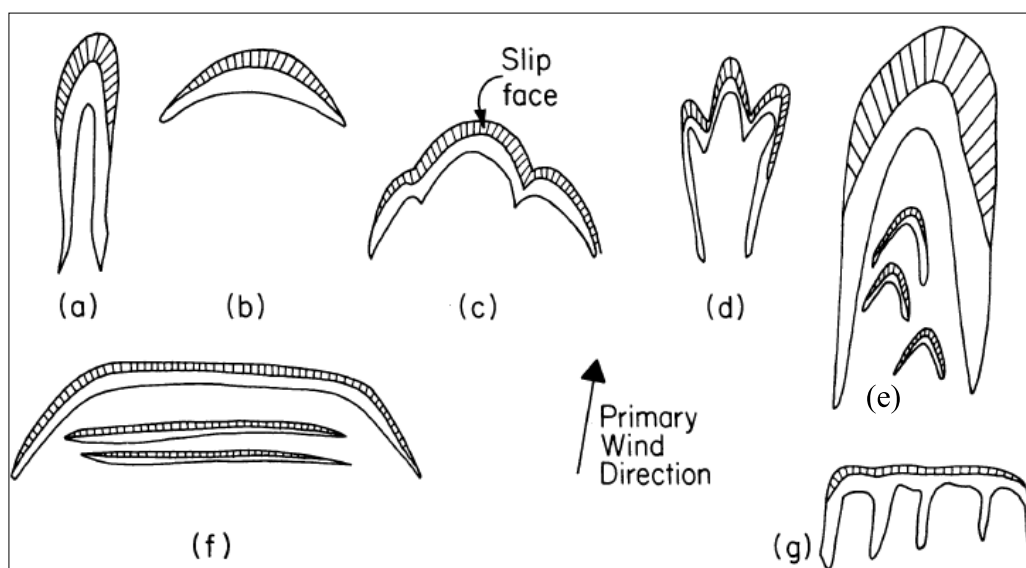
Outros grupos de dunas fixas vegetadas que se encontram no estado do Maranhão são as cadeias parabólicas e as transversais de baixa altura (Gonçalves *et al.*, 2003). Ambas, segundo os autores, são produtos dos processos de alterações climáticas ocorridos no Quaternário em dunas parabólicas e barcanas ou cadeia de barcanóides mais novas.

A terceira e mais nova geração de dunas é formada pelas formas que se encontram em processo de migração e variam de tamanho desde pequenas frontais que se encontram mais próximas da praia, e que possuem algumas dezenas de metros quadrados até grandes campos de cadeias de barcanóides com extensões de centenas a milhares de metros quadrados.

Os tipos de dunas móveis mais comuns na região do nordeste brasileiro são as barcanas. Gonçalves *et al.* (2003) identificaram várias feições eólicas dentro dos campos de dunas dos Lençóis Maranhenses no estado do Maranhão, 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.



**Figura 8** – Variações morfológicas de dunas parabólicas: (a) grampo; (b) lobular; (c) hemicilíca; (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 (Fonte: Pye & Tsoar, 1990).



#### 2.1.4. Fatores Condicionantes na Formação e Evolução de Campos de Dunas Eólicas

A formação e evolução dos campos de dunas eólicas costeiras são processos que dependem de vários fatores ligados a condicionantes geológicos, geomorfológicos, hidrodinâmicos ou oceanográficos, e climáticos (Pye & Tsoar, 1990; Lancaster, 1995; Maia, 1998; Jimenez et al., 1999; Tsoar, 2005; Giannini, 2007; Levin et al., 2007-A). A geologia, geomorfologia, a hidrodinâmica na plataforma interna e o clima são condicionantes que dão suporte às fases iniciais de formação da duna ou campos de dunas. Os sedimentos que são transportados pelos rios nas bacias hidrográficas, em sua maioria composta por minerais de quartzo, produtos do intemperismo, geralmente, em rochas Pré-Cambrianas, vão em direção à zona costeira e passam a compor o grupo de sedimentos que estão em constante fase de retrabalhamento pela deriva litorânea regida pelos processos hidrodinâmicos. Ao depositarem na faixa de praia, os sedimentos ficam a disposição da energia eólica atuante na costa. Porém o progresso da fase de gênese e conseqüentemente evolução dependem da geometria costeira, descrita pelo seu relevo (se há presença ou não de obstáculos geomorfológicos) e direção da linha de costa (Carvalho, 2003; Carvalho & Claudino-Sales, 2016).

A maioria dos mares de areia ou campos de dunas ativas ocorre em áreas que possuem índices pluviométricos abaixo de 250 mm por ano. Mas dunas podem ocorrer em qualquer

regime climático onde a areia é exposta e o vento é forte o suficiente para arrastá-la (Pye & Tsoar, 1990). Segundo estes autores uma combinação de ocorrência das dunas em certas latitudes do globo, com índices de pluviosidade e umidade bem definidos, bem como as características dos sedimentos e a orientação costeira em relação à direção preferencial do vento, é fator preponderante para formação de campos de dunas eólicas.

Algumas regiões costeiras possuem índices pluviométricos que podem superar 1000 mm por ano, como é o caso da zona litorânea da região Nordeste do Brasil. Em contra partida esta região possui as maiores intensidades de atividade eólica. Estas características dão a este lugar um regime especial para a formação destes depósitos sedimentares. Os vários tipos de dunas que lá existem caracterizam bem as alterações climáticas e ambientais ocorridas desde o Pleistoceno Superior.

A mobilidade e estabilidade dos campos de dunas eólicas, que interferem na sua formação e evolução, estão relacionadas com as condições climáticas da região em que elas se encontram; fato esse evidenciado em Tsoar (2005). O autor afirma que os índices de mobilidade e fixação das dunas, que estão relacionados com o vento e as taxas de precipitação e evapotranspiração, não funcionam em vários campos de dunas existentes em todo o mundo. O autor faz uma relação entre os índices de energia eólica e a porcentagem da cobertura vegetal, levando em consideração os tipos de vegetação, estudando campos de dunas de Israel e Europa. O potencial de deriva do vento ou *Drift Potential* (DP), estimado pelo autor como o melhor índice de energia eólica, é que demarca os limites entre estabilidade e mobilidade. Quando a energia eólica fica abaixo de 1000 DP a vegetação começa a cobrir a duna, tendo o ápice da cobertura vegetal quando a energia for inferior a 200 DP. Para os casos inversos, em que as DP's estão acima de 1000, não haverá uma extinção total da vegetação, pois alguns tipos como macrófitas, arbustos ou árvores formam um tampão eficaz entre o vento e areia. Já o limite máximo de DP para que haja o extermínio da vegetação não é um valor tão claro a ser definido (Figura 9).

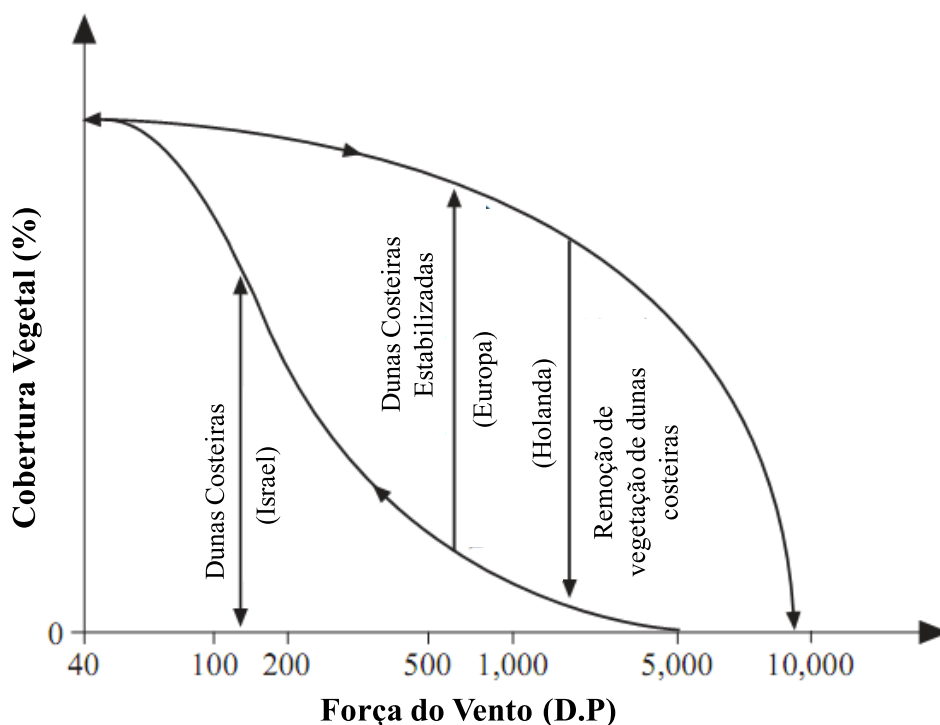
Tsoar & Arens (2003) afirmam que a importância do vento na formação das dunas está relacionada com as condições climáticas, quando considerado os critérios de mobilidade, pois tanto a velocidade do vento quanto os índices de umidade e aridez (relacionado com a estação seca e chuvosa) influenciam na migração e estabilização destas formas de relevos.

Tsoar (2001) mostrou valores de DP para vários campos de dunas em regiões diferentes do mundo, como nos Estados Unidos, Sul da África, Holanda e Israel. Seus resultados revelaram que os índices de precipitação não exercem papel tão importante sobre a estabilização ou mobilidade, mas sim o vento que é o maior responsável pela erosão ou

estabilidade do depósito, que conseqüentemente dita a existência ou não da cobertura vegetal sobre ele.

Porém existem situações em que dunas ativas e fixadas por vegetação coexistem no mesmo ambiente e sob as mesmas condições climáticas, no que diz respeito a energia eólica e a precipitação. A este fenômeno dar-se o nome de biestabilidade (*bistability*), termo proposto por Yizhaq *et al.* (2007). Segundo os autores o mecanismo que possibilita esta biestabilidade ainda não foi bem explicado. Tal fenômeno é característico em campos de dunas do nordeste do Brasil, como em campos de dunas dos estados do Maranhão e Ceará. Tsoar *et al.* (2009) estudando dunas do Ceará mostraram que a coexistência dos dois tipos pode ser conseqüência da sazonalidade bem definida na região, com duas estações bem definidas durante o ano, uma chuvosa no primeiro semestre e outra seca no segundo, devido as mudanças de posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Os valores de DP's para este estado, principalmente no litoral oeste, ultrapassam o limite para que haja o transporte de areia durante 58% do ano, segundo os autores. Estes ressaltam ainda que os valores coincidem com a estação seca.

**Figura 9** – Relação entre alterações na energia do vento e a cobertura vegetal. (Modificado de Tsoar, 2005).



Já os condicionantes de subida e descida do nível relativo do mar são eventos que estão descritos dentro de escalas de tempo mais largas, desde milhares a dezenas ou centenas de milhares de anos, e são condicionados pelas mudanças mais lentas e bruscas no clima. Pye & Tsoar (1990) e Sawakuchi (2003) descrevem um modelo de variação do nível relativo do mar como influenciador na formação dos campos de dunas, de acordo com quatro condições. A primeira um nível relativo em queda, o segundo baixo, o terceiro em ascensão e o quarto alto. Todas estas quatro condições têm como consequência em comum a variação da linha de costa e a disponibilidade ou indisponibilidade suficiente de sedimento para formação das dunas.

Em síntese o modelo fica desta forma:

**PRIMEIRA CONDIÇÃO - REGRESSÃO:** nível relativo do mar em declínio devido à queda da temperatura. Conseqüente diminuição da deposição de sedimento na faixa de praia. Fixação das dunas formadas por sedimentos depositados na praia nas fases de descida do nível do mar, e conseqüente erosão eólica.

**SEGUNDA CONDIÇÃO - MÁXIMA REGRESSÃO:** nível relativo do mar totalmente baixo, e queda total da temperatura. Disponibilidade de uma plataforma continental mais larga. Leve deposição de sedimento na faixa de praia e começo de formação de dunas.

**TERCEIRA CONDIÇÃO - TRANSGRESSÃO:** nível do mar em ascensão e subida progressiva da temperatura. Plataforma continental exposta e fases mais intensas de deposição de sedimento. Fases de ápice de formação de dunas.

**QUARTA CONDIÇÃO - MÁXIMA TRANSGRESSÃO:** nível do mar totalmente alto e temperatura no seu ponto mais alto. Plataforma coberta e faixa de praia mais estreita. Cessa a deposição de sedimento. Erosão marinha atuante nos depósitos formados na fase anterior.

## **2.2. SEDIMENTOLOGIA E DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE).**

Descrever a história da Terra de forma cronológica, se baseando nos eventos geológicos ou climáticos, seja datando as rochas do Pré-Cambriano ou os depósitos sedimentares mais recentes do Cenozóico, não é uma tarefa fácil. Para isso é preciso saber qual método de datação é mais ideal para determinado material.

Uma das rochas mais antigas conhecidas pertencem ao complexo gnáissico de Acasta, que fica no noroeste do Canadá, datadas de 3,96 Ga (3.960 bilhões de anos) (Bowring *et al.*, 1989). O método utilizado para a datação e determinação da idade destas rochas foi a análise de decaimento de elementos radioativos U e Pb encontrados no mineral zircão. Este método é o mais utilizado e uma excelente ferramenta geocronológica para que se tenha acesso à remota história da crosta terrestre. Além do U/Pb, constituem outros métodos para a datação de rochas mais antigas as análises de outros isótopos como Sm e Nd, que aceitam valores para meia-vida de 106 bilhões de anos; Rb e Sr (48.8 bilhões de anos); Th e Pb (14 bilhões de anos) e K e Ar (1.25 bilhões de anos) (DRMRJ, 2010).

Outro método de datação, mas que engloba matéria orgânica ao invés de rochas como fonte de isótopos radioativos, é a determinação da idade a partir do  $^{14}\text{C}$  (Carbono-14). Demonstrado inicialmente por Libby em 1947, o método é eficaz para datar com precisão os últimos 50.000 anos da Terra. Se baseia nas pequenas quantidades de  $^{14}\text{C}$  radioativos que fazem parte da estrutura dos animais e plantas, e após a morte destes organismos não é mais adquirido, destas forma progressivamente são desintegrado para  $^{14}\text{N}$  (Carneiro *et al.*, 2005).

A análise em  $^{14}\text{C}$  também se torna uma ferramenta ideal para datação em alguns minerais. Alguns autores analisando fragmentos de carvão enterrado sob o solo (Pessenda *et al.*, 2004), usando  $^{14}\text{C}$ , indicaram que na região de Barreirinhas no estado do Maranhão, entre 14 e 9 mil anos A.P, a vegetação arbórea predominou provavelmente devido à presença de um clima úmido.

Já a sedimentologia é uma ferramenta bastante importante nos estudos que abordam interpretações sobre eventos químicos, biológicos e geológicos ocorridos no meio ambiente. Ela estuda, em detalhe, a natureza dos sedimentos, revelando fenômenos pretéritos do intemperismo, erosão e transporte de material que teve sua origem a partir de mecanismos físicos, químicos ou orgânicos (Suguio, 1973).

O detalhamento das alterações no grão de sedimento sejam elas físicas, químicas ou biológicas, aplicando várias técnicas de laboratório, é uma prática bastante utilizada em vários trabalhos que tem como abordagens principais os estudos paleoclimáticos e paleoambientais (Siqueira *et al.* 2003; Shanahan, T. M. *et al.*, 2012; Poliakova & Behling, 2015; Dou Y *et al.*, 2016).

Depósitos sedimentares que têm sua origem no período Quaternário, mais precisamente no Pleistoceno Superior e início do Holoceno, são objetos de vários levantamentos a cerca de mudanças no clima e no meio ambiente do passado. Estes depósitos têm ajudado a montar o mapa de transição entre estas duas épocas da era Cenozóica. Por se

tratar de um material recente, considerando o tempo geológico, fica mais fácil dominar os métodos de tratamento e obter resultados bastante interessantes que dão ótimos subsídios para as conclusões da pesquisa.

O método de LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) é o mais indicado pelos pesquisadores para determinar a idade de vários materiais que se formaram ou se modificaram no período Quaternário. É altamente recomendado para a datação de sedimentos eólicos depositados durante o Pleistoceno e Holoceno (Barreto *et al.*, 1999; Carneiro Filho *et al.*, 2003; Tsoar *et al.*, 2009).

O método tem como vantagem trabalhar com uma das propriedades físicas dos minerais, a luminescência dos sólidos cristalinos, principalmente quartzo e feldspato. O método tem ótima abrangência temporal que vai de 100 anos AP (Antes do Presente, tendo como base o ano de 1950 como o presente) até 1Ma (1 milhão de anos) (Silva e Correa, 2009).

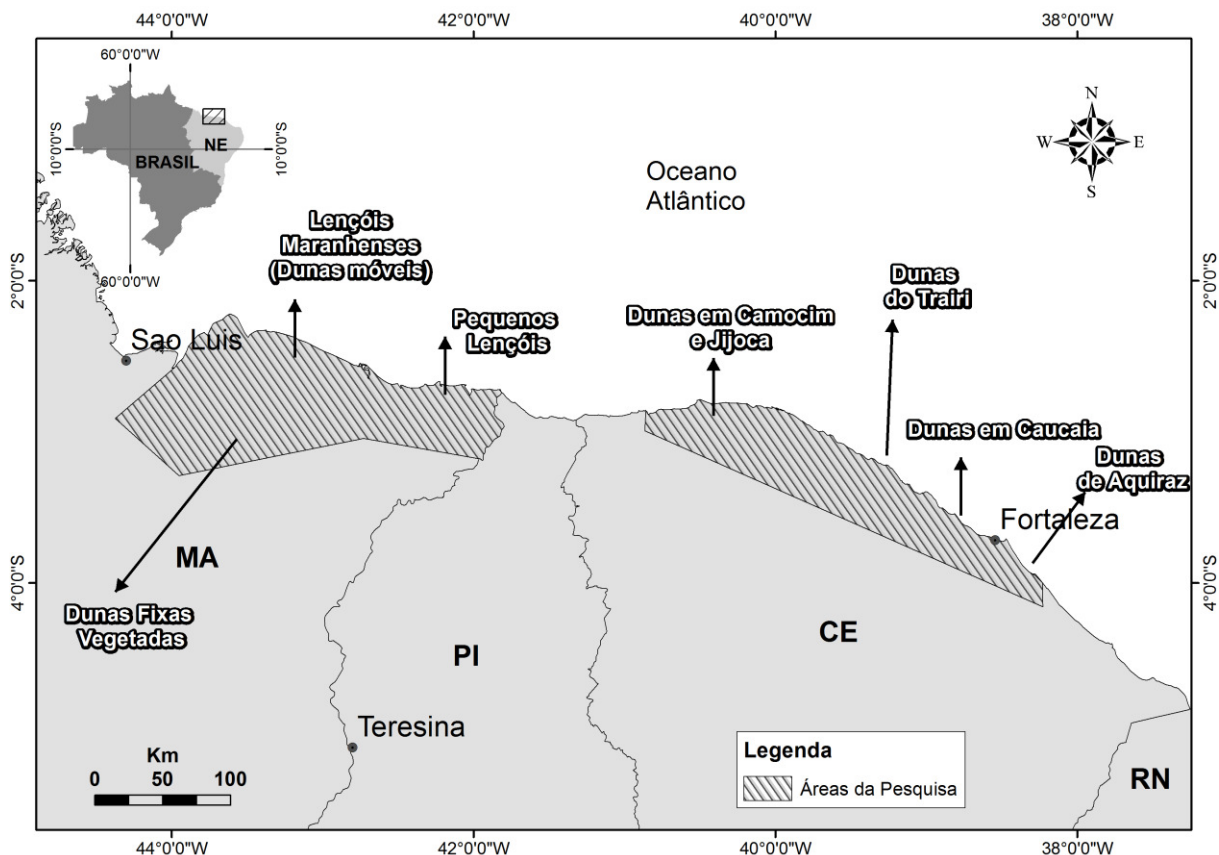
## CAPÍTULO 3 – ÁREA DE ESTUDO

### 3.1. LOCALIZAÇÃO

A área estudada está localizada no Nordeste (NE) do Brasil, boa parte na porção leste do estado do Maranhão que tem em seu limite oeste um domínio de Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia (CMMA) (Souza Filho, 2005), um ambiente caracterizado por diversas ilhas estuarinas. A outra parte da área fica no litoral do estado do Ceará, uma costa dominada por mesomárés, e que tem como característica uma zona costeira com faixas de praias bem extensas e dissipativas e a maior concentração de campos de dunas deste estado. A área correspondente ao estado do Maranhão abrange as dunas móveis dos Lençóis Maranhenses e Pequeno Lençóis, além das dunas fixas vegetadas situadas a noroeste das dunas móveis (Figura 10). Já a área correspondente ao estado do Ceará é representada por dunas móveis e fixas situadas em Jijoca de Jericoacoara e Camocim, do extremo oeste do estado, e dunas, também móveis e fixas dos municípios de Trairi e Caucaia do setor oeste. Ainda como parte da área, o município de Aquiraz no setor leste com dunas dos tipos móveis e fixas vegetadas (Figura 10). Outros campos de dunas descritos aqui, e que contribuem para um bom entendimento da temática da pesquisa, são relatados em estudos realizados por outros autores.

Para o acesso às áreas dos campos de dunas foram escolhidas estradas que facilitaram a chegada aos pontos de interesse, conforme os tipos de dunas encontrados no pré-mapeamento (vistas em imagens de satélite Landsat 5 sensor TM, bandas 453 e 432).

O acesso às áreas dos campos de dunas foi feito por estradas que facilitaram a checagem dos pontos de interesse, conforme os tipos de dunas encontrados no pré-mapeamento (vistas em imagens de satélite Landsat 5 sensor TM, bandas 453 e 432). As estradas utilizadas foram as estaduais MA-345, MA-225, MA-025, MA-110 e MA-402, no estado do Maranhão, e as CE-085 e CE-040 no estado do Ceará.

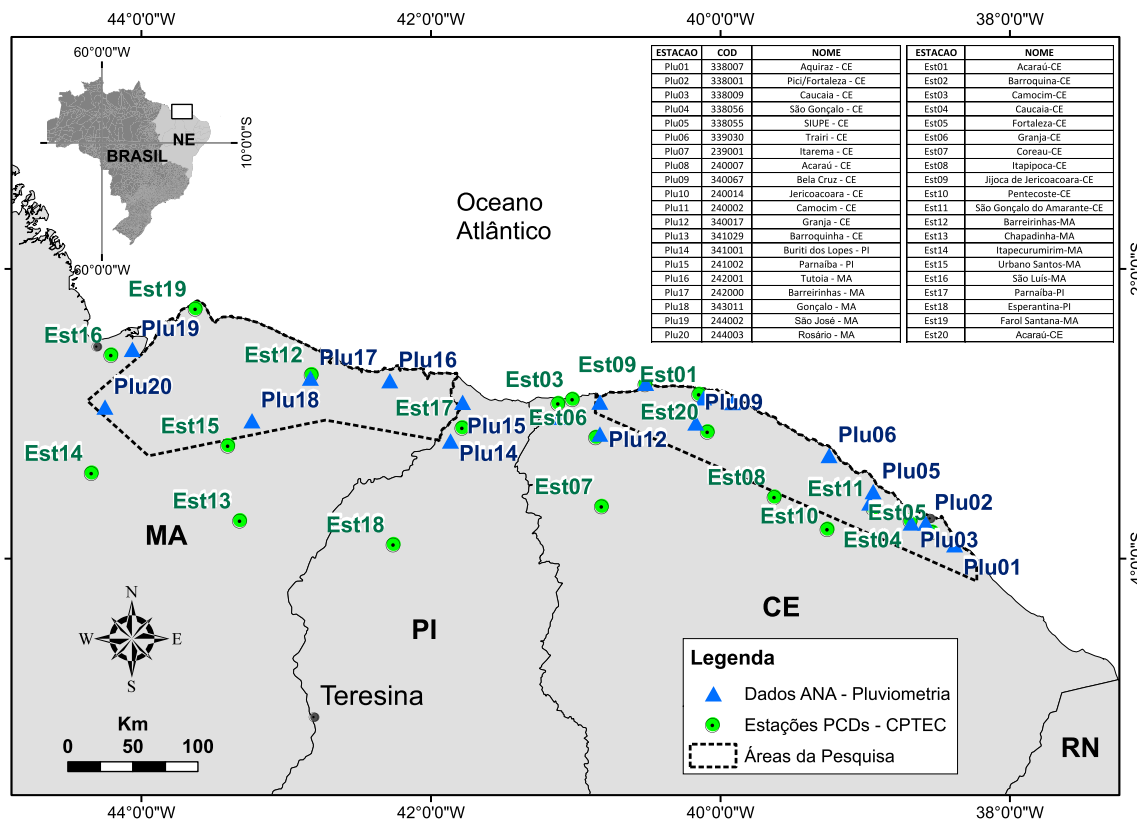
**Figura 10** – Mapa de localização das áreas estudadas.

Fonte: o autor.

### 3.2. ASPECTOS CLIMÁTICOS

Esta seção mostra os aspectos climáticos dos dois estados, com intuito de mostrar algumas diferenças quanto ao clima característico, à temperatura, aos índices pluviométricos, a umidade e ao comportamento dos ventos. Os mapas apresentados são produtos das séries temporais de dados climáticos dispostos nos sites do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE (2016) e do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (2016), salvo o mapa climático, que foi adquirido no sítio eletrônico do IBGE, e o mapa da distribuição pluviométrica, que foi feito com dados dispostos no site da Agência Nacional de Águas - ANA (2016). Foram utilizados dados dos últimos 10 anos, do intervalo de 2006 a 2015. Quarenta estações foram escolhidas, dentro e o mais próximo possível das áreas trabalhadas nos dois estados (Figura 11), a fim de fazer uma melhor representação da distribuição dos dados climáticos na zona costeira. Algumas estações estão fora das áreas, mas serviram para complementar a distribuição dos dados de cada parâmetro climático.



**Figura 11** – Mapa de localização das estações de coleta de dados climáticos e pluviométricos (CPTEC, INMET e ANA).

Fonte: o autor.

### 3.2.1. Clima

O regime climático dos estados do Ceará e Maranhão, assim como de outras regiões do Brasil, é controlado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Esta corresponde a uma grande região onde confluem os ventos alísios de nordeste e sudeste. É caracterizada por uma intensa nebulosidade e baixa pressão atmosférica. Normalmente a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte, no atlântico, para posição mais ao sul durante o verão austral (SEINFRA, 2003).

O movimento para o norte da ZCIT e a intensificação dos ventos de sudeste que se iniciam em maio apresentam fortes efeitos no oceano, como as variações no padrão da circulação oceânica, variações do nível do mar e o aumento da velocidade das correntes costeiras (Philander y Pacanowski, 1986a; Servain y Legler, 1986; Molinari y Johns, 1994, *in* Maia, 1998). Além deste ciclo sazonal, o clima da região apresenta uma série de modificações interanuais geralmente associadas ao fenômeno El Niño, como a variação de maior magnitude

do ano de 1983, quando sofreu uma forte intensificação nos ventos zonais em função do fenômeno (Philander y Pacanowski, 1986b; Carlton y Shulka, 1991, *in* Maia, 1998).

O fenômeno El Nino é caracterizado pelo aparecimento de águas quentes onde estas normalmente são frias (como ocorre na costa oeste da América do Sul). Estas águas quentes aparecem devido ao aprofundamento da termoclina no lado leste da bacia do Pacífico, onde esta normalmente intersecta a superfície. Por outro lado, destaca-se ainda o fenômeno “La Niña”, caracterizado pelo esfriamento das águas na faixa equatorial do Oceano Pacífico, produzindo índices mais significativos de chuvas entre os meses de novembro e janeiro, nas áreas mais setentrionais do nordeste (centro sul dos estados da Bahia, Maranhão e Piauí) do que na região mais sem-árida (Maia, 1998).

Constata-se que a presença de fatores como a altitude, que chega até 1.100m, e a proximidade do mar, são criadas as condições climáticas mais favoráveis, com temperatura amena e regime pluviométrico mais regular. Assim, as condições climáticas observadas no litoral são de clima quente e úmido (IPECE, 2004/2005).

O estado do Maranhão, diferente do Ceará, situa-se numa zona de transição entre os climas semi-áridos do interior do Nordeste para os úmidos equatoriais da Amazônia (Figura 12). Dados do IBGE (2002) 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 semi-árido com menos meses de chuva, e que predomina em todo estado do Ceará, para semi-úmido com mais meses chuvosos.

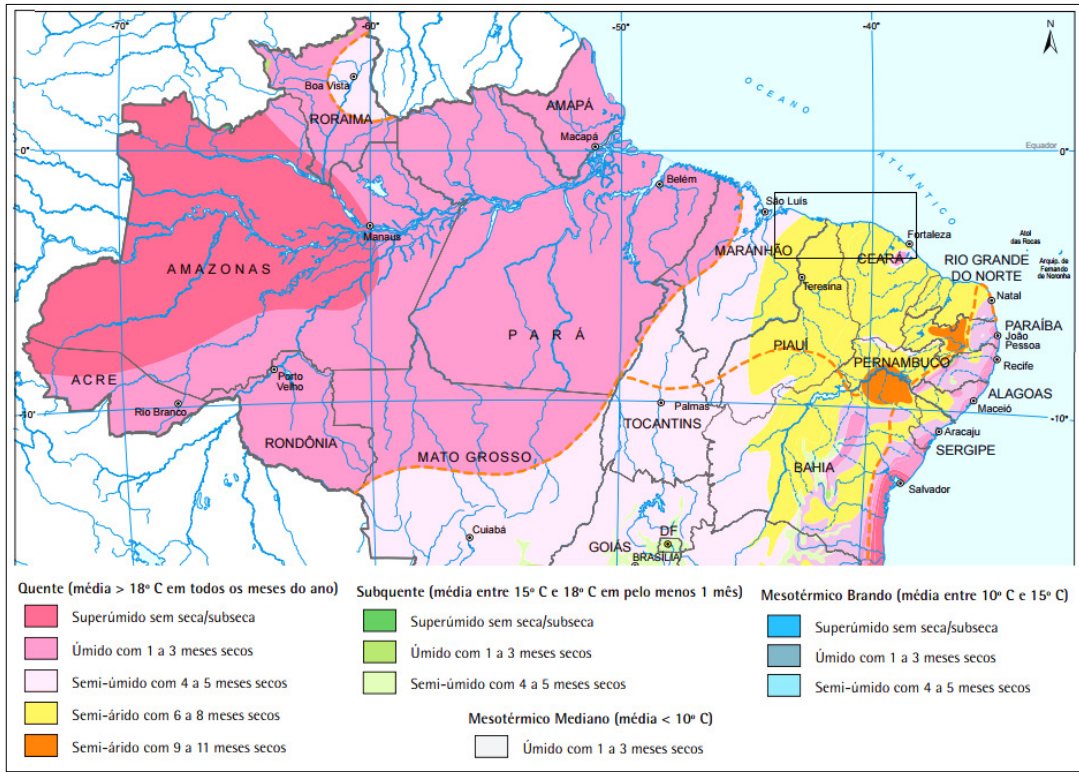
### **3.2.2. Temperatura**

A temperatura correspondente à zona litorânea do estado do Ceará varia de 26.5 a 27.5°C, considerando uma variação média anual. Já no litoral leste do estado do Maranhão, as temperaturas registradas vão de 27.5 a 28°C (Figura 13).

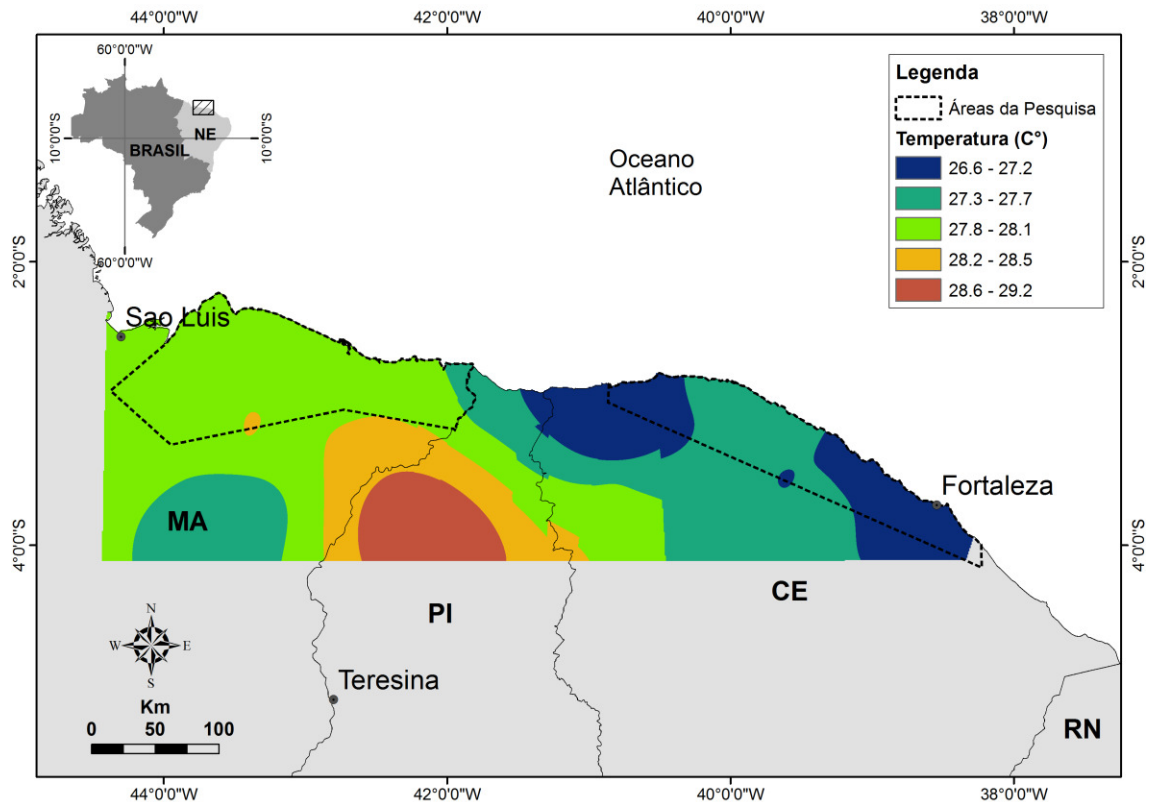
### **3.2.3. Umidade**

A umidade relativa da região estudada situa-se na faixa de 70 a 80%, apresentando um comportamento semelhante à distribuição da temperatura, como um leve aumento dos valores de leste para oeste (Figura 14).

**Figura 12** – Aspectos climáticos do norte e nordeste do Brasil, com destaque para a área de trabalho. (Fonte: IBGE, 2002).

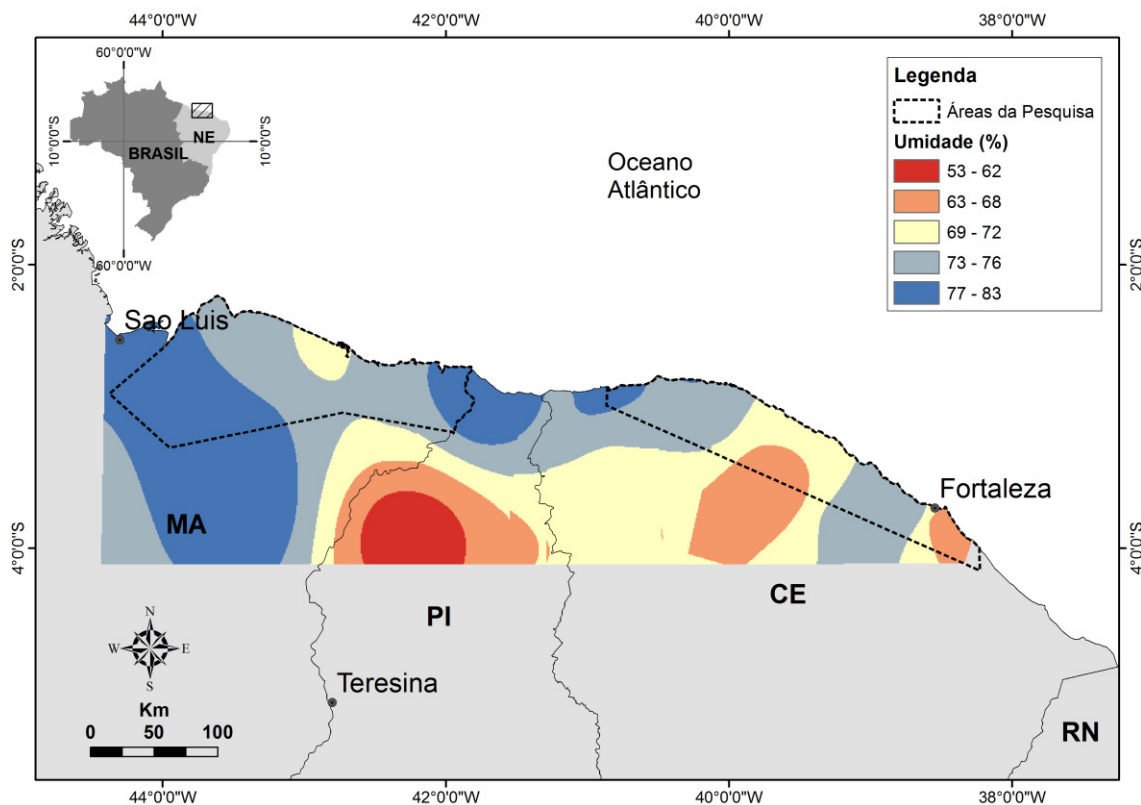


**Figura 13** – Variação da temperatura média anual no litoral dos estados do Ceará e Maranhão. Fonte de dados: CPTEC/IPNE e INMET).



Fonte: o autor.

**Figura 14** – Variação da umidade média anual no litoral dos estados do Ceará e Maranhão. (Fonte de dados: CPTEC/IPNE e INMET).



Fonte: o autor.

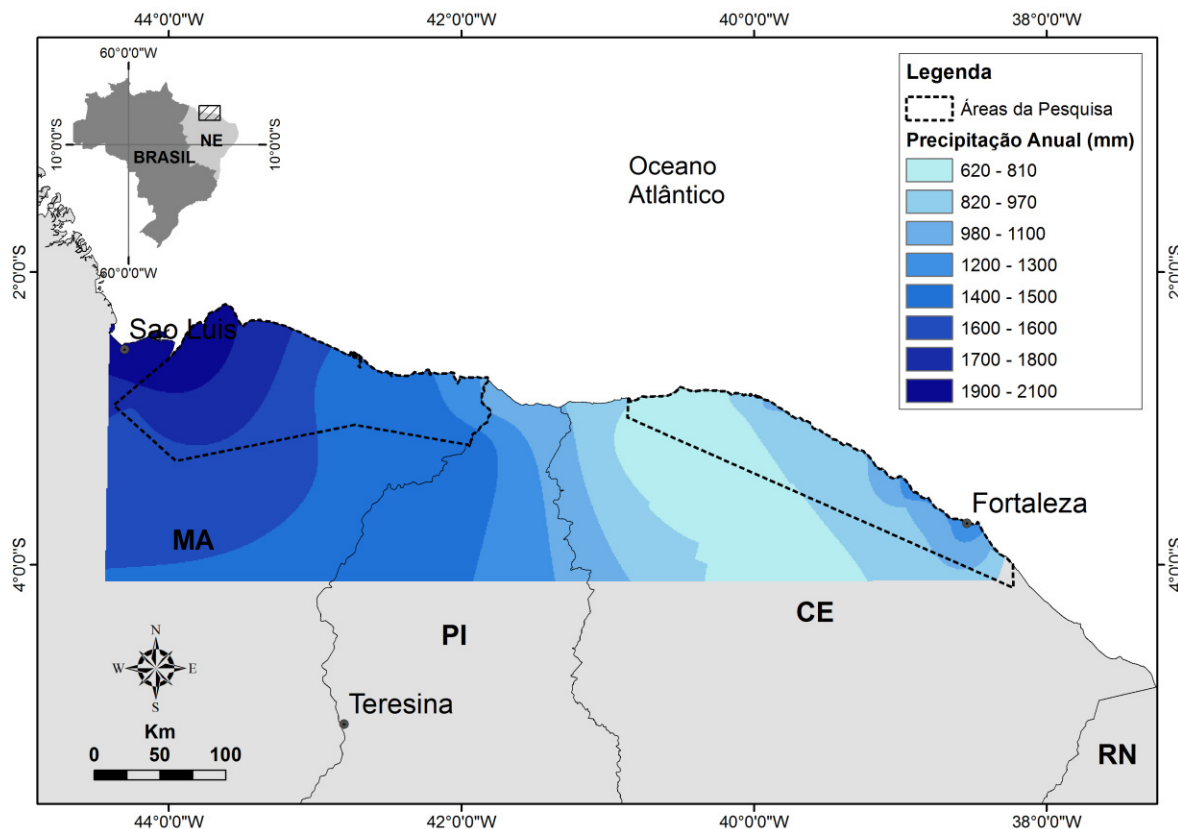
### 3.2.4. Precipitação Anual

No estado do Maranhão 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 às precipitações bastante esparsas (Brasil, 1984). Os índices de precipitação vão de 1450 a 2150 mm, em uma gradação que cresce do leste para o oeste (Figura 15).

O regime de pluviosidade da região costeira do estado do Ceará, de acordo com a FUNCEME (2015), pode ser definido como do tipo tropical com estação de chuvas concentradas nos seis primeiros meses do ano e um período de estiagem nos demais, caracterizando assim um ciclo de variação anual. Tomando como base uma série histórica de evolução da pluviometria da região costeira, verifica-se que em períodos considerados de boa pluviosidade as chuvas têm início a partir de dezembro com precipitações fracas. Estas se intensificam ao longo dos meses seguintes, atingindo um ápice no mês de abril e se estendendo até junho. A partir daí passa a descrever uma trajetória decrescente como mínimos

entre agosto e novembro. De acordo com os dados da Agência Nacional de Águas os índices de precipitação vão de 600 a 1000 mm por ano (Figura 15).

**Figura 15** – Variação precipitação anual no litoral dos estados do Ceará e Maranhão. (Fonte de dados: Agência Nacional das Águas).



Fonte: o autor.

Por mais próximos que sejam os valores da maioria dos parâmetros climáticos apresentados para os dois estados, é notada uma tendência de diferenciação de leste para oeste, com aumento dos valores do estado do Ceará para o Maranhão. A precipitação anual é o parâmetro de maior destaque nesta variação, e reflete uma forte tendência da influencia do clima úmido equatorial na zona costeira do estado do Maranhão.

### 3.2.5. Regime dos Ventos

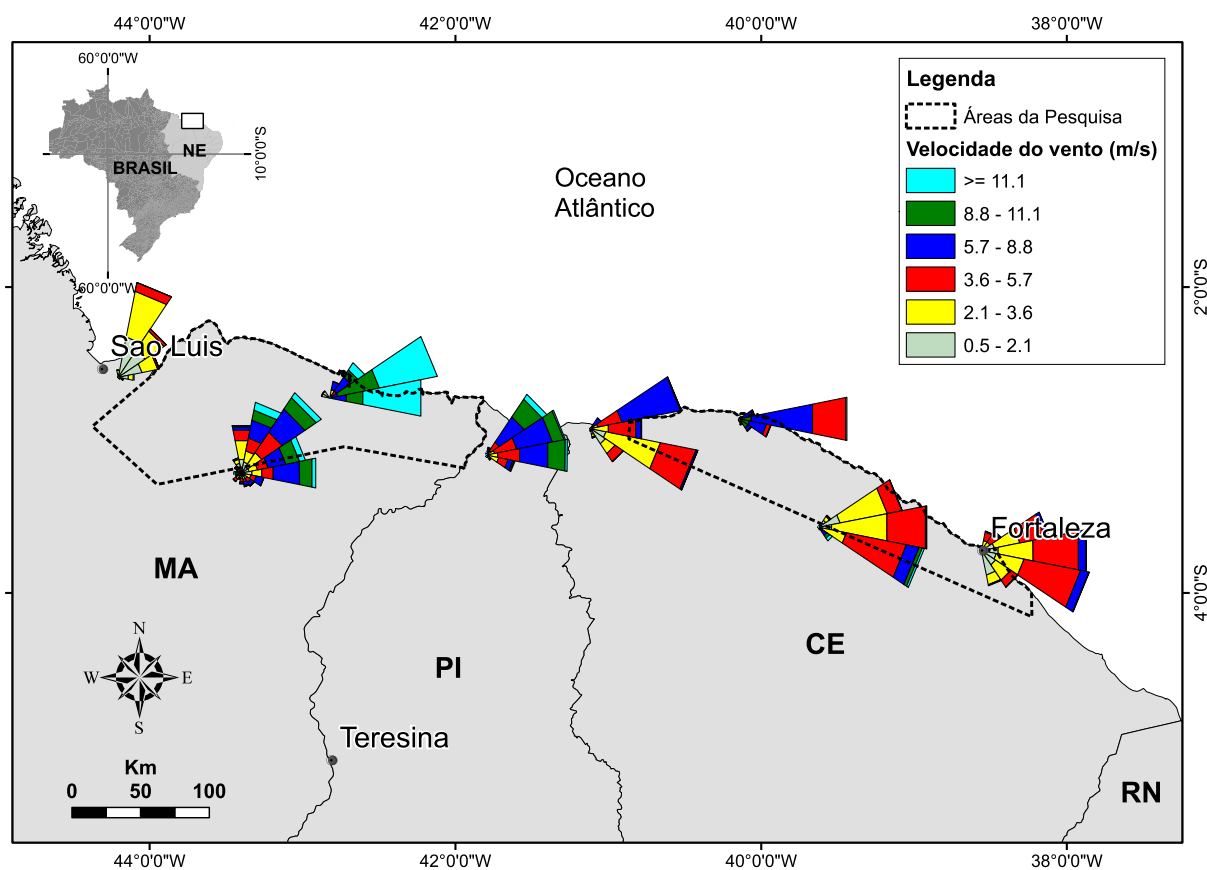
Os estados do Ceará e Maranhão estão inseridos na contínua atmosfera subequatorial dos ventos alísios, intensificados pelas brisas marinhas ao longo de todos os seus perímetros litorâneos com o Oceano Atlântico. A movimentação da Zona de Convergência Intertropical

(ZCIT) induz uma pronunciada sazonalidade nos regimes de vento, com o primeiro semestre apresentando as menores velocidades e o segundo as maiores.

No estado do Ceará as médias diárias de velocidade estão em torno de 4,7 m/s. A direção predominante dos ventos no estado é de ENE no setor oeste até o município de Fortaleza, e no extremo oeste os de NE predominam (Figura 16). No estado do Maranhão a média da velocidade diária é de 6,8 m/s e a direção predominante é de ventos vindos de NE (Figura 16).

Os dados mostram que a velocidade dos ventos aumenta de leste para oeste, assim como a direção que modifica de uma mais predominante ENE para NE.

**Figura 16** – Regime dos ventos nas zonas costeiras do Ceará e Maranhão. Média diária.



Fonte: o autor.

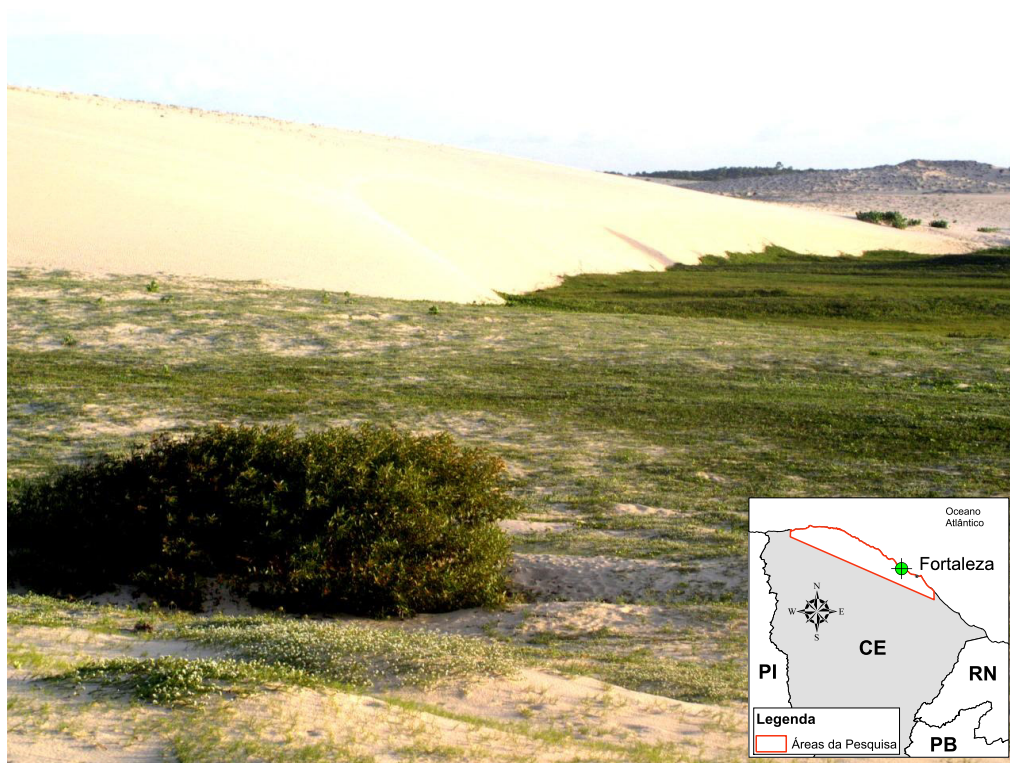
### 3.3. VEGETAÇÃO

A vegetação costeira do estado do Ceará é representada por três unidades fitoecológicas, que nas quais são o complexo vegetal da zona Litorânea, a floresta perenifolia paludosa Marítima (Mangue) e a floresta mista dicótilo-palmácea (mata ciliar) (IPECE, 2000/2001). A primeira unidade, também predominante na zona costeira, é dividida em vegetação pioneira psamófila, floresta de retaguarda das dunas e vegetação de tabuleiros pré-litorâneos.

A vegetação pioneira psamófila está presente na planície litorânea e muitas vezes na área de dunas moveis e fixas. Exemplos: salsa-da-praia (*Ipomoea pescaprae*), breço-da-praia (*Iresine portulacoides*), capim-da-praia (*Paspalum vaginatum*), cipó-da-praia (*Remirea maritima*), oró (*Phaseolus ponduratus*) e murici (*Byrsonima cericea*) (Figura 17).

Da floresta à retaguarda da duna encontram-se espécies vegetais que ocorrem nas serras úmidas, serras secas e na caatinga arbórea. Exemplos: João-mole (*Pisonia tormentosa*), jucá (*Caesalpinia ferrea*), juazeiro (*Zizyphus joazeiro*), pau d'arco roxo (*Tabbuia avellanede*), tatajuba (*Chloroflora tinctoria*) e cajueiro (*Anacardium occidentale*) (Figura 18).

**Figura 17** – Vegetação do tipo pioneira psamófila e m planície de deflação e duna móvel do tipo barcana em Pecém, município de São Gonçalo do Amarante, estado do Ceará.



Fonte: o autor.

**Figura 18** – Vegetação à retaguarda da duna no município de Preá, Ceará.

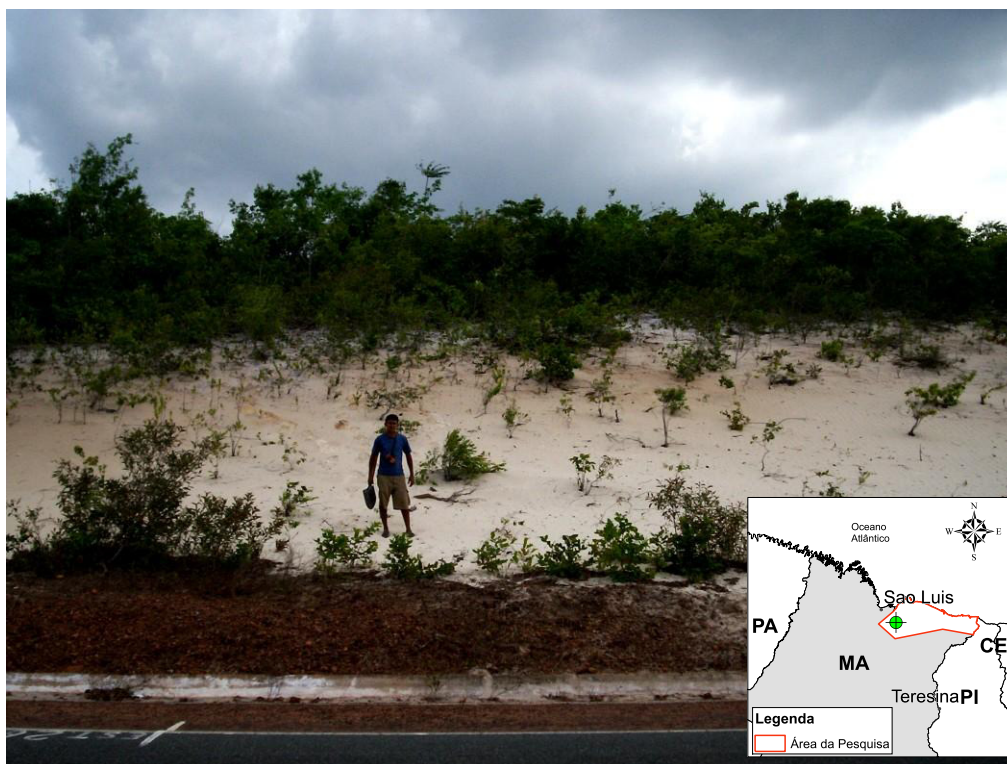
Fonte: o autor.

No o estado do Maranhão a cobertura vegetal é constituída pela floresta tropical e campos periodicamente inundáveis, sendo denominada inclusive de vegetação 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 do Brasil, 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 sedimentos marinhos recentes, se referindo às dunas costeiras. Esta complexidade demonstra a transição entre diversos biomas. Espécies arbustivas são dominantes (Figura 19), mas as comunidades herbáceas também se apresentam em grandes extensões circundando lagos.



**Figura 19** – Vegetação do tipo arbustiva sobre campo de dunas no estado do Maranhão.

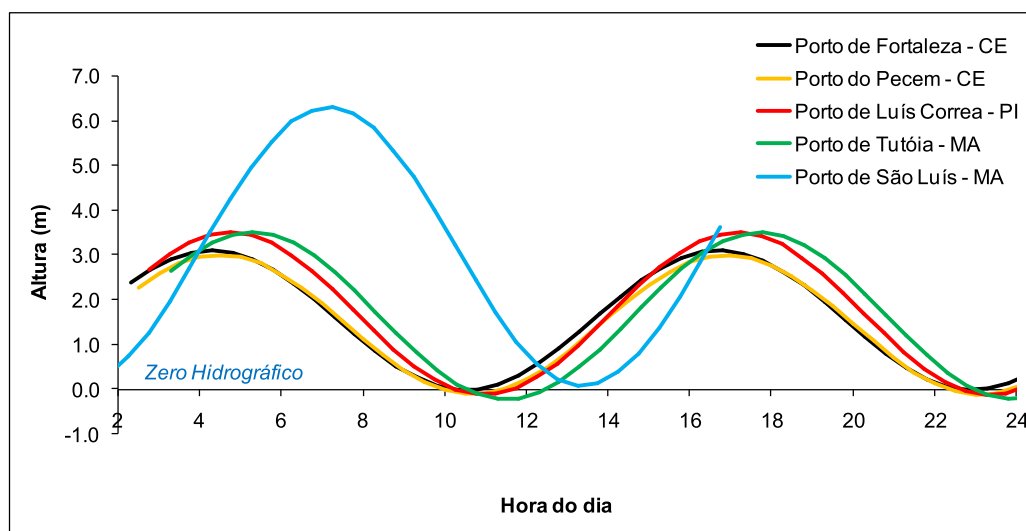


Fonte: o autor.

### 3.4. SÍNTESE DOS ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

As condições oceanográficas da região variam de leste para oeste nos dois estados, tomando como base os regimes de ondas, correntes e marés.

As amplitudes de maré, segundo os dados do Diretório de Hidrografia e Navegação DHN (2016), mostram que a variação entre as marés desde o Porto de Fortaleza, passando pelos portos do Pecém, Luís Correa e Tutóia, está em torno de 0.5 a 1 metro, considerando os dados de uma maré de sizígia do mês de janeiro de 2015 (Figura 20). Já no Porto de São Luís essa variação aumenta para 2,5 metros. Os dados mostram que a região costeira do estado do Ceará possui regimes de mesomaré, em quanto que o estado do Maranhão já possui influencia de macromarés. Amplitudes de marés mais elevadas, como as do estado do Maranhão, são acompanhadas de eventos de baixamar mais acentuados, o que pode proporcionar uma maior disposição de faixa de praia e conseqüentemente sedimento marinho.

**Figura 20** – Variações de maré para os estados do Ceará, Piauí e Maranhão. (Fonte de dados: DHN, 2016)

O regime de ondas no estado do Ceará é caracterizado em dois períodos do ano, segundo os dados do Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias (INPH), de uma bóia oceanográfica do tipo *waverider*, apresentado por Alves (2012). O primeiro que se estende do mês de dezembro até abril, com direção preferencial de ondas vindo de norte-nordeste, e que possuem períodos variando de 10 a 20 segundos, predominando ondas do tipo *swell*, formadas pela presença da ZCIT e de tempestades extratropicais no hemisfério norte. E o segundo período, que vai de maio até novembro, com a presença de ondas com direções preferenciais de sudeste e períodos de até 4 segundos, e predominando ondas do tipo *sea*, que são influenciadas por ventos locais e os alísios vindo de sudeste. No estado do Maranhão a altura das ondas fica em torno de 0.6 a 1.4 metros, e as correntes tem velocidade média de  $2,5 \text{ m.s}^{-1}$  (El-robrini *et al.*, 2006).

Segundo análise de período de onda feito por Farias & Souza (2012) na costa oeste do Ceará para o ano de 2005, utilizando os dados do Porto do Pecém, as ondas de *swell* têm sua origem num ponto 2.808 km distante da estação de coleta, percorrendo cerca de dois dias com uma velocidade de grupo de  $13 \text{ m.s}^{-1}$ .

Maia (1998) avaliou que a velocidade de correntes superficiais na costa de Fortaleza fica entre 0,22 a 0,68 m/s em períodos de estiagem. Já no período chuvoso os valores caem para 0,08 a 0,58 m/s. Como se trata de velocidade superficial, muito provavelmente os valores estão associados também a velocidade dos ventos para os dois períodos.

### 3.5. SÍNTESE DA GEOLOGIA

Geologicamente a região é caracterizada por terrenos cristalinos pré-cambrianos, que fazem parte do embasamento, e coberturas sedimentares cenozóicas. A geologia da área é baseada na divisão em três bacias sedimentares, que nas quais são a Bacia Intracratônica do Parnaíba, mais a sul da área de estudo, e as bacias do tipo *rift* de Barreirinhas e Ceará mais a norte (CPRM, 2000).

O processo de formação destas bacias se deu desde a abertura dos continentes. A separação do supercontinente Gondwana (Almeida, 1976; Almeida *et al.*, 2000). Após a orogenia do Pré-Cambriano Superior à Paleozóico Inferior acontece a sedimentação nas bacias sedimentares paleozóicas (Paraná, Parnaíba, Amazonas) (Milani & Zalán, 1999; Milani & Thomaz Filho, 2000). Já no Mesozoico estas bacias passaram por um processo de ruptura continental (quebra do Gondwana) (Mizusaki *et al.*, 2002).

Caby e Arthud (1986) afirmam que o embasamento regional do Norte do estado do Ceará está representado por dois tipos de terrenos, o primeiro de idade arqueana, representado por um complexo de origem plutônica, por uma seqüência do tipo “Greestone Belt”, por intrusões básicas e ultrabásicas acamadadas e, por terrenos graníticos-migmatíticos e migmatitos de composição granítica, granodiorítica e tonalítica. O segundo de idade proterozóica, que é agrupado genericamente sob a denominação de Grupo Ceará. Este é formado essencialmente por metassedimentos, caracterizados por xistos pelíticos e semi-pelíticos e gnaisses de fácies anfíbolitos de grau alto, afetado em intensidades variáveis por mobilizações e migmatização. Aparecem ainda associados a estes terrenos, quartzitos, mármore e cálcio-silicáticas, bem como gnaisses subalcalinos, alcalinos e sieníticos.

Segundo Saadi & Torquato (1992) *in* Carvalho *et al.* (2005) o arcabouço estrutural da área é caracterizado por um maciço cristalino constituído por um complexo ígneo-metamórfico amarrado por dobramentos relacionados com as Orogêneses Transamazônica e Brasiliana.

Um conjunto de falhas normais e encobertas na Plataforma Continental, mapeadas por Costa *et al.* (1990) *in* Carvalho *et al.* (2005), define o arcabouço da Bacia do Ceará, cuja associações com a estruturação da porção continental deve ser considerada no contexto de bacia, e sua gênese, está relacionada à separação dos continentes africano e sul-americano.

O Terciário está representado pelos sedimentos da Formação Barreiras no estado do Ceará, amplamente distribuído ao longo da faixa costeira brasileira, representando uma das unidades mais importantes do Tercio-Quaternário (Carvalho, 2003). Segundo Brandão (1995)

sua espessura também é bastante variável em função do seu relacionamento com a superfície irregular do embasamento, sobre o qual repousa em discordância erosiva angular, aprofundando-se em direção à costa onde se encontra abaixo dos sedimentos eólicos que constituem as paleodunas.

A planície costeira do estado do Ceará está vinculada diretamente com flutuações do nível do mar durante o Quaternário, as quais controlaram a distribuição das areias, a posição e a intensidade da deriva litorânea, e como consequência o nível de erosão/deposição. Controla ainda a disponibilidade de material para a formação dos depósitos eólicos (Maia, 1998).

As principais unidades quaternárias que compõem a área de estudo são: depósitos de praias, depósitos eólicos, rochas de praia (*beach rocks*) e depósitos flúvio-marinhos.

Já a geologia da região costeira do leste do Maranhão é composta por dois compartimentos geológicos principais que apresentam 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. Separam estes dois domínios, os arcos tectônicos de Ferrer-Rosário-Bacaba e Urbano Santos, que permitiram a erosão do pacote sedimentar superior da Bacia do Parnaíba e influenciaram fortemente na evolução das bacias de margem continental (CPRM, 2000).

A Bacia do Parnaíba ocupa 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. Ela teria sido formada por processos de *underplating* e estruturas grabeniformes posteriores, seguidos de uma subsidência termal. 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.

A formação dos arcos que separam os diferentes domínios se deu a partir dos eventos de abertura do atlântico. Estes arcos são altos do embasamento cristalino e tiveram muita influência na evolução tectônica sedimentar da margem continental, formando as bacias do tipo *rift*, que são 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 WNW-ESE, 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 grãbem. 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, sinrifte 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 (CPRM, 2000). A porção terra da Bacia é constituída de falhas normais lítricas de direção WNE e NWE, definindo um sistema distensivo cortado por falhas trasncorrentes mais novas de direção NE-SW (Soares Junior *et al.*, 2008).

A cobertura Cenozoica da região costeira do estado do Maranhão é composta de sedimentos Tércio - Quaternários de origens marinha, eólica e fluvio-marinhos, que nos quais são tabuleiros pré-litorâneos, paleodunas, dunas fixas vegetadas e dunas móveis. Os depósitos do Terciário são representados pelos sedimentos da Formação Barreiras. Estes estão bem distribuídos na área cobrindo a sul as rochas da Bacia do Parnaíba e a norte os sedimentos emersos da Bacia de Barreirinhas (Rodrigues & Miranda, 1986). Esta porção mais superficial da seqüência sedimentar, formada por depósitos mais recentes, tem alta influência na geomorfologia da região.

As figuras 21 e 22 mostram um esboço do mapa geológico das áreas estudadas e suas unidades litoestratigráficas.

### **3.6. SÍNTESE DA 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 (Christofoletti, 1980) a configuração atual destas paisagens é produto de vários processos ou interações entre estes.

A geomorfologia que compõe a área estudada são produtos da dinâmica dos processos mais recentes de evolução da zona costeira. As unidades geomorfológicas são a faixa de praia, a planície de deflação, os depósitos submersos, os cordões litorâneos, as dunas móveis e fixas

vegetadas, a planície fluvial, a planície fluvio-marinha, a planície flúvio-lacustre e os tabuleiros pré-litorâneos.

Figura 21 - Mapa Geológico do litoral leste do estado do Maranhão. (Modificado de CPRM, 2000).

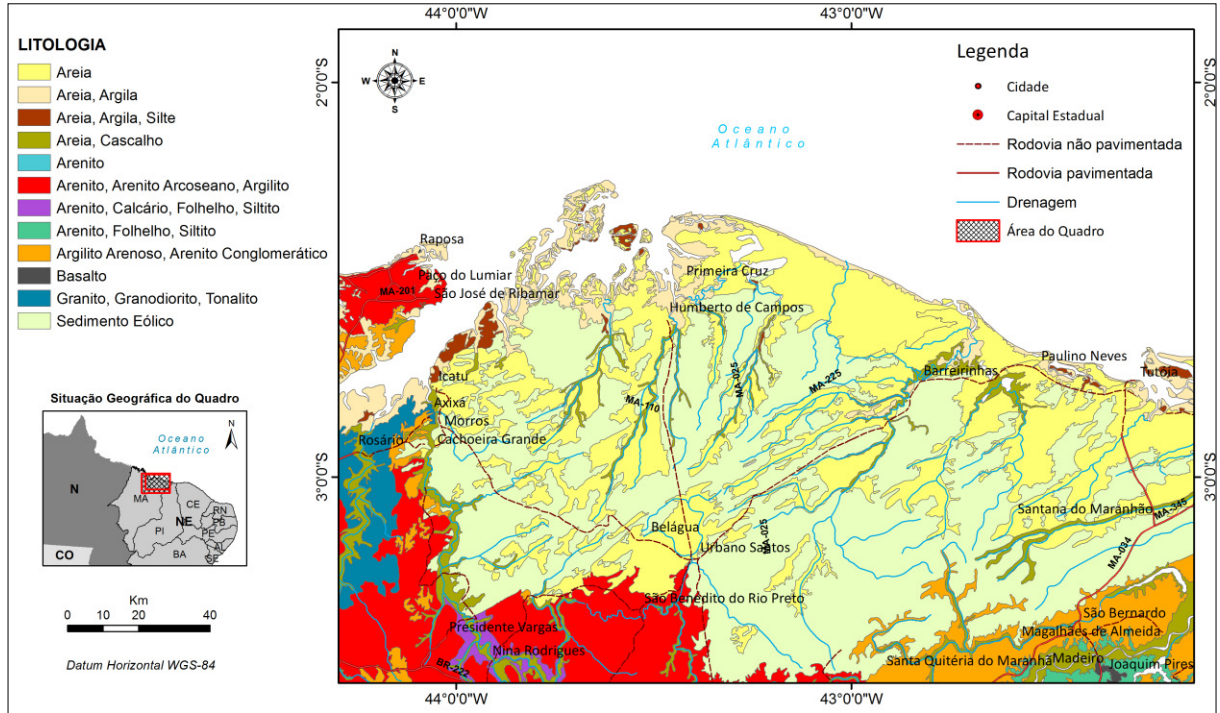
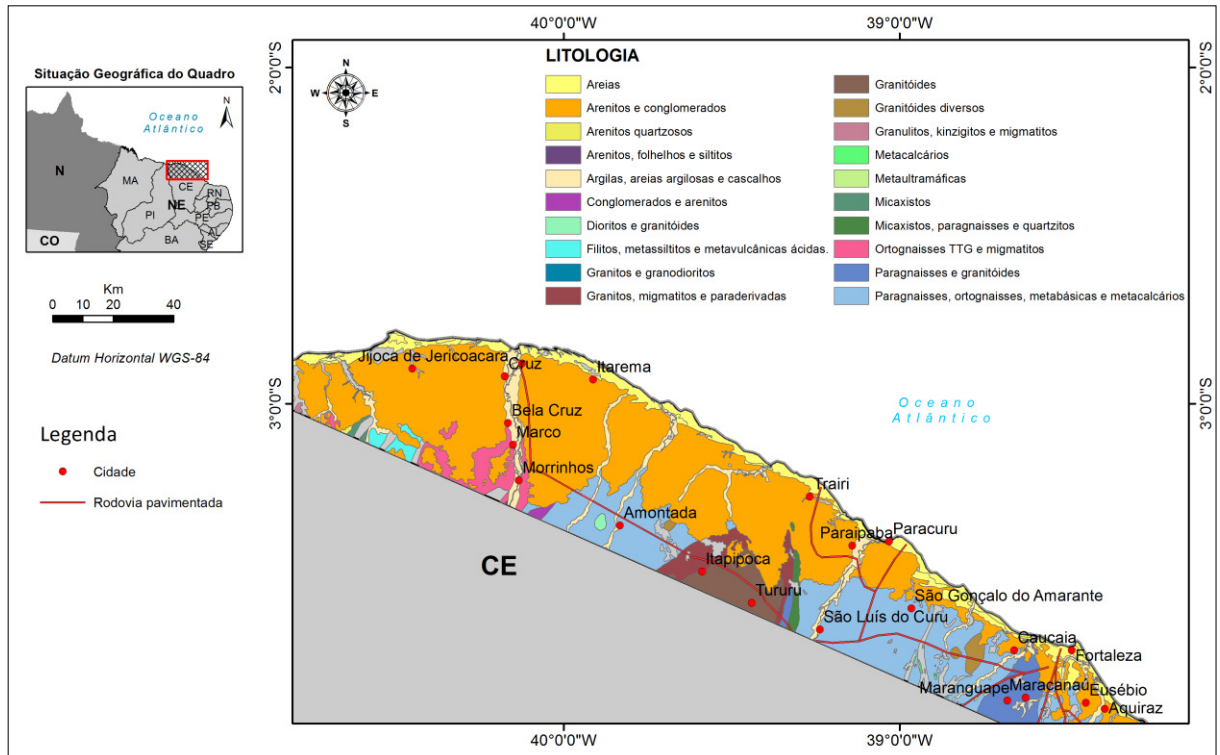


Figura 22 - Mapa Geológico do litoral oeste do estado do Ceará. (Modificado de CPRM, 2000).



## CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS

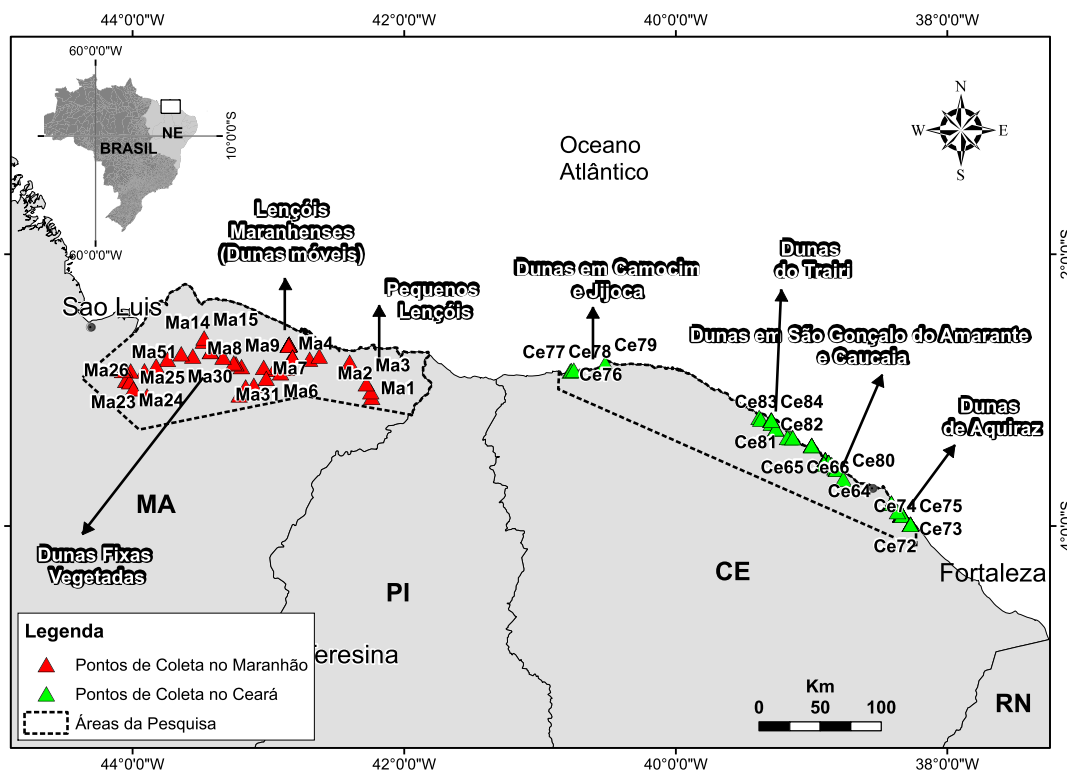
### 4.1. AMOSTRAGEM EM CAMPO

A coleta de amostras em campo foi feita utilizando trado manual e canos de PVC de lona de plástico de cor preta para a proteção do local amostrado contra a radiação solar nos pontos de sedimentos coletados para a datação (Figura 24). Foram coletadas 51 amostras no estado do Maranhão e 84 no estado do Ceará (Figura 23).

As amostras foram coletadas em profundidades variando de 0,3 a 3 metros. Os pontos de coleta foram escolhidos estrategicamente depois da preparação de um mapa base. E para auxiliar na amostragem, usou-se um *GPSmap 76 Garmin* à precisões horizontal variando de 8 a 11 metros.

A projeção cartográfica utilizada neste trabalho para o sistema de coordenadas geográficas foi o WGS 84. E para o sistema UTM foi o WGS 84 zonas 23 sul para os pontos de coleta no estado do Maranhão e 24 sul para os do estado do Ceará.

Figura 23 – Localização dos pontos de amostragem de sedimento.



Fonte: o autor.

## 4.2. ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

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  $\text{CaCO}_3$  e matéria orgânica e estudo morfooscópico dos grãos) das amostras coletadas em campo.

As amostras de sedimento, chegando ao laboratório, passaram pelos procedimentos de análise granulométrica. Foram inicialmente acondicionadas a  $60^\circ\text{C}$  em estufa para a secagem. Em seguida foi feito o quarteamento e fracionamento em 100,0g de cada amostra. Processado então, as amostras seguem para o mecanismo de peneiramento úmido, o qual separa a fração lama da arenosa (limites das classes = 0,062mm de diâmetro). Por conseguinte 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 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 (Lima *et al.*, 2001), 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 frequências elaboradas na escala (phi), caracterizando a curva em relação a sua tendência central e graus de dispersão, assimetria e agudez dos picos. Estes valores 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 segundo a classificação de Folk & Ward (1957). A interpretação dos parâmetros de cada amostra permite classificar os sedimentos e tentar correlacioná-los de modo a inferir aspectos sobre a sua gênese, transporte e modo de deposição.

A análise dos teores de  $\text{CaCO}_3$  foi feita a partir do método do *Calcímetro de Bernard* modificado, 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  $60^\circ\text{C}$  em estufa, fracionado 0,5g e acondicionado num *erlenmeyer* adaptado a um tudo de ensaio, ligado a um tubo de provetas preenchidas por água. O gás  $\text{CO}_2$  desprendido pela reação  $\text{HCL} + (\text{amostra} + \text{CaCO}_3)$  faz com que a coluna d'água se desloque ( $d\Delta$ ) dentro da proveta. É admitido um valor máximo de deslocamento para uma amostra de 99% de  $\text{CaCO}_3$ .



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:

$$[MO] = (m_c \times 100) / m_s \text{ - Equação 1}$$

A forma e o arredondamento dos grãos de areia e dos seixos têm sido usados há muito tempo para entender 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 conhecidos. Já os efeitos causados por outros ambientes, nem são assim tão esclarecidos, mantendo-se muitas controvérsias.

O estudo morfoscópico foi feito a partir da observação dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento (Russel & Taylor, 1937; Wandell, 1932 *in* Suguio, 1973) usando lupa binocular adaptada com uma máquina fotográfica.

**Figura 24** – Coleta de sedimento com uso de trado manual e canos de PVC.



Fonte: o autor.

### **4.3. ANÁLISE EM MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)**

A análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV) foi feita na Faculdade de Biologia da Universidade de Barcelona, Espanha. Esta análise contribui para a observação da presença e frequência de determinadas marcas nas superficiais dos grãos de quartzo, que 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 ajudou a identificar as marcas de impactos nas superfícies dos grãos de quartzo dos sedimentos que compõem os depósitos eólicos da área estudada, colaborando no melhor entendimento a respeito dos processos de evolução dos campos de dunas.

### **4.4. DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)**

Foram coletadas 11 amostras para datação no estado do Maranhão e uma no estado do Ceará. A quantidade de amostras no estado do Ceará é bem inferior, porém dados de outros pesquisadores (Maia *et al.* 1999; Castro & Ramos, 2006; Tsoar *et al.*, 2009; Pinheiro, 2009; Leal, 2014) levantados neste estado e em Maranhão, são citados para complementar o entendimento proposto da tese (Figura 25).

As amostras foram coletadas fincando os tubos de PVC horizontalmente na camada alvo do afloramento (Figura 26). Isso impede que sedimentos das camadas inferiores ou superiores à da coletada se misturem mascarando o resultado, que depende da uniformidade deposicional dos grãos para uma datação mais eficiente.

Os minerais que se encontram na natureza estão em constante exposição às radiações ionizantes, que se originam dos raios cósmicos e de radioisótopos que estão no solo. O cristal sofre uma série de defeitos provocados por essas radiações, que podem armazenar cargas (elétrons e lacunas). O cristal ao aquecer pode emitir luz que é denominada de TL, devido à recombinação de cargas. A intensidade da TL é proporcional à concentração de cargas aprisionadas e este por sua vez é proporcional à dose da radiação depositada e também pelo

tempo em que o cristal ficou exposto à radiação ionizante (em <http://www.unesp.br/prope/projtecn/Outras/Outras07a.htm>).

O método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) é a luz emitida quando o cristal sofre uma excitação óptica, não térmica como na termoluminescência (TL). A LOE pode ser utilizada para estipular o tempo decorrido desde que os grãos que compõem uma massa sedimentar foram expostos pela última vez à luz solar, logo o método fornece a idade do sedimento, a partir da sua última estabilização. A incerteza no valor das idades depende da reprodutibilidade dos cristais contidos na amostra, em geral é de aproximadamente 10%, quando a amostra contém uma concentração de água (>15%) esta incerteza pode aumentar para 20%.

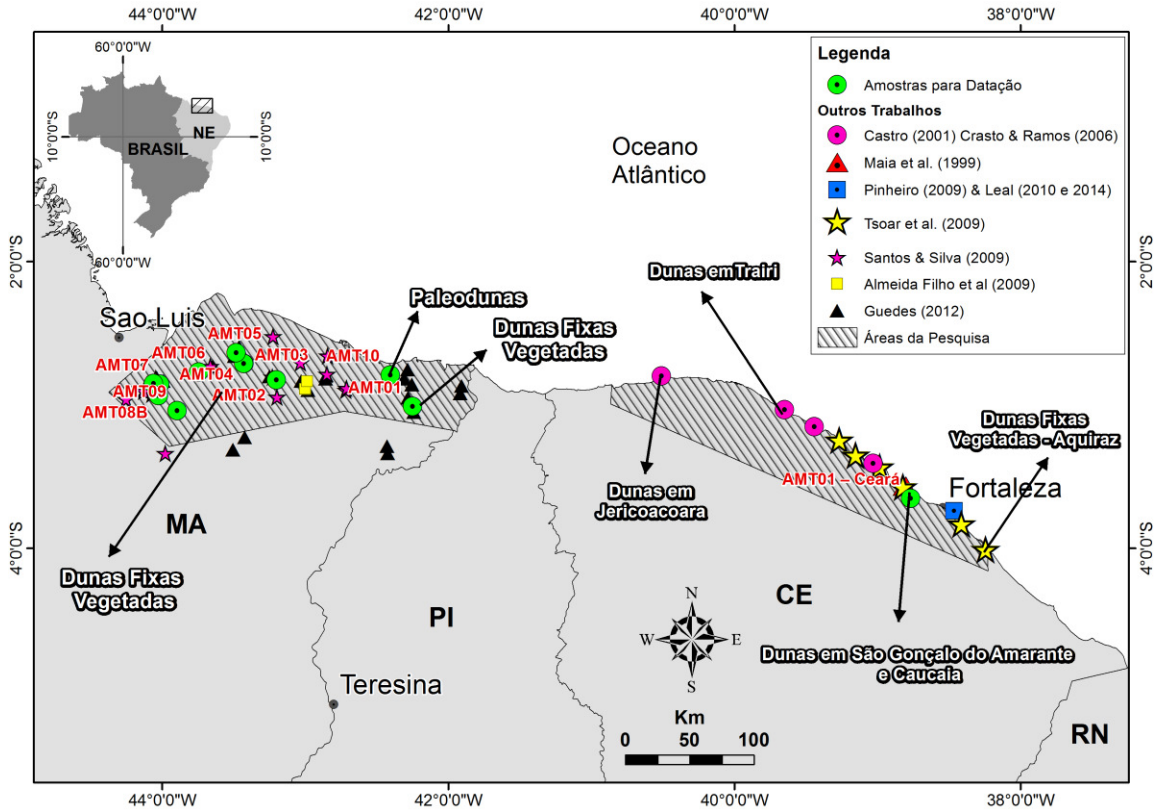
A LOE também é definida como a luz emitida por alguns cristais quando o mesmo é exposto a algum tipo de radiação na região do visível ou infravermelho. No caso da emissão de LOE do quartzo, é sabido que ocorre quando este é estimulado com luz azul e a LOE encontra-se na região do UV.

A intensidade da emissão LOE é proporcional à dose de radiação ionizante que o cristal recebeu previamente (Equação 1). A idade  $I$  é calculada dividindo a dose acumulada ou paleodose  $D_e$  por  $T$ , este é encontrado através dos valores de concentração dos isótopos radioativos do  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ , além da contribuição da radiação cósmica. Esses valores podem ser determinados através de espectroscopia gama ou pela dosimetria Termoluminescente (TL) com a colocação de dosímetros TL nos sítios estudados.

$$I = D_e / T - \text{Equação 2}$$

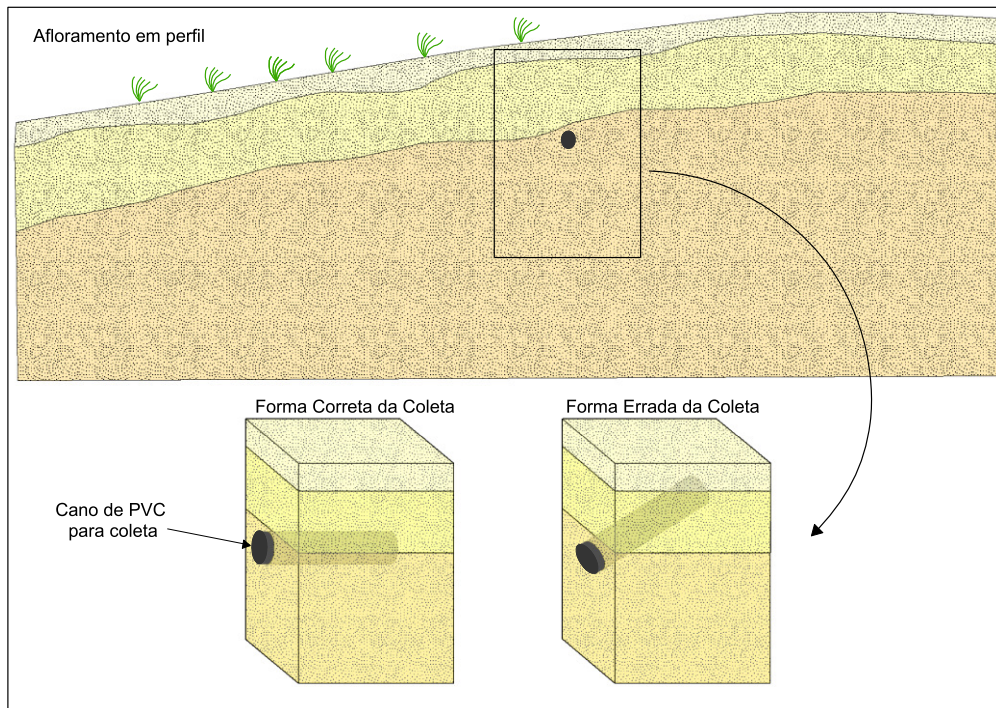
Alguns grãos podem ter seu sinal de LOE zerado no momento do soterramento, devido à exposição à luz do sol, mas pode ocorrer de terem grãos não zerados misturados em uma mesma alíquota, principalmente em sedimentos fluviais e colúvios, onde os sedimentos deslizam através da lama ou em camadas abaixo da superfície sem se expor ao sol. Quando a incerteza do valor da idade é muito grande, pode ser uma indicação que na amostra temos grãos que não tiveram seu sinal de LOE zerado direito misturado com grãos zerados. Assim os resultados de datação por LOE podem indicar, além da idade, os possíveis processos de redeposição dos grãos.

**Figura 25** – Pontos de coleta de amostras para datação por LOE e pontos analisados por outros pesquisadores no estado do Ceará.



Fonte: o autor.

**Figura 26** – Método de coleta para datação por LOE.



Fonte: o autor.

As amostras foram analisadas no Laboratório de Datação e Luminescência de Cristais da Faculdade de Tecnologia de São Paulo - FATEC-SP. O equipamento *TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc*, foi o utilizado para a aquisição da dose acumulada. Já o equipamento utilizado para a dose anual foi o *Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI – Tl)*.

O método LOE é baseado em dois protocolos que se diferenciam na precisão dos resultados. O primeiro, alíquota múltipla (ou *multiple aliquot regenerative-dose*, MAR), protocolo de datação desta tese, é o mais utilizado devido ao menor valor da análise de cada amostra e do tempo necessário para adquirir as idades (Sallun *et al.*, 2007). Nas medições feitas pelo protocolo MAR é utilizado um conjunto de 20 a 40 grãos. Nestes são aplicados diferentes doses de radiação, gerando uma curva de crescimento, representando a resposta da luminescência do material à radiação (Li & Wintle 1992 *in* Sallun *et al.*, 2007). Estes autores ressaltam que o protocolo MAR não leva em consideração cada grão, e, portanto, se o conjunto de grãos estiver sido exposto à luz solar de forma heterogênia, a idade aparente representará o valor médio de luminescência de todos os grãos.

Já o método de alíquota única (ou *single aliquot regenerative-dose = SAR*) é feito por medidas de luminescência sobre grãos individuais de única amostra. Isto permite diminuir o erro nas medidas, identificando se o sinal de luminescência foi zerado em todos os grãos (Sallun *et al.*, 2007). Segundo estes autores, devido ao maior tempo nas medições pelo método SAR, e também pelo seu valor mais caro das análises, o método MAR passa a ser o mais utilizado, porque permite que sejam feitas várias medições e estimativas para uma única amostra.

A diferença entre os resultados entre os protocolos LOE/MAR e LOE/SAR parece depender o quanto mais novo ou mais velho é o depósito a ser estudado. Tatummi *et al* (2008) compararam datações, pelos dois métodos, de sedimentos pós-barreiras do norte do Brasil. Segundo os autores para sedimentos mais "jovens", idades mínimas de até 3.400 anos, os valores mostraram boa equivalência. Ao contrário, para os depósitos com sedimentos mais antigos, com idades de até 430.000 anos, a comparação mostrou diferenças significativas. Os autores explicam que as diferenças obtidas indicam que a idade dos grãos não foi zerada, com respeito à radiação solar no momento da deposição. Outro fator para a explicação das diferenças significativas, segundo os autores, é que os sedimentos mais antigos foram depositados em condições subaquosas.

## 4.5. SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO

### 4.5.1. Identificação dos Tipos e Formas de Dunas Eólicas

A aquisição das cenas 220/62 de 2008 e 219/62 de 2009 do satélite LANDSAT 5 TM foi feita na rede mundial de computadores (*internet*), a partir do site do Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>, acessado em 12 de abril de 2014) para o estado do Maranhão. Para o estado do Ceará foram utilizadas as cenas 218/62 e 217/62 de 2016 do satélite LANDSAT 8 OLI, a partir do site do Serviço Geológico Americano (<https://earthexplorer.usgs.gov/>, acessado em 02/03/2016). Para os dois satélites foram baixadas as bandas espectrais 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

O sistema de processamento digital das imagens possibilitou a coleta de informações dos produtos obtidos. Para realizar o processamento digital foi utilizado o *software* ENVI (*The Environmental for Visualizing Images*) versão 3.0. As técnicas de processamento digital utilizada nas imagens dos LANDSAT's 5 TM e 8 OLI foram a composição colorida e a aplicação do filtro direcional Passa-Alta. Os dados foram convertidos em SIG (Sistema de Informações Geográficas) e posteriormente organizados em banco de dados.

As composições coloridas foram obtidas por um processo que combinou simultaneamente três bandas espectrais da imagem com as três cores primárias - RGB, vermelho, verde e azul. A seleção dos melhores tripletes foi realizada através de observação visual (Duarte & Amaral, 1998). No presente trabalho foram geradas imagens que realçaram os depósitos sedimentares e as morfologias dos campos de dunas. Foram utilizadas as composições 321 e 543 para as bandas 1, 2, 3, 4 e 5 dos LANDSAT's 5 e 8. A composição 543 mostra os campos de dunas móveis 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 a direção dos ventos na região. As dunas fixas vegetadas são demonstradas como uma superfície enrugada (Figura 27) de cor esverdeada clara nas imagens, o que representam marcas da migração e direção preferencial dos ventos pretéritos. 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 e as dunas fixas aparecem em tons de verde escuro, porém a superfície enrugada não é bem destacada, logo a

composição 543 foi a melhor utilizada e aplicada para o traçado das feições de atividade eólica deixadas pelas dunas (Figura 27).

A aplicação do filtro Passa-Alta na banda 8 dos LANDSAT's 5 e 8 foi feita no intuito de auxiliar no destaque das crista das dunas e conseqüentemente um melhor traçado das feições e formas não tão evidenciadas nas imagens. Foram utilizadas as bandas 1 e 2 que proporcionaram melhor destaque das feições.

A filtragem Passa-Alta trabalha os componentes de alta freqüência da chamada 'Transformada de Fourier', alterando ou eliminando apenas os componentes de baixa freqüência, dando destaque aos relevos positivos, e alguns negativos. Esta técnica proporciona um realce dos detalhes mais finos da imagem. Segundo Crosta (1993) *apud* Monteiro (2011) estes filtros realçam bordas que são orientadas em determinada direção, e dão destaque aos relevos na imagem.

Para uma melhor interpretação das feições estudadas é preciso ter cuidado na aplicação dos filtros e escolher a melhor componente direcional (Tabela 1), que dão ênfase aos objetos lineares destacados em função da direção de incidência da luz (Monteiro, 2011).

Os filtros direcionais Passa-Alta que melhor destacaram os registros eólicos e as feições, foram os que trabalharam com as componentes direcionais de 45° a 135° (Figura 28).

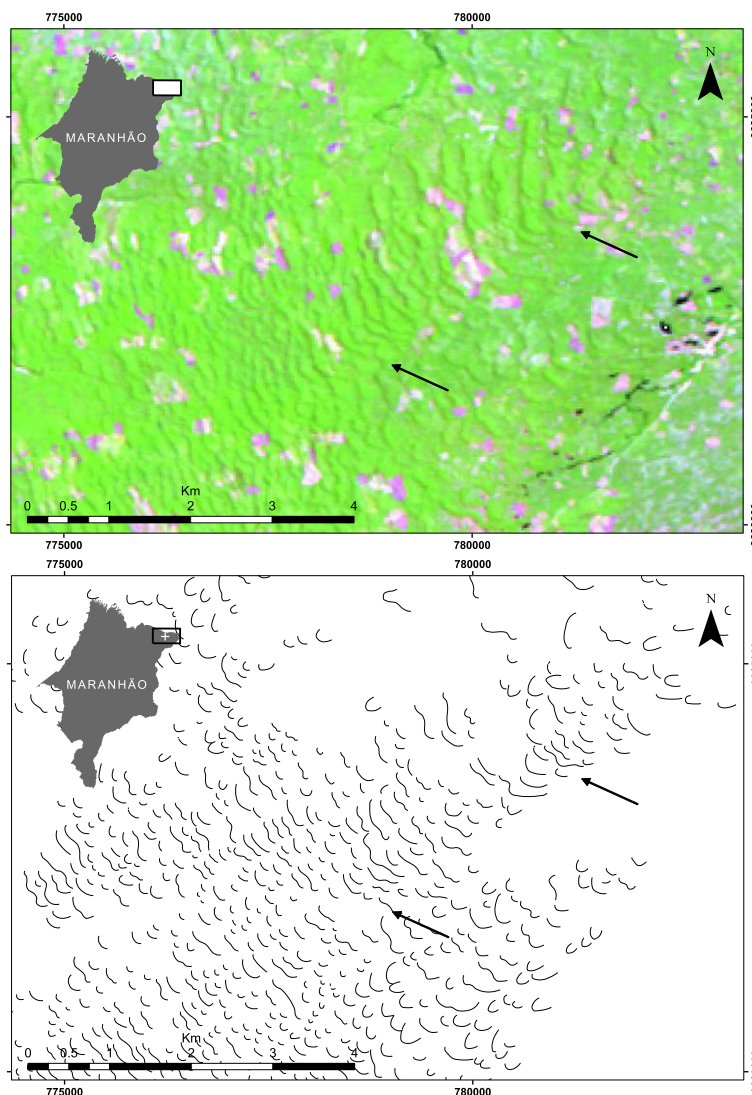
**Tabela 1** – Componentes direcionais da filtragem Passa-Alta das imagens multiespectrais Landsat.

Componente Direcional	Orientação Linear da Estrutura	Incidência de Luz	Sombra	Feição ou Forma em Destaque
0°	Norte-Sul	Oeste	Leste	Feições com relevo positivo ou de grande contraste.
45°	NE-SW	NW	SE	Feições com relevo positivo ou de grande contraste.
90°	Leste-Oeste	Norte	Sul	Feições com relevo positivo ou grande contraste.
135°	NW-SE	NE	SW	Feições com relevo positivo ou grande contraste.
180°	Norte-Sul	Leste	Oeste	Feições com relevo negativo ou grande contraste
225°	NE-SW	SE	NW	Feições com relevo negativo ou grande contraste
270°	Leste-Oeste	Sul	Norte	Feições com relevo negativo ou grande contraste.
315°	NW-SE	SW	NE	Feições com relevo negativo ou grande contraste.

Fonte: o autor.

Os dados altimétricos da missão SRTM, folhas 02\_42, 02\_43, 03\_42 e 03\_43, foram adquiridos em formato Geotiff, disponíveis para *download* no TOPODATA Valeriano (2004), no site (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>, acessado em 16 de abril de 2014). Como estes dados se encontram refinados de tal forma que o pixel das imagens possui precisão de 30 metros, não foi preciso fazer o tratamento dos mesmos, baseado na metodologia abordada por Valeriano (2004). Apenas foram escolhidos trechos das folhas para por em evidência as formas das dunas em MDEs (Modelos Digitais de Terreno) (Figura 29). No *software Global Mapper v.5* foram feitos os cortes de trechos que contem os corpos de dunas, previamente vistos no traçado das feições em imagens dos LANDSAT's 5 e 8 TM. Em seguida exportados para o *software Surfer 8.0* (Golden Software, 1995) onde foram gerados os MDEs isolados (Figura 29).

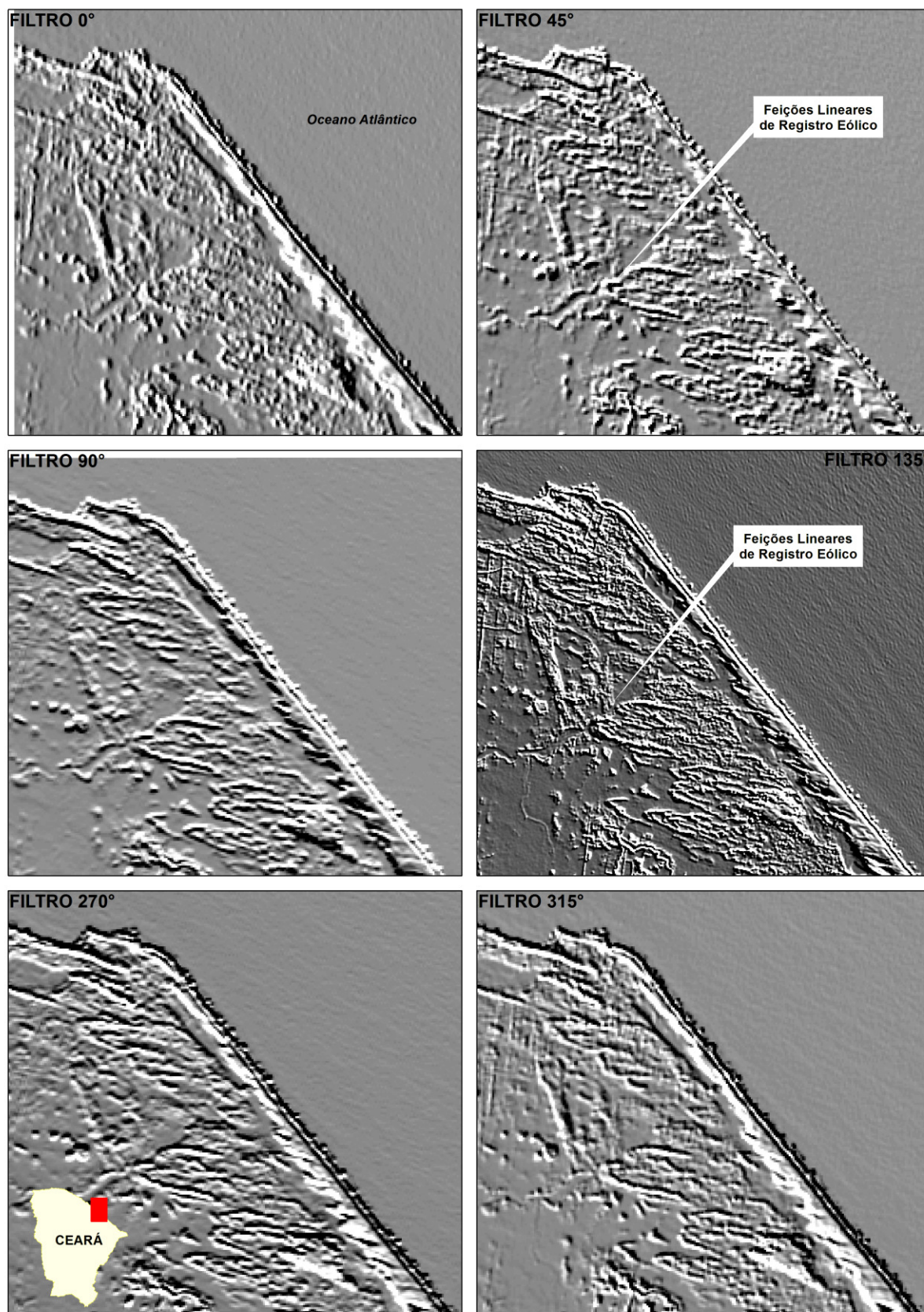
**Figura 27** – Identificação das formas dos campos de dunas fixas em superfície enrugada na imagem LANDSAT 5 TM, composição RGB 543 do ano de 2009, cena 219/062.



Fonte: o autor.

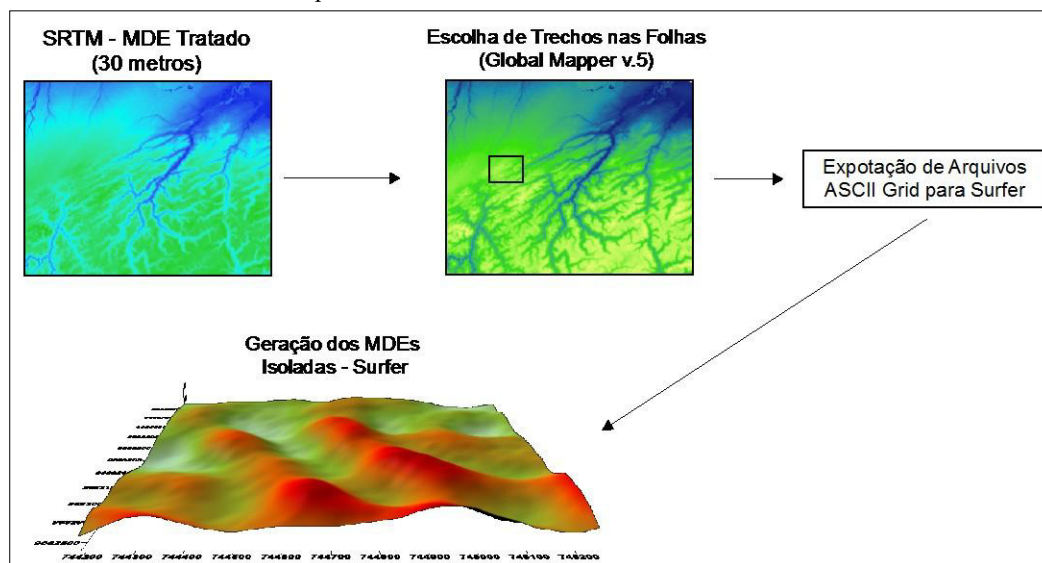


**Figura 28** – Aplicação dos filtros Passa-Alta na Banda 2 e 8 do Landsat 8 OLI. Os filtros com as componentes direcionais 45 a 135° foram os utilizados para realce das feições eólicas e de fundo da plataforma continental. Destaque para a região costeira de Aquiraz, Ceará.



Fonte: o autor.

**Figura 29** – Esquema de Geração dos MDEs isolados para identificação das formas dos registros eólicos, a partir de dados SRMT do TOPODATA.



Fonte: o autor.

As dunas fixas vegetadas foram separadas em grupos de dunas com a mesma geoforma e mapeadas para melhor identificação de suas localizações em relação à linha de costa. A comparação destes dados com os de datação por LOE ajudou na compreensão dos processos de formação/deposição e evolução dos campos de dunas.

#### 4.5.2. Escalas de Trabalho no Uso das Imagens de Satélite

O cálculo da escala de trabalho das imagens de satélite foi baseado na IFOV (*Instantaneous Field of View*) ou campo instantâneo de visão, que segundo o Boggione (2009) levam em consideração apenas a resolução espacial nominal das imagens, sem considerar as degradações no processo de geração da imagem, tais como os efeitos da óptica, detector, eletrônica, processo de amostragem e outras condições adversas (movimento da plataforma ou turbulência). Para o presente trabalho tal resolução espacial é bastante satisfatória, uma vez que os objetos do estudo, campos de dunas de areia, não precisam de uma grande variação espectrográfica ou uma boa resolução espectral.

A escala de uma imagem de satélite, portanto, tendo o valor de IFOV igual ao *pixel* da imagem, é definida como, segundo Boggione (2009):

$$Escala = \frac{1}{2 * IFOV * 1000}$$

A tabela 2 mostra quais sensores foram usadas, suas resoluções espaciais nominais correspondentes e suas escalas de trabalho. Para as imagens dos Landsat's 5 e 8 além de serem utilizadas as bandas 1, 2, 3, 4 e 5, foi utilizada a banda pancromática 8, cujo pixel é de 15 metros.

As escalas das imagens de satélite são de semi-detalle e de detalle. Estas são satisfatórias para o proposto da tese, tendo em vista o foco principal do estudo que são os campos de dunas eólicas costeiras.

**Tabela 2** – Escalas de trabalho para as imagens de satélite.

<b>IMAGEM/SENSO R BANDAS</b>	<b>RESOLUÇÃO ESPACIAL NOMINAL</b>	<b>ESCALA DE TRABALHO</b>	<b>NÍVEL DE DETALHE</b>
Landsat 5 TM Bandas 1 a 5	30m	1:60000	Semi-detalle
Landsat 8 OLI Bandas 1 a 5	30m	1:60000	Semi-detalle
Landsat 5 TM Banda 8	15m	1:30000	Detalle
Landsat 8 OLI Banda 8	15m	1:30000	Detalle
Quickbird	0.64m	1:1300	Detalle
SRTM	30m	1:60000	Semi-detalle
Fotografias Aéreas	2 a 5 metros	1:10000 a 1:4000	Detalle

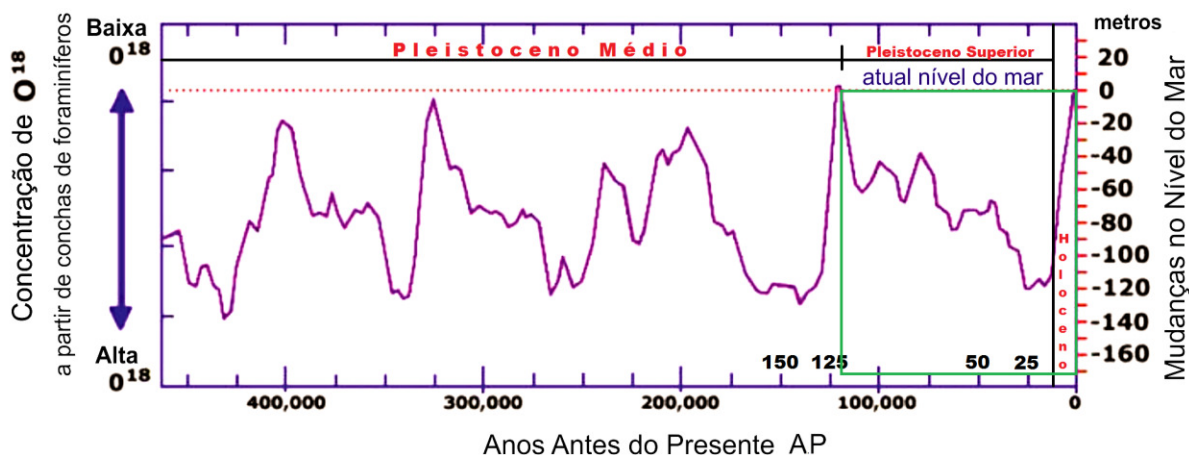
Fonte: o autor.

## CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir dos resultados obtidos pela datação por LOE feita para sedimentos eólicos das regiões costeiras dos estados do Ceará e leste do Maranhão, e também a partir da compilação de dados de outras pesquisas foi possível distinguir quatro cenários climáticos, distintos pela gênese e evolução de dunas, que ocorrem desde o início do Pleistoceno Superior, conforme as flutuações climáticas e as variações do nível relativo do mar (Figura 30). Os cenários corroboram com as gerações de dunas estudadas por outros autores (Maia, 1998; Claudino-Sales, 2002; Carvalho, 2003).

O primeiro e o segundo cenários condizem com as paleodunas mais antigas, datadas no intervalo de tempo compreendido entre 140 e +/- 25 mil anos A.P. O segundo cenário corresponde a eventos erosionais/deposicionais marcados por hiatos e registros eólicos com menos destaque dentro do longo e último período glacial que se estende de 110 a 25 mil anos A.P. O terceiro cenário estar associado ao mais intenso deposicional eólico, corresponde à formação/deposição dunas fixadas por vegetação, entre 25 e 4 mil anos A.P, quando houve ampliação do deserto seguido de crescimento da área vegetada e expansão do cerrado (Pessenda *et al.*, 2004; Ab'Sáber, 2003 e 2004). E por último o quarto cenário, que ocorre desde os últimos 4 mil anos até o presente, caracterizado pela deposição de dunas parcialmente fixas e ativas, que ainda são responsáveis pela manutenção costeira atual.

**Figura 30** – Transgressões e regressões marinhas durante o período Quaternário Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979). Destaque para a faixa de tempo de ocorrência da modelagem geomorfológica costeira conhecida nos dias de hoje.



Os dados de datação por LOE registrados para as dunas do estado do Maranhão (tabela 3) corroboram com os dados de datação feitos por outros autores, tanto para dunas do estado

do Ceará como para dunas de outras pesquisas já feitas também no estado do Maranhão (Almeida Filho et al, 2009; Santos & Silva, 2009; Guedes, 2012).

As dunas identificadas no Maranhão foram as paleodunas ( $108 \pm 11$  mil anos A.P) dos primeiro e segundo cenários. As dunas fixadas por vegetação, do terceiro cenário e suas três fases, com idade de  $25 \pm 2,1$  mil anos (primeira fase), 18 a 11 mil anos (segunda fase), e 8 a 5 mil anos (terceira fase). Uma duna datada com idade de  $1.400 \pm 270$  pode estar relacionado a remobilização de material, ou ainda pode pertencer ao quarto cenário relacionado as dunas parcialmente ativas e ativas móveis.

**Tabela 3** – Idades obtidas para os depósitos eólicos do estado do Maranhão datados por LOE.

Identificação no Mapa	Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	Dose Acumulada (Gy)	Idade (Anos A.P)	Cenário/Fase
<b>Ma12</b>	$965 \pm 150$	1.31	$1.400 \pm 270$	Remobilização ou 4º cenário
<b>Ma8</b>	$720 \pm 130$	3.63	$5.000 \pm 1.200$	3º cenário/3ª fase
<b>Ma14</b>	$360 \pm 30$	2.14	$6.000 \pm 800$	3º cenário/3ª fase
<b>Ma18</b>	$450 \pm 40$	3.91	$8.700 \pm 600$	3º cenário/3ª fase
<b>Ma13</b>	$433 \pm 30$	4.93	$11.000 \pm 1500$	3º cenário/2ª fase
<b>Ma21</b>	$480 \pm 17$	6.27	$13.000 \pm 1.100$	3º cenário/2ª fase
<b>Ma2</b>	$550 \pm 25$	8.97	$16.000 \pm 1.500$	3º cenário/2ª fase
<b>Ma24</b>	$485 \pm 40$	8.78	$18.100 \pm 2.500$	3º cenário/2ª fase
<b>Ma22</b>	$570 \pm 60$	10.65	$18.700 \pm 3.000$	3º cenário/2ª fase
<b>Ma25</b>	$520 \pm 20$	13.37	$25.000 \pm 2.100$	3º cenário/1ª fase
<b>Ma48</b>	$1.100 \pm 61$	121.14	$108.000 \pm 11.000$	1º e 2º cenários

Fonte: o autor.

### **5.1. PRIMEIRO CENÁRIO CLIMÁTICO E AS DUNAS DO INÍCIO DO PLEISTOCENO SUPERIOR - FINAL DO PENÚLTIMO GLACIAL - DE +/-140 a 110 mil anos A.P**

O primeiro cenário ocorre ainda no Pleistoceno Médio e pode ter se estendido até o início do Pleistoceno Superior, entre 140 e 110 mil anos antes do presente (A.P). 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  $8 \pm 2$  m 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 lo/U (Martin *et al.*, 1982 *apud* Martin *et al.*, 1993).

As dunas mais antigas encontradas na zona costeira do estado do Maranhão, mais precisamente nas proximidades da BR-402 e no estado do Ceará no município de Caucaia estão depositadas sobre os sedimentos da Formação Barreiras e possuem idade de aproximadamente 110 mil anos A.P.

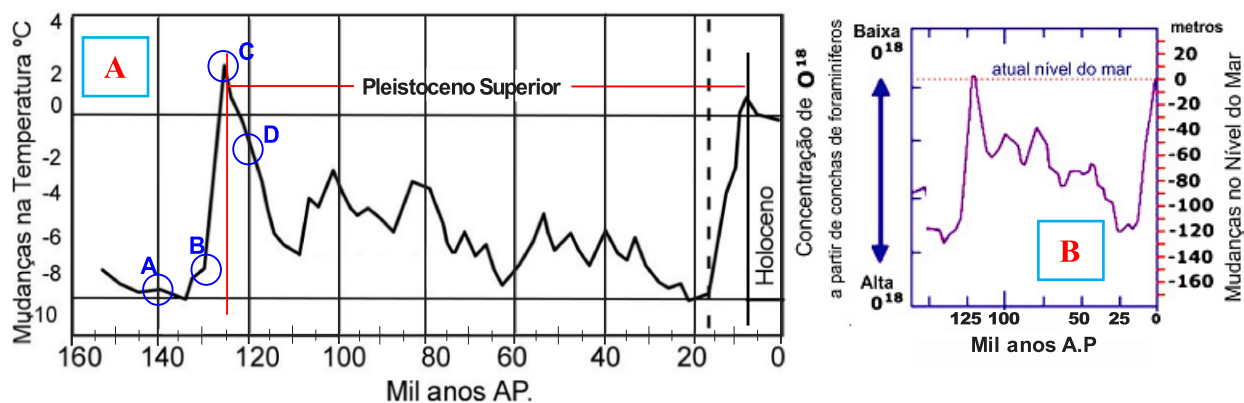
Tsoar *et al.* (2009) identificou idades para estes depósitos de  $132.000 \pm 11.000$  anos, correspondente ao fim do penúltimo período glacial no estado do Ceará. Esta idade os levou a conclusão de que estes depósitos vêm sendo formados desde o fim do período glacial, relacionado a idade de 140 mil anos antes do presente (A.P). Porém o erro para o dado é de 11 mil anos, que segundo os autores relaciona a formação destas dunas a uma época mais próxima do penúltimo interglacial. De fato a idade de 121 mil anos A.P, considerando o erro para menos, coloca as dunas em ocorrência de formação no declínio do nível da temperatura e conseqüentemente do nível relativo do mar após o marco do começo do Pleistoceno Superior. Já se considerado o erro para mais, a formação destes depósitos remota uma idade de 143 mil anos A.P, ainda no período glacial.

Estas variações no dado de datação propõem três situações para a formação destes depósitos eólicos mais antigos, relacionadas à formação/manutenção e erosão dos depósitos eólicos. A primeira relacionada a um nível de mar baixo, a segunda a um nível em ascensão e o terceiro a um nível decrescente (seguimentos A-B, B-C e C-D da figura 31, respectivamente).

O estudo de Giannini *et al.* (2011) mostrou a relação de formação/manutenção e erosão de depósitos eólicos como parte de um conjunto sistemático de processos relacionados às oscilações do nível relativo do mar. Os autores comentam que o espaço de estocagem ou de acumulação, delimitados pela extensão da área fonte (prisma intermarés) e pelas dimensões de equilíbrio ou saturação (que são a distância e altura no rumo do vento), tem que ser interpretado como um sistema de entrada (influxo ou deriva eólica efetiva) e saída (efluxo) de material. Tal controle de entrada e saída é dinamizado pelo controle climático, que age junto com as flutuações do nível relativo do mar. Já a estabilidade do sistema, como ele evolui no tempo, é uma etapa que depende das oscilações do aporte eólico e espaço de acumulação. Segundo Sawakuchi (2003) o aporte eólico é mais bem induzido pelas primeiras fases associadas ao processo de ascensão do nível relativo do mar, que conseqüentemente é acompanhado do restabelecimento do perfil de equilíbrio da superfície de deposição.

Estas considerações levam a propor como situação mais adequada para a formação/estabilização destes depósitos eólicos mais antigos, o fim do período glacial, que foi seguido do aumento da temperatura e ascensão do nível do mar (seguimentos A-B e B-C da figura 31). Esta suposição pode ainda ser mais bem aceita, quando considerado que o ciclo normal no processo de evolução de uma duna após sua formação/deposição é continuado por estabilização, geralmente devido ao crescimento de vegetação sobre ela, mesmo sendo difícil afirmar quando exatamente ocorreu tal processo de proliferação da vegetação. O que pode ser estimado é que esta fase de estabilização está relacionada com as etapas de elevação de temperatura, e que são acompanhadas de climas cada vez mais úmidos e aumento dos níveis de precipitação (Pessenda *et al.*, 2004). Tal fase pode estar mais bem compreendida, para o caso destas dunas mais antigas, entre as idades de 130 e 125 mil anos A.P (seguimento de B-C, figura 31), de acordo com o dado de datação de Tsoar *et al.* (2009).

**Figura 31** – A - Mudanças na temperatura e evidências de períodos glaciais no início do Pleistoceno Superior até o recente. (modificado de Duff (1995) *apud* Meireles *et al.* (2005). **B** - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie., 1979).



A erosão do material pode ser dada como a etapa final de evolução de dunas eólicas costeiras. Ao que parecem, para estas dunas mais antigas, os eventos de erosão podem estar relacionados ao intervalo do tempo que se estende desde o penúltimo interglacial (ponto C, figura 31). Mas é difícil afirmar até quando estes eventos duraram. Outra tarefa também não tão simples é afirmar qual processo erosivo estar envolvido, se relacionado à ação do vento ou marinha. Segundo Sawakuchi (2003) ao término da ascensão do nível relativo do mar (fase interglacial), um novo equilíbrio é atingido e conseqüentemente há um esgotamento da fonte de sedimentos eólicos, o que ocasiona a erosão do material depositado anteriormente. Considerando a afirmação do autor, a ação exclusivamente marinha se encaixaria de forma mais adequada para o modelo de erosão destas dunas. Porém o mesmo autor ressalta que

durante o declínio do nível relativo do mar, os depósitos eólicos passam por processos de intemperização e conseqüentemente são erodidos. Desse modo é sugerida uma primeira fase erosiva, causada pelo nível do mar no seu ponto mais alto, e em seguida uma erosão mais relacionada à ação eólica durante a descida do nível do mar. Tal sugestão encaixa bem nos dados de datação destas dunas, uma vez que corroboram com valores que variam de 120 a 115 mil anos A.P.

Em suma o modelo mais representativo do cenário de formação/evolução destes depósitos descreve uma fase inicial deposicional relacionada ao fim do período glacial entre 140 e 130 mil anos A.P, seguido por uma fase de estabilização/erosão que vai de 125 a 115 ou 110 mil anos A.P. O modelo implica uma grande variação no intervalo de idade para estas dunas, que pode justificar a gama de erro maior no dado para depósitos mais antigos.

### **5.1.1. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Início do Pleistoceno Superior no Estado do Ceará**

Estas dunas são encontradas em quase toda a região costeira do estado do Ceará, desde o extremo leste no município de Icapuí até o extremo oeste, onde são vistas próximas à praia do Preá, em frente a Pedra Sereia na estrada que vai de Preá à Jijoca de Jericoacoara (Figura 32). Neste caso, por estarem expostas como antigas falésias, podem apresentar fases acentuadas de voçorocamento. Muitas vezes são encontradas associadas à erosão eólica de depósitos mais recentes, devido à retirada de material no nível de base de lençóis de areia (Figura 33, praia da Baleia) ou *blowout* (Figura 34, Pecem) na planície de deflação, processo que às torna visíveis.

Estas dunas se encontram sob a forma tabular sem a forma clássica da duna, como um cômoro ou pequena elevação de terreno. Estão depositadas sobre os terrenos da Formação Barreiras. Em muitos casos os materiais da Formação Barreiras são confundidos com os das paleodunas, por apresentarem colorações semelhantes, porém podem ser diferenciados quanto à granulometria. Tatummi *et al.* (2008) datando sedimentos denominados pós-barreiras conseguiram encontrar idades variando na escala de centenas de milhares de anos para depósitos de areia fina. Para os autores estes depósitos com idades maiores são produtos de alto grau de bioturbação, ou seja, estruturas sedimentares gerada pela deformação e/ou mistura de material sedimentar por seres vivos, em ambiente aquoso. O que pode ocorrer nestes casos é a remobilização eólica dos sedimentos erodidos da Formação Barreiras.

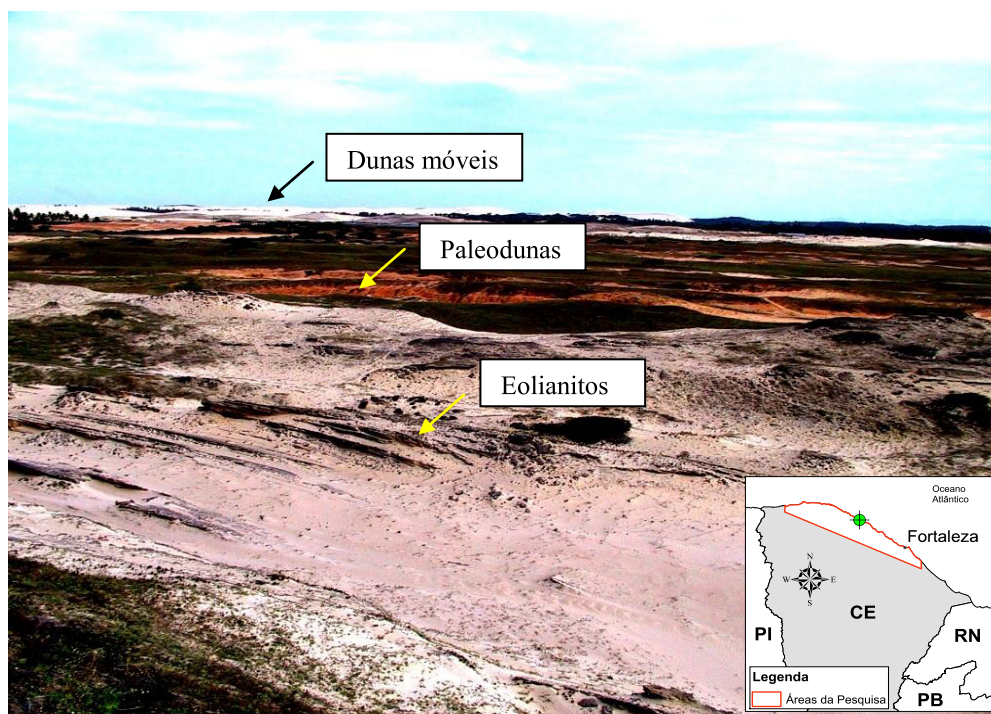


**Figura 32** – Paleoduna no pós-praia e fase acentuada de voçorocamento na localidade de Preá.

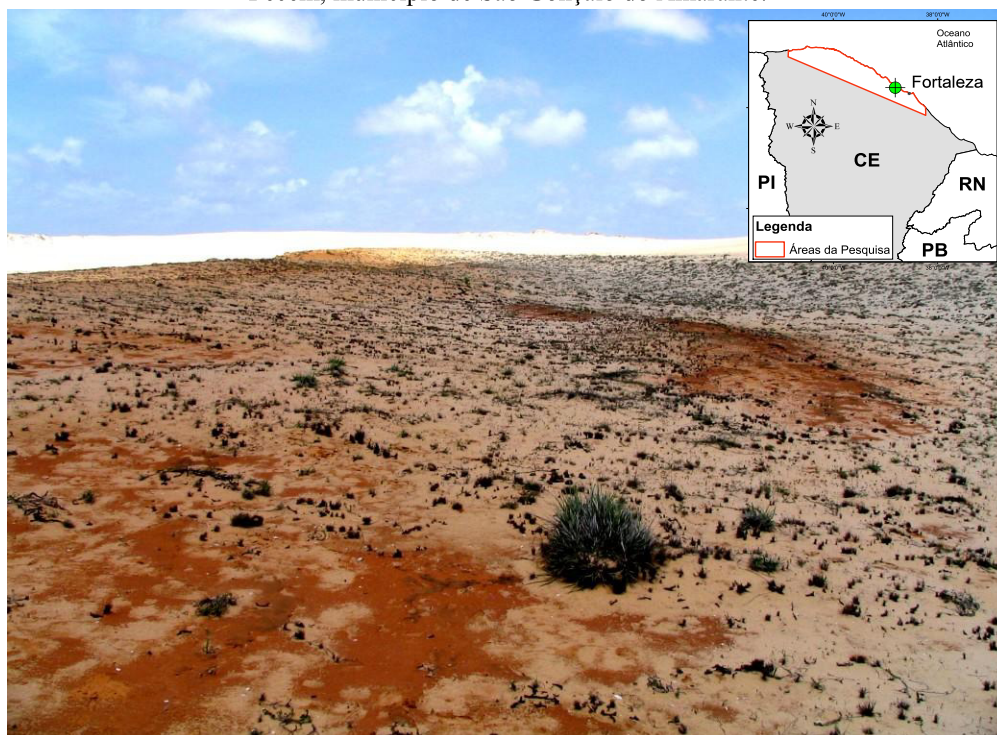


Fonte: o autor.

**Figura 33** – Paleodunas no nível de base mostrado pela erosão da planície de deflação próximo à praia da Baleia, no município de Itapipoca. (Foto: Reginaldo Lima Verde).



**Figura 34** – Paleodunas no nível de base mostrado pela erosão do *blowout* da duna parabólica na praia do Pecem, município de São Gonçalo do Amarante.

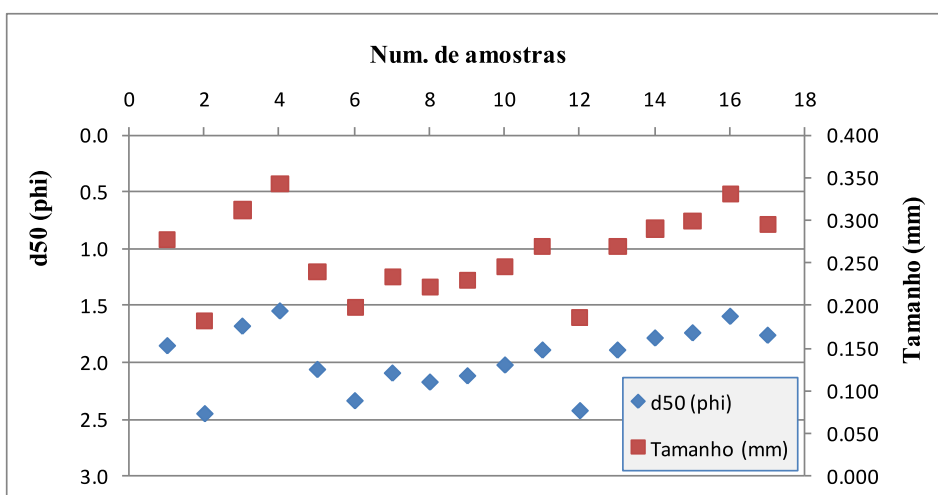


Fonte: o autor.

A análise granulométrica revelou que de uma forma geral estas dunas possuem uma fração granulométrica com  $d_{50}$  em valores de phi variando de 2,5 a 1,5, que correspondem a um intervalo de tamanho de 0,18 a 0,35 mm (Figura 35). A maioria das amostras correspondem, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), a uma granulação de areia média a fina (Figura 36). O desvio padrão dos dados revelou que a maioria do material das amostras destes depósitos é moderadamente selecionado, com duas amostras bem selecionadas (amostras Ce57 e Ce47) (Figura 37), e sete amostras pobremente selecionadas (amostras Ce50, Ce52, Ce53, Ce61 a Ce64) de um total de 18 amostras. As paleodunas com material moderadamente a bem selecionado correspondem ao esperado para estes depósitos, quanto ao grau de seleção por transporte eólico. Já a baixa seleção do material de alguns afloramentos foi atribuída à localização dos mesmos, em alguns casos, relacionada com outros depósitos ou a pedogenização. Alguns destes afloramentos estão associados a zona urbana onde a conservação do material *in situ* é prejudicada pela ação antrópica. E outros relacionados a depósitos com características granulométricas aleatórias, típicas da Formação Barreiras, e também a processos pedogenéticos mais acentuados que podem tornar alguns grãos mais finos.

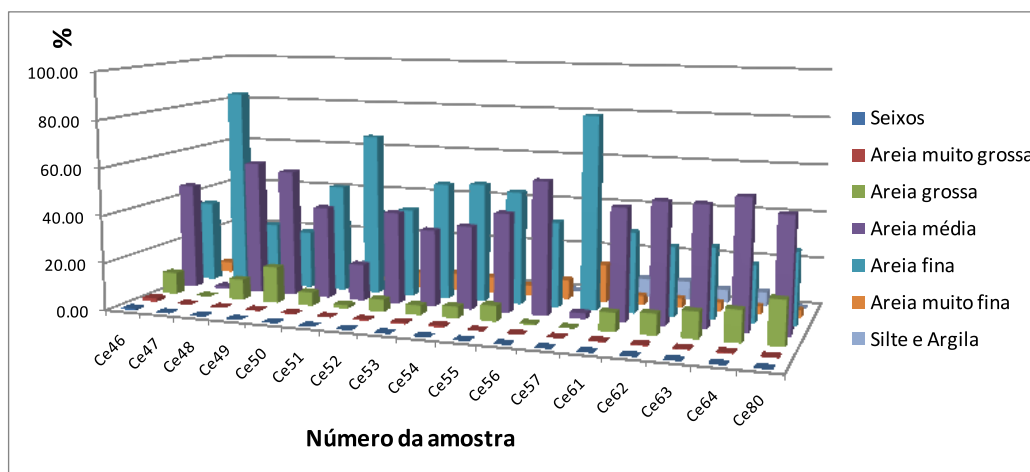
Já os teores de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) variam de 3,8 a 8,5% para estas paleodunas. Valores que refletem a influencia de sedimentação marinha na área de origem ou faixa de praia. A matéria orgânica concentra valores que vão de 0,11 a 0,95%, que condizem a baixa ou nenhuma influência de vestígios de organismo animal ou vegetal no material destas dunas.

**Figura 35** – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das paleodunas do estado do Ceará.

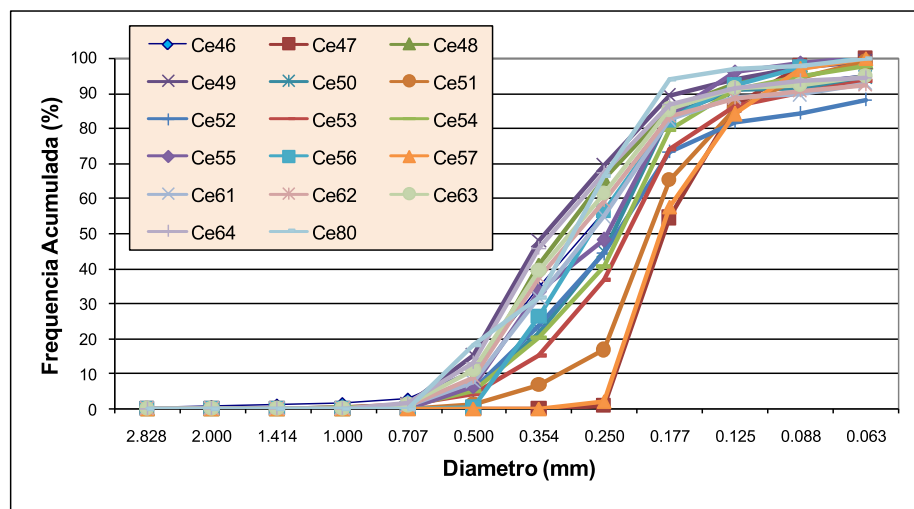


Fonte: o autor.

**Figura 36** – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as paleodunas do estado do Ceará.



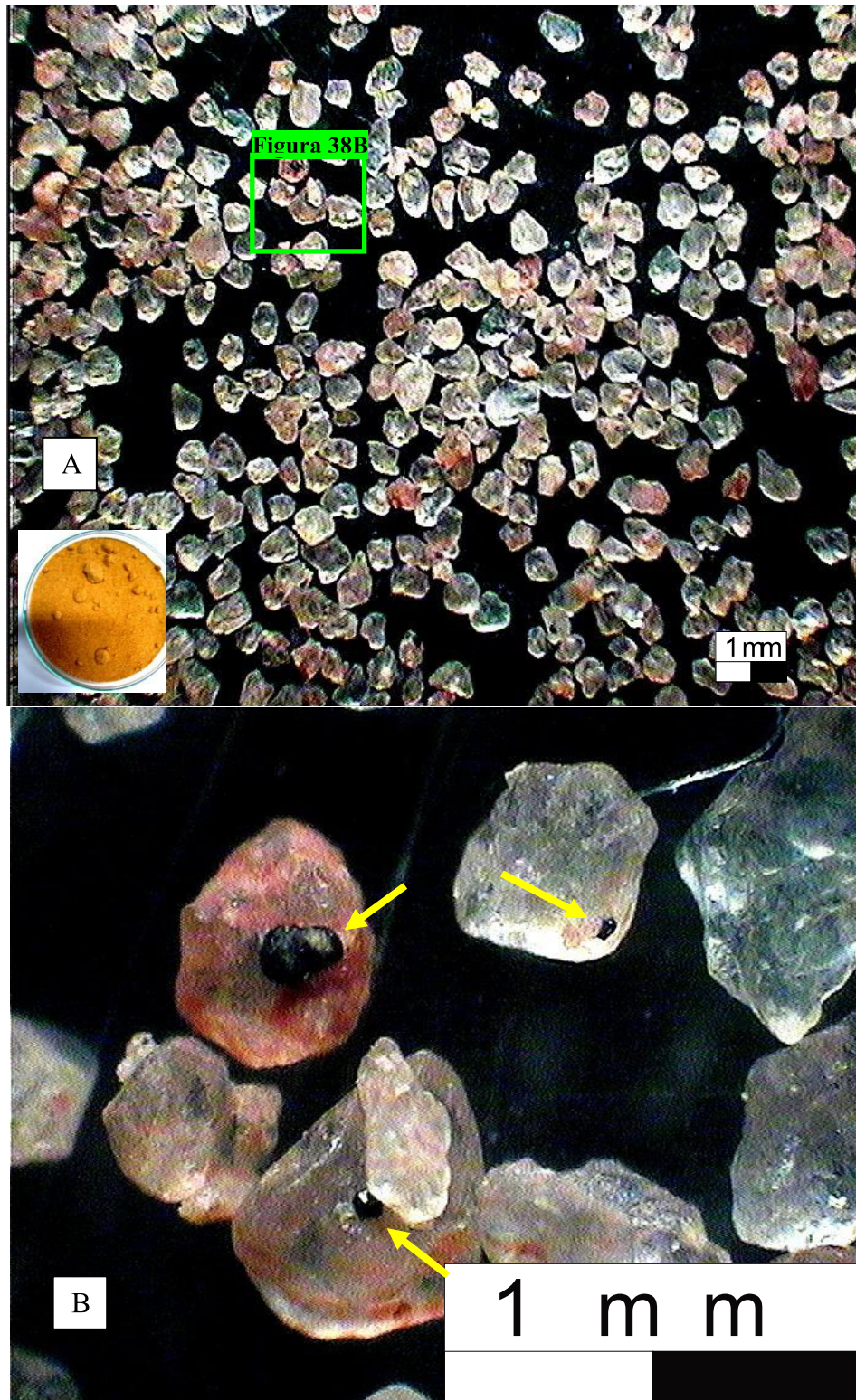
Fonte: o autor.

**Figura 37** – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das paleodunas do estado do Ceará.

Fonte: o autor.

A análise morfoscópica revela que os graus de arredondamento e esfericidade para este depósito paleodunas são moderados, variando de subangular a subarredondados (Figura 38A). A análise detalha também a cor avermelhada de alguns grãos de sedimento, que estar associada à oxidação do ferro em minerais pesados (Tsoar *et al.* 2009), que muitas vezes estão incrustados no quartzo (Figuras 38B). Tal situação é produto da combinação do oxigênio atmosférico com um elemento do mineral silicatado, gerando outro mineral, geralmente óxidos de Fe-Ti como ilmenita e rutilo. A dispersão destes minerais é a responsável pela coloração avermelhada. Esta característica propõe que estas dunas mais antigas se submeteram a um longo período de exposição atmosférica nas fases pós-deposicional e erosiva, quando a temperatura esteve em declínio, acompanhada de climas mais secos e com maiores intensidades dos ventos.

**Figura 38** – Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento das paleodunas do estado do Ceará em análise morfooscópica.



Fonte: o autor.

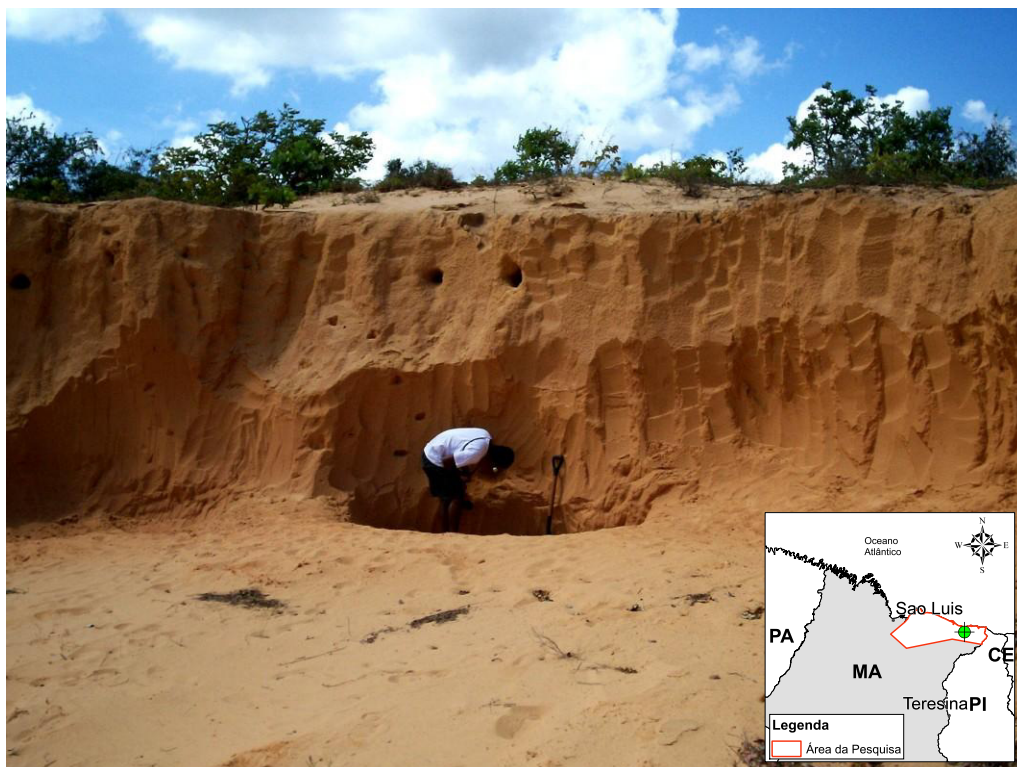
### 5.1.2. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Início do Pleistoceno Superior no Leste do Estado do Maranhão

No estado do Maranhão estas dunas foram encontradas em corte de estrada entre os municípios de Tutóia e Paulino Neves, e nas proximidades da cidade de Barreirinhas (Figura 39), ponto Ma2 no mapa.

Da mesma forma como no estado do Ceará estas dunas estão dispostas sob a forma tabular, e sem a forma clássica de cômoro ou colina. Estão situadas sobre os sedimentos da Formação Barreiras. A espessura da camada que representa estas dunas

As características sedimentológicas destas dunas não as diferem das demais. A granulação predominante é de areia fina (0,250 – 0,125mm), segundo da classificação de Folk & Ward (1957). O desvio padrão mostra grau de seleção variando de moderadamente a bem selecionada.

**Figura 39** – Coleta de amostra em paleoduna na estrada entre Tutóia e Pulino Neves, Maranhão.



Fonte: o autor.

Os teores de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) variam de 1,90 a 2,53% para estas dunas. Por mais que estes valores possam corresponder à origem marinha do material depositado em ambiente praiial, ou zona de origem, ainda é difícil garantir que estes teores estejam relacionados aos processos iniciais. De acordo com a escala de *Mohs*, que quantifica a dureza dos minerais de 1 a 10, a calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) tem dureza número 3, em quanto que o quartzo ( $\text{SiO}_2$ ) possui dureza 7. Desta forma o carbonato de cálcio que compõe a massa sedimentar dos campos de dunas, mesmo que na forma de mineral, fragmentos de carapaças de organismos marinhos, ou ainda sob a forma de cimento carbonático incrustado entre os grãos, mostra menos resistência aos eventos do intemperismo ao longo do tempo geológico do que os outros materiais. Isto pode explicar os baixos teores de  $\text{CaCO}_3$  encontrados para estes campos de dunas mais antigos.

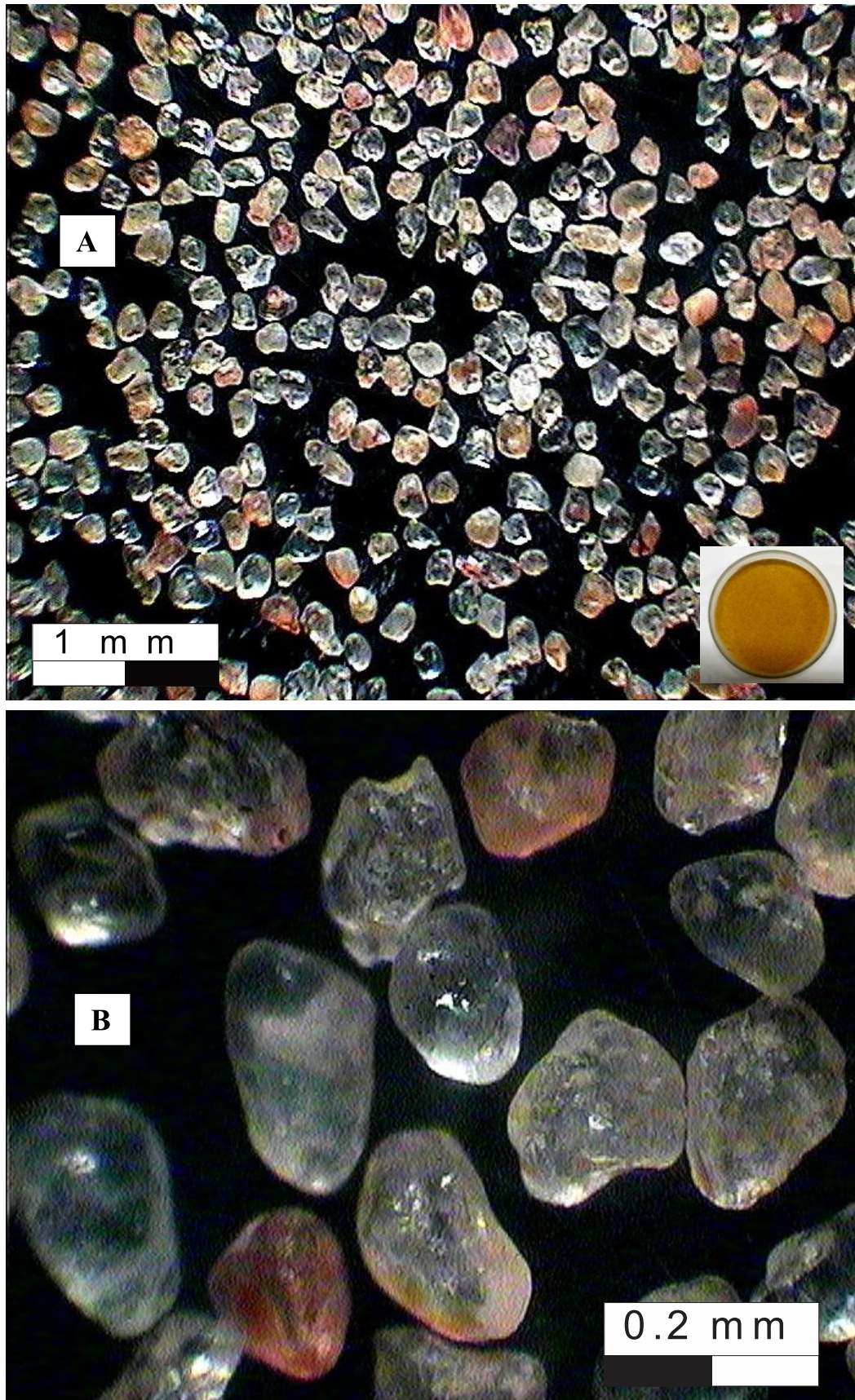
A matéria orgânica concentra valores que vão de 0,11 a 0,95%. Estes corroboram com estas dunas mais antigas, uma vez que não há vestígios significativos de matéria orgânica, salvo na camada suprajacente que consiste em solo raso com vegetação típica de tabuleiro pré-litorâneo.

A análise morfoscópica indica que os graus de arredondamento e esfericidade destes depósitos são bem mais acentuados que os das paleodunas registradas no Ceará. Por tanto os grãos são classificados como subarredondados (Figura 40).

Os grãos de quartzo das paleodunas do estado do Maranhão também são mais foscos que das dunas do Ceará. São também observados alguns grãos avermelhados a amarelados por ocorrência de ferro oxidado (Figura 40B). Porém não foi notada a presença de minerais pesados entre os grãos, assim como ocorre nas dunas do Ceará.

As paleodunas, de uma maneira geral, obedecem a uma condição geomorfológica mais tabular distinta da forma clássica de cômodo. Os afloramentos só são possíveis de serem observados caso haja extração de material para fins econômico em cortes de estrada, ou ocorrência de falésia morta próximo da faixa de praia, ou ainda se houver a erosão eólica no nível de base de depósitos mais recentes que estão sobrepostos às paleodunas.

**Figura 40** – **A** - Aspectos dos grãos das paleodunas do estado do Maranhão. **B** - Detalhe nos grãos com óxido de ferro.



Fonte: o autor.



## **5.2. SEGUNDO CENÁRIO CLIMÁTICO E OS HIATOS NÃO DEPOSICIONAIS (EROSIONAIS) NO PLEISTOCENO SUPERIOR - ÚLTIMO GRANDE GLACIAL - DE 110 A 25 MIL ANOS A.P**

O termo hiato na geologia é empregado para designar um longo período causado por desconformidade estratigráfica. Ou ainda, uma grande faixa de descontinuidade de eventos geológicos que são mais difíceis de serem descritos. Geralmente são marcados por longos períodos de erosão ou não deposição, ou ainda, por rupturas ou interrupção da continuidade no registro geológico, devido a ausência de material estratificado, que em condições normais, deviam estar presentes. Acontecem devido a não deposição ou erosão antes do material sobrejacente (Bates & Jackson, 1987).

O termo também é aplicado na arqueologia, em pesquisas que relatam a ocorrência do homem na mesma região, em dois intervalos distintos separados por outro longo intervalo de ausência no Holoceno. Como por exemplo, o estudo de Araujo *et al.* (2003) que relataram a presença do homem no Brasil Central em duas faixas de tempo, uma no Holoceno Inferior (10 a 8 mil anos A.P) e outra no Holoceno Superior (2 a 1 mil anos A.P), não havendo registro na região na faixa correspondente ao Holoceno Médio, quando foi também registrado grande período de seca.

Os eventos de *Heinrich* são conhecidos com uma série de episódios que ocorreram desde o último grande glacial (110 mil anos A.P) até início do Holoceno (10 mil anos A.P), e foram descritos pela primeira vez pelo geólogo marinho Harmut Heinrich em 1952. Tratam-se de eventos marcados pelo desprendimento de *icebergs* das geleiras carregados de rochas, que posteriormente, ao cruzarem o Atlântico Norte, derreteram, lançando as rochas ao fundo do oceano.

Através das pesquisas realizadas em sedimentos marinhos, por vários autores na segunda metade do século XX, foi possível distinguir seis eventos de *Heinrich* diferenciados, e denominados de H6 a H0 (Hemming, 2004), do mais antigo para o mais recente. Segundo (Hemming, 2004) os eventos H5 (+/- 45 mil anos A.P), H4 (38 mil anos A.) e H2 (+/- 24 mil anos A.P) correspondem às fases com proporções muito mais substanciais de deposição de sedimento líticos continentais nos oceanos do que as fases dos eventos H3 (+/- 31 mil anos A.P) e H6 (+/- 60 mil anos A.P). Tais eventos podem indicar a alternância entre formação/deposição e erosão de dunas no último grande glacial.

As idades de  $103 \pm 9$  mil e  $108 \pm 11$  mil anos A.P registradas no presente trabalho podem estar associadas aos primeiros eventos deposicionais (trecho A-B, figura 41) e

erosionais (trecho B-C, figura 41) ocorridos nas primeiras fases do grande glacial. Guedes (2012) registrou na zona costeira do estado do Maranhão idade de  $88 \pm 8,6$  mil anos A.P, e que podem representar outra fase deposicional (trecho C-D, figura 41) seguida de outra erosional (trecho D-E, figura 41).

Os dados de datação medidos por Tsoar *et al.* 2009 e Leal (2010, 2014) revelam dunas depositadas em torno dos 40 mil anos A.P. Segundo os autores as idades de  $37,6 \text{ mil} \pm 470$  anos,  $37,7 \text{ mil} \pm 390$  anos correspondem ao evento *Heinrich* H4, situada entre 37 e 38 mil anos (Bond & Lotti, 1995; Vidal *et al.*, 1999). A idade medida por Leal (2010) & Leal (2014) de  $40000 \pm 4200$  anos e a outra de  $40800 \pm 4600$  por Tsoar *et al.* (2009) podem corresponder tanto ao evento H5 como ao H4, considerando os erros de datação. Já a idade de  $22900 \pm 2000$  anos A.P (Tsoar *et al.*, 2009) corresponde ao evento H2, de acordo com o autor, está situado em torno de 24 mil anos A.P (Bond & Lotti, 1995; Vidal *et al.*, 1999).

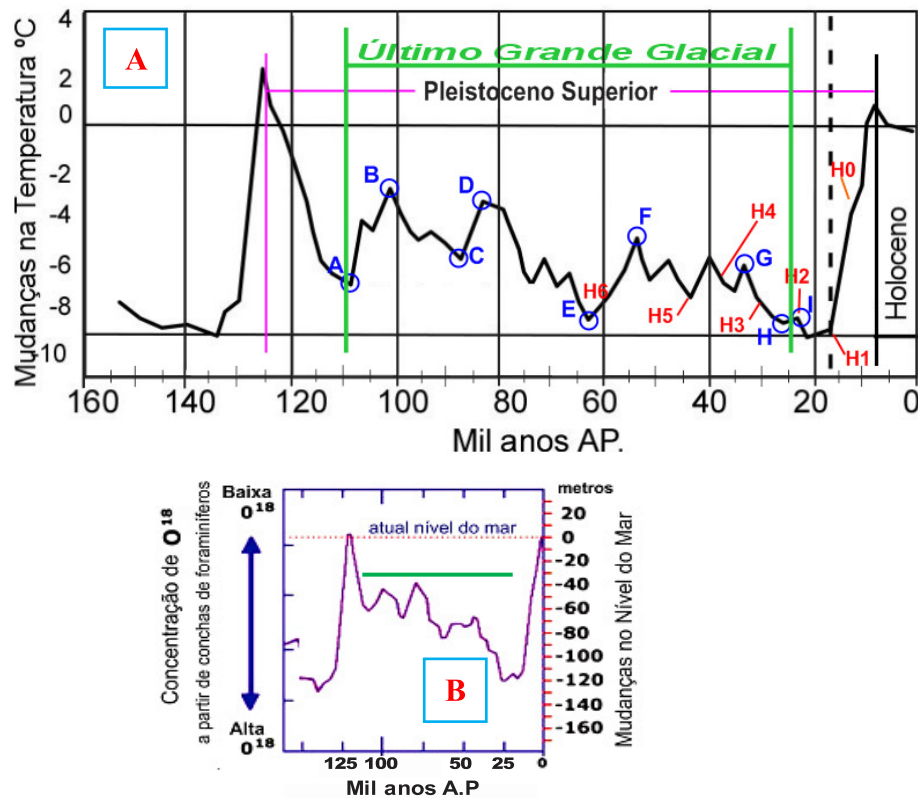
O trecho E-F da figura 41 corresponde a ascensão do nível de temperatura e conseqüente aumento do nível relativo do mar, logo após o fim do evento H6. Segundo Sawakuchi (2003) os eventos de ascensão são acompanhados de fases deposicionais no prisma praial e favorecimento de formação de dunas. Desta forma o que pode ser sugerido é a formação e deposição de dunas entre E-F que se estende até aproximadamente 50 mil anos A.P. Já o trecho F-G da figura 41 corresponde às fases dos eventos H4 e H5, e que mostra uma leve queda geral na temperatura, porém com uma freqüência constante entre subidas e descidas do nível relativo do mar, o que de fato pode não ter exercido influencia significativa no processo de deposição de dunas durante este período, onde estão inclusas as dunas datadas por Tsoar *et al.* (2009) e Leal (2010) & Leal (2014).

A idade de  $22,9 \pm 2$  mil anos (Tsoar *et al.* 2009) estar relacionada com o trecho H-I da figura 41. Este corresponde a uma pequena elevação da temperatura que corrobora com o evento H2. Mas a classificação do cenário para as dunas desta idade pode se tornar confusa, pois elas foram formadas no fim da última grande glaciação, e o material envolvido na formação pode ser retrabalhamento do sedimento das dunas formadas entre os eventos H5 e H4 e que podem ter sido erodidas no H3 (Figura 41).

Esta extensa faixa glacial do Pleistoceno Superior foi marcada por freqüentes processos eustáticos de transgressão e regressão marinha, e pequenas flutuações no clima, que podem ter influenciado a dinâmica de deposição, intemperismo e erosão dos depósitos. A tabela 4 mostra pelo menos três significativos hiatos erosionais registrados durante a última grande glaciação. O primeiro pode ter ocorrido entre 100 e 90 mil anos, o segundo entre 80 e 60 mil anos, e o terceiro entre  $40 \pm 35$  a 25 mil anos. Os dados de datação correspondem às

situações que tiveram como processo principal a deposição de sedimento. Esta gama de situações deposicionais e erosionais propõe a formação de várias gerações de dunas que foram dizimadas posteriormente entre o intervalo de 110 e 25 mil anos A.P. De uma maneira geral as dunas cuja idade corresponde aos intervalos situados dentro da última grande glaciação já não preservam mais sua forma clássica de cômodo, o que torna difícil, em alguns casos, a identificação em campo e a separação em classes de gerações. São depósitos que se encontram na forma tabular e estão cobertas por dunas mais novas do terceiro e quarto cenários. Já as dunas com idades em torno dos 25 mil anos A.P ainda preservam a forma clássica de cômodo vista *is situ* e podem pertencer ao grupo de dunas do terceiro cenário, mostradas na seção seguinte.

**Figura 41** – A - Fases de hiato de formação e erosão de dunas. E os eventos de *Heinrich* de acordo com a variação da temperatura no Pleistoceno Superior (ver tabela 4). (modificado de Duff (1995) *apud* Meireles *et al.* (2005). **B** - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979).



**Tabela 4** – Descrição dos trechos da figura 41 com relação aos hiatos de deposição e erosão de dunas (paleodunas) formadas no Pleistoceno Superior.

Trecho da Figura 116	Situação Depositional	Evento Heinrich	Intervalo (mil anos A.P)	Dados de Datação Relacionados (mil anos A.P)	Autor
A - B	Deposição	Sem evento	110 - 100	108 ± 11 e 103 ± 9	Presente trabalho
B - C	Hiato erosional	Sem evento	100 - 90	-**	
C - D	Deposição	Sem evento	90 - 80	88 ± 8,6	Guedes (2012)
D - E	Hiato erosional	H6	80 - 60	-	
E - F	Deposição	Sem evento	60 - 50	-	
F - G	Deposição/ Hiato erosional	H5 e H4	50 - 40 ~* 35	40800±4600; 40000±4200; 37700±390; 37600±470	Tsoar <i>et al.</i> (2009) e Leal (2010, 2014)
G - H	Hiato erosional	H3	40 ~ 35 - 25	-	
H - I	Deposição	H2	25 ~ 20	22900±2000 e 25.000 ± 2.100	Tsoar <i>et al.</i> (2009) e Presente Trabalho

Fonte: o autor.

\* aproximação de valor. \*\* sem registro de dado na literatura.

### 5.3. TERCEIRO CENÁRIO CLIMÁTICO E AS DUNAS DA TRANSIÇÃO ENTRE O PLEISTOCENO SUPERIOR E HOLOCENO - FINAL DO ÚLTIMO GRANDE GLACIAL AO ATUAL INTERGLACIAL - DE 25 a 5 MIL ANOS A.P

A datação por LOE pôde revelar pulsos eólicos em diferentes fases do final do Pleistoceno Superior e início do Holoceno, que foram responsáveis pela formação e evolução geomorfológica de dunas hoje fixadas por vegetação.

O terceiro cenário ocorre desde o final do Pleistoceno Superior (25 a +/- 11 mil anos A.P) e que se estende até o início do Holoceno Médio (+/-5 mil anos A.P) e que corresponde ao maior conjunto de variação morfológica de depósitos eólicos costeiros ainda com forma preservada.

A classificação destas dunas apenas como do terceiro cenário climático, feita por outros autores, foi melhorada na presente tese com a proposta de dividir todo o conjunto de dunas em três fases que corroboram com os pulsos eólicos registrados pelos dados de datação.

A primeira fase corresponde as dunas fixas vegetadas registradas no fim do grande período glacial (25 a 20 mil anos A.P). Esta fase está relacionada ao evento *Heinrich* H2. A segunda fase corresponde as dunas fixas com idades de ±18 a 11 mil anos A.P, relacionadas a evento H1 e o fim do Pleistoceno Superior. A terceira fase corresponde as dunas fixas com

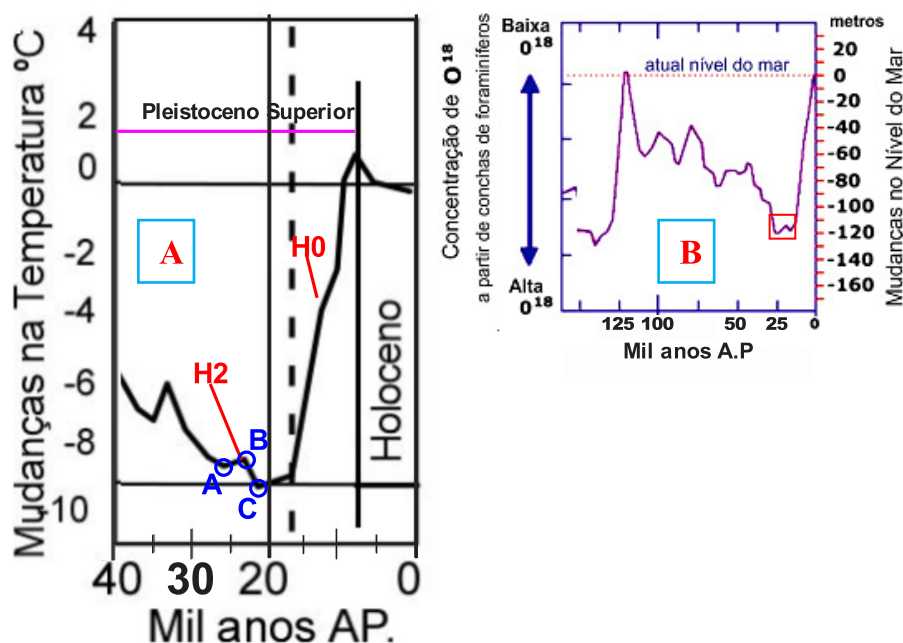
idades de  $\pm 10$  e 5 mil anos A.P, que corresponde ao início do Holoceno até o Holoceno Médio.

### 5.3.1. Primeira Fase - Dunas do Fim do Último Grande Glacial (+/-25 a 20 mil anos A.P)

A faixa de tempo situada no fim do último grande período glacial, definida pelo evento *Heinrich H2*, é correspondente a formação das dunas fixas vegetadas mais antigas. A deposição destas dunas pode estar situada no trecho A-B da figura 42, marcado por um mar mais baixo, seguido de pequena ascensão. Já parte da erosão deste material pode ter ocorrido em evento de pequeno declínio da temperatura (trecho B-C, figura 42).

As dunas que estão relacionadas com o evento *Heinrich H2*, depositadas no fim do último e grande período glacial, foram datadas por Tsoar *et al.* (2009) com idade de  $22,9 \pm 2$  mil anos, e na presente tese idade de  $25 \pm 2,1$  mil anos A.P para uma amostra de duna do Maranhão. No caso da amostra datada por Tsoar *et al.* (2009) foi coletada, segundo os autores, em um canteiro de areia avermelhada a amarelada, muito provavelmente local onde as dunas possuem crista baixa ou quase nenhuma forma clássica de cômodo preservada. Já no leste do estado do Maranhão estas dunas de 25 mil anos ainda preservam tal forma.

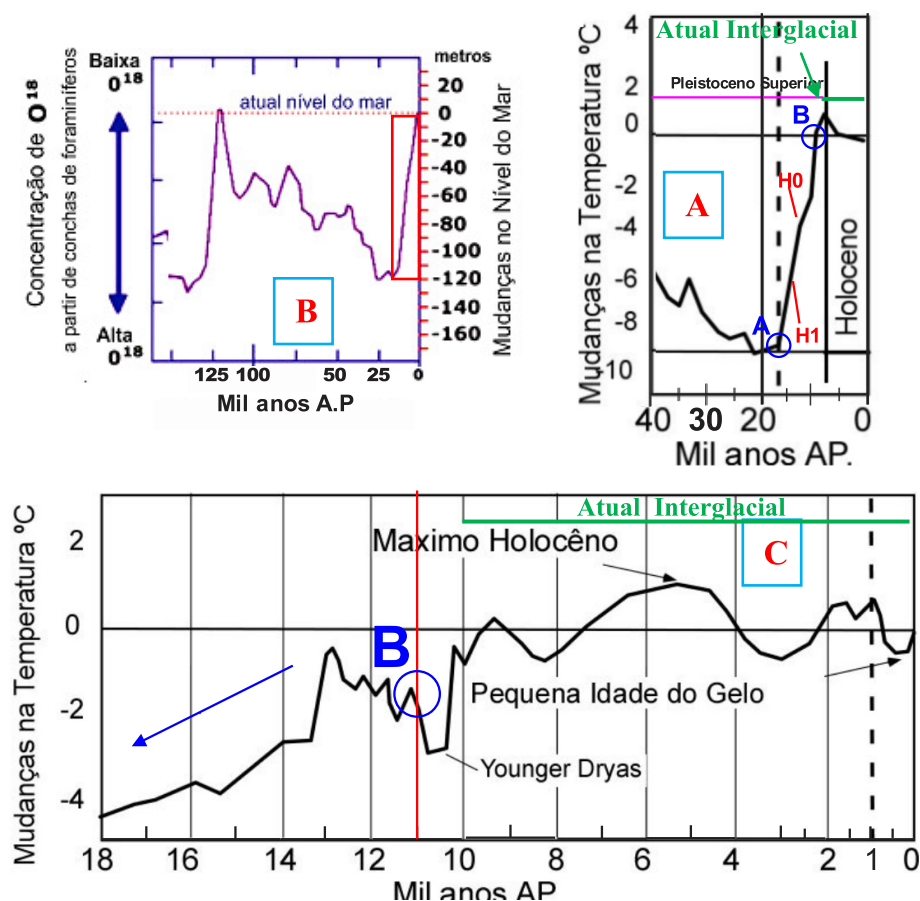
**Figura 42** – A - Eventos de *Heinrich H2* e as etapas de deposição e erosão de dunas fixas da primeira fase. (Modificado de Duff (1995) *apud* Meireles *et al.* (2005). B - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979).



### 5.3.2. Segunda Fase - Dunas do Fim do Pleistoceno Superior ( $\pm 18$ a 11 mil anos A.P)

As dunas da segunda fase do terceiro cenário são formadas na faixa compreendida entre o fim do Pleistoceno Superior e início do Holoceno. Fase marcada por constante e intensa elevação da temperatura e nível relativo do mar, culminando no último e atual interglacial (Figura 43 A, trecho A-B). Esta faixa de tempo também corresponde aos eventos *Heinrich* H1 e H0. O final da fase de formação/estabilização destas dunas antecede outro evento que marca o início da formação das dunas da terceira fase, o *Youngers Dryas* (Figura 43 C).

**Figura 43** – A - Intervalo de formação de dunas da segunda fase e os eventos *Heinrich* H1 e H0. (Modificado de Duff (1995) *apud* Meireles *et al.* (2005). B - Variação do nível do mar no Pleistoceno Superior. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979). C - Detalhamento do final da faixa de tempo de formação dos campos de dunas da segunda fase.



Análises de pólen realizadas por Ledru *et. al.* (2001) na lagoa do Caço (região central do campo de dunas do leste maranhense) revelaram que o fim do período glacial, ocorrido no Pleistoceno Superior (14 - 12 mil anos A.P), foi acompanhado de condições climáticas mais úmidas, o que teria favorecido o crescimento de vegetação na área. Ab'Sáber (2003 e 2004) confirma que as condições climáticas da região, em cerca de 12,7 mil anos A.P tiveram consideráveis alterações tendo como resultado a expansão das florestas perenifólias amazônicas, que ocuparam o espaço ocupado pela vegetação de caatinga expandida entre 23 e 12,7 mil anos.

Pesquisas realizadas em quatro tipos de vegetação (restinga costeira, savana lenhosa, cerrado lenhoso denso e floresta) na região de Barreirinhas 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 mais úmido. Zocatelli *et al.* (2012) mostrou a variação do nível da lagoa do Caço durante o fim do Pleistoceno Superior e início do Holoceno. A autora constatou duas faixas de tempo relacionadas a níveis da lagoa mais altos, ao intervalo ente entre 17,4 e 14,2 mil anos A.P e outra mais nova situada de 7 mil anos até o presente.

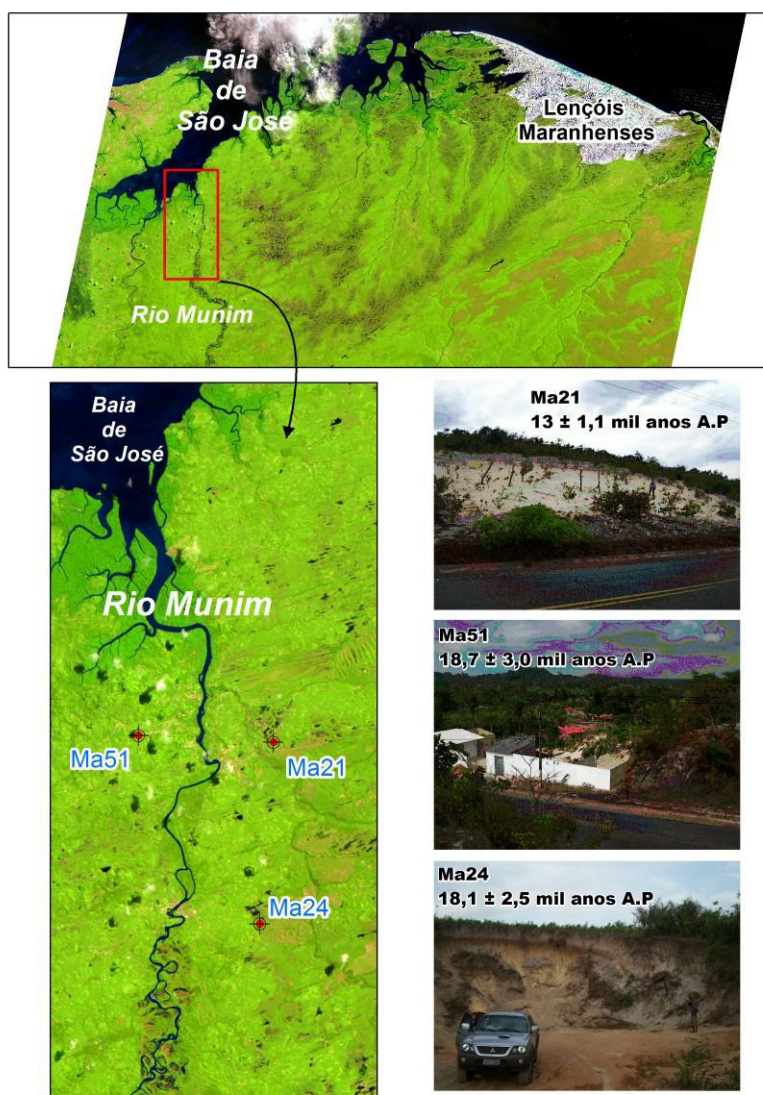
As pesquisas mostram um intervalo em comum onde houve clima mais úmido durante as fases finais do Pleistoceno Superior, que estar situado entre 14 e 12 mil anos A.P. O que indica que a expansão dos campos de dunas do terceiro cenário climático teve seu ápice entre 19 e 14 mil anos A.P, e que a transição entre Pleistoceno e Holoceno foi marcada por favorecimento do crescimento da vegetação sobre estas dunas. Segundo Wang *et al.* (2004) as fases de aumento da temperatura, principalmente entre 20 e 7 mil anos A.P, foram resultados da migração mais para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), provocando períodos intensos de chuva, diminuição da intensidade dos ventos e crescimento da vegetação, o que teriam provocado a estabilização destas dunas em várias etapas distintas.

Na região costeira do leste do Maranhão dunas com idades de  $18,7 \pm 3$  mil anos A.P e  $18.1 \pm 2.5$  mil anos A.P foram encontrada a nordeste e a sudoeste do rio Munim, respectivamente (Figura 44). Os dados podem indicar duas situações. A primeira o formação do vale da drenagem pós-deposição/estabilização dos campos de dunas, e conseqüente erosão de parte dos depósitos. E a segunda o avanço do campo de dunas sobre o rio com seu nível muito mais baixo do que o atual. A primeira situação define a formação das dunas em evento anterior ao surgimento do rio. O segundo caracteriza o rio como mais antigo.

Leal (2010) mostrou que parte do curso do rio Cocó no estado do Ceará foi alterado no sentido de migração dos campos de dunas, devido ao avanço de depósitos eólicos mais antigos sobre aquele rio durante o Pleistoceno Superior, e o mesmo curso alterado, hoje é parte de um rio de menor porte denominado de Riacho Maceió. Na região costeira do Maranhão não foram encontradas evidências de alteração do curso do rio Munim, nem tão pouco a existência de outro curso nas proximidades da área coberta pelas dunas.

Ab'Sáber (2004) relata que o nível do mar na região se elevou cerca de 100 metros, em relação a cota zero atual, entre 12,7 e 5,5 mil anos A.P, e que teria inundado todo o platô costeiro oeste, formando o Golfão Maranhense onde se encontram a Ilha do Maranhão e a Baía de São José, e que recebe as águas do rio Munim.

**Figura 44** – Dunas da segunda fase do terceiro cenário climático localizadas a NE e SW do rio Munim na zona costeira do estado do Maranhão.



Fonte: o autor.



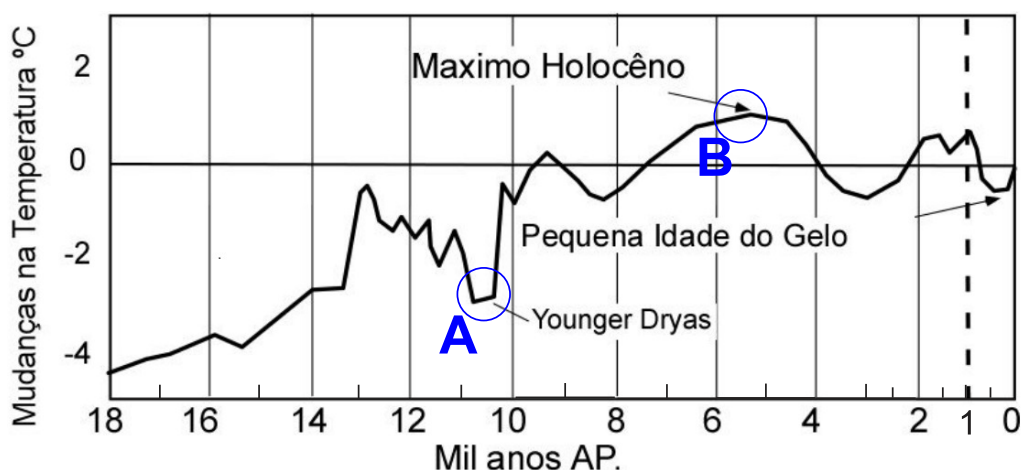
### 5.3.3. Terceira Fase - Dunas do Início do Holoceno ao Holoceno Médio (+/-10 a 5 mil anos A.P)

A formação das últimas dunas da do terceiro cenário, pode estar associada a uma pequena queda da temperatura ocorrida logo após a transição entre o Pleistoceno Superior e Holoceno (+/-11 mil anos A.P). Este evento é denominado de *Younger Dryas* (ponto A, figura 45).

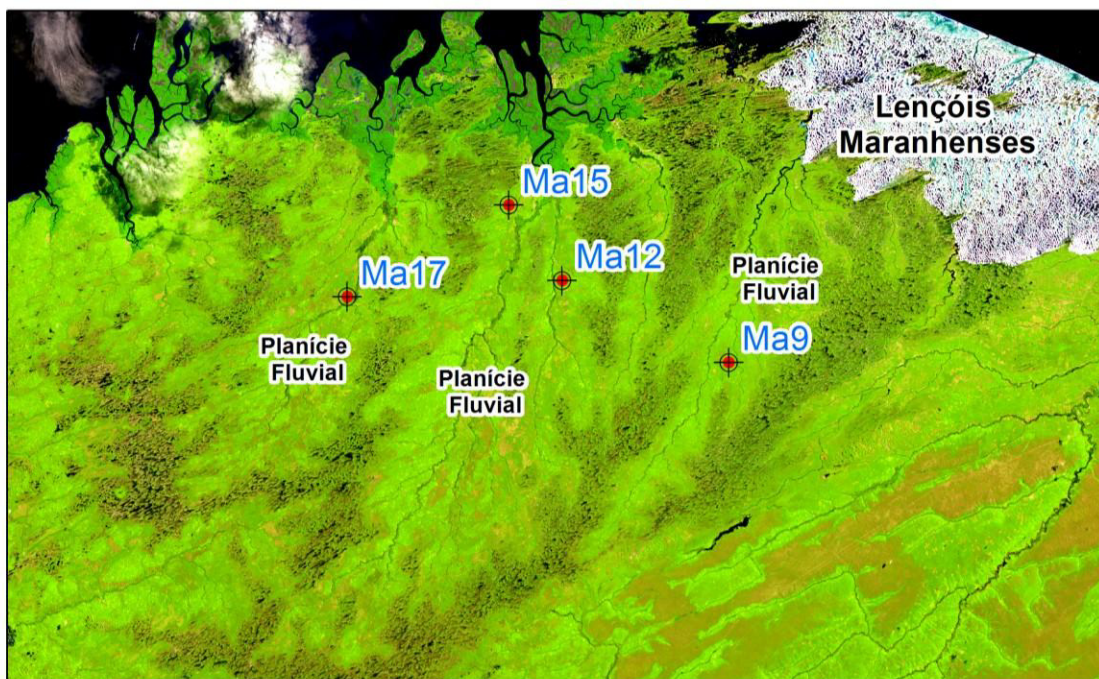
O estudo de Pessenda *et al.* (2004) indica ainda que, entre 9 e 4- 3 mil anos A.P, houve expansão do cerrado, provavelmente relacionado à presença de clima mais seco, e que a partir de 4-3 mil anos para o presente há um aumento na densidade arbórea, devido ao retorno de um clima mais úmido, provavelmente semelhante ao presente. Este estudo indica que os pulsos de deposição destas dunas persistiu com mais intensidade durante pelo menos 5 mil anos.

Segundo Ab'Sáber (2004) o evento de inundação registrado pela pequena transgressão marinha (5,5 a 2,5 mil anos), ocorrida no máximo Holoceno (ponto B, figura 45) foi o responsável pela inundação de vales de cursos inferiores de rios, mais próximos de seus estuários e a modelagem do litoral do Golfão Maranhense e Ilha do Maranhão. Tal evento pode ter sido o responsável pela geração de vales menores situados no centro do grande campo de dunas do terceiro cenário climático, gerando planícies fluviais, associadas aos depósitos eólicos de morfologia simples como algumas dunas parabólicas dos tipos grampo, lobulares e oblíquas de crista baixa da terceira fase (Figura 46).

**Figura 45** – A - Evento *Younger Dryas* e o Máximo Holoceno responsáveis pela modelagem das dunas do da terceira fase do terceiro cenário climático.



**Figura 46** – Dunas da terceira fase do terceiro cenário climático localizadas em planícies fluviais na zona costeira do estado do Maranhão.



Fonte: o autor.

### 5.3.4. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Terceiro Cenário no Estado do Ceará

Estas dunas mais antigas do terceiro cenário (dunas da primeira fase) ainda podem ser vistas em campo, mesmo em alguns casos, com crista baixa ou sob o aspecto de dunas dissipadas, no caso de dunas do estado do Ceará (Figura 47). A preservação da forma pode estar atrelada a não ocorrência de processos erosivos, como os que atuaram em depósitos mais antigos de paleodunas.

**Figura 47** – Aspectos das dunas da primeira fase do terceiro cenário no estado do Ceará.



Fonte: o autor.

As dunas da segunda e terceira fases do terceiro cenário climático, de uma maneira geral, se apresentam sob a forma parabólica e suas variações geomorfológicas (Pye & Tsoar, 1990). Na região costeira do estado do Ceará esta variação é mais sutil. Já no estado do Maranhão a variação é bem maior. Estas dunas, na maioria dos casos, são possíveis de serem identificadas somente em imagens de satélite, o que se vê em campo são partes do braço da mega duna parabólica (Figuras 48 e 49).

**Figura 48** – Dunas parabólicas na região costeira entre as praias de Presídio e Prainha, município de Aquiraz, estado do Ceará.



Fonte: o autor.

**Figura 49** – Dunas parabólicas na região costeira de Pecem, município de São Gonçalo do Amarante, estado do Ceará.



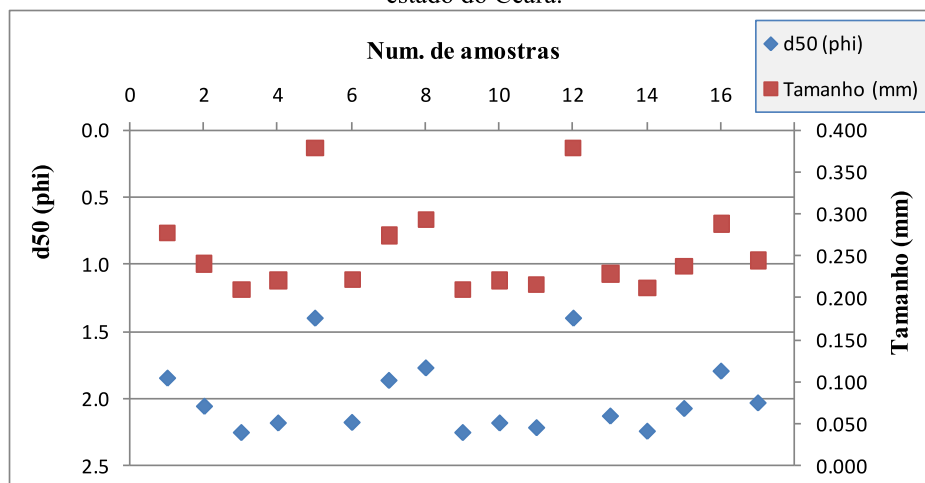
Fonte: o autor.

\*não pertencem ao grupo das dunas do terceiro cenário climático.

A análise granulométrica das dunas da segunda e terceira fases do terceiro cenário climático revelou que a fração predominante para um  $d_{50}$  variando em valores de  $\phi$ , é de 2,2 a 1,4 e condiz a um intervalo de tamanho dos grãos em mm de 0,2 a 0,4, correspondente às frações areia média a areia fina (Figuras 50 e 51). O desvio padrão dos dados, que está relacionado ao grau de seleção dos grãos, mostra que a maioria dos depósitos de dunas apresentam material moderadamente selecionado, tendo outros como bem selecionado (Figura 52). Nenhuma amostra foi caracterizada como pobremente selecionada. Algumas amostras possuem concentrações de areia grossa variando de 10 a 20%. Estas estão associadas à dunas parabólicas que se situam mais próximas da faixa de praia e planície de deflação, como as parabólicas da região costeira de Aquiraz.

Os teores de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) variam de 4,7 a 5,7% para estas dunas do terceiro cenário climático. A matéria orgânica concentra valores que vão de 0,5 a 3,75%. Os valores são bem maiores, comparados aos achados para as paleodunas. Estas dunas fixas preservam parte da matéria orgânica decomposta da vegetação que as cobrem.

**Figura 50** – Variação do  $d_{50}$  e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do terceiro cenário climático do estado do Ceará.



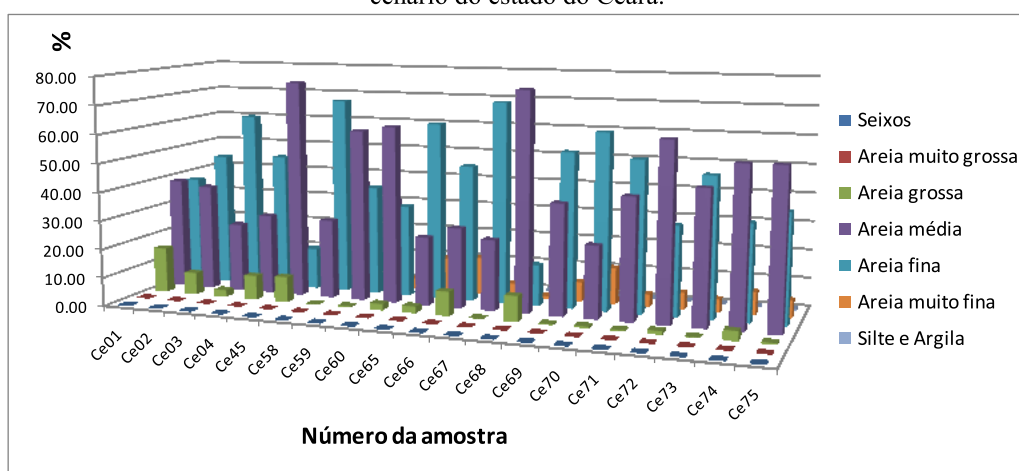
Fonte: o autor.

A morfoscopia feita nos grãos das dunas do terceiro cenário revela que os graus de arredondamento e esfericidade variam de angular a subangular. Os grãos mais arredondados são mais opacos que os grãos angulosos. Há a presença de grãos amarelados a avermelhados nos grãos das dunas da primeira fase ( $\pm 20$  mil anos A.P) e segunda fase ( $\pm 19$  a 11 mil anos A.P), sendo mais freqüente nas dunas da primeira fase (Figura 53 A e B). Isto pode ser atribuído, no caso das dunas da primeira fase, ao fato de estarem há maior tempo sob a

exposição do oxigênio atmosférico, já que são dunas mais antigas. Já as dunas da segunda fase possuem com menor frequência a presença destes grãos amarelados a avermelhados, devido à forte influencia da vegetação que mantém o ambiente mais redutor.

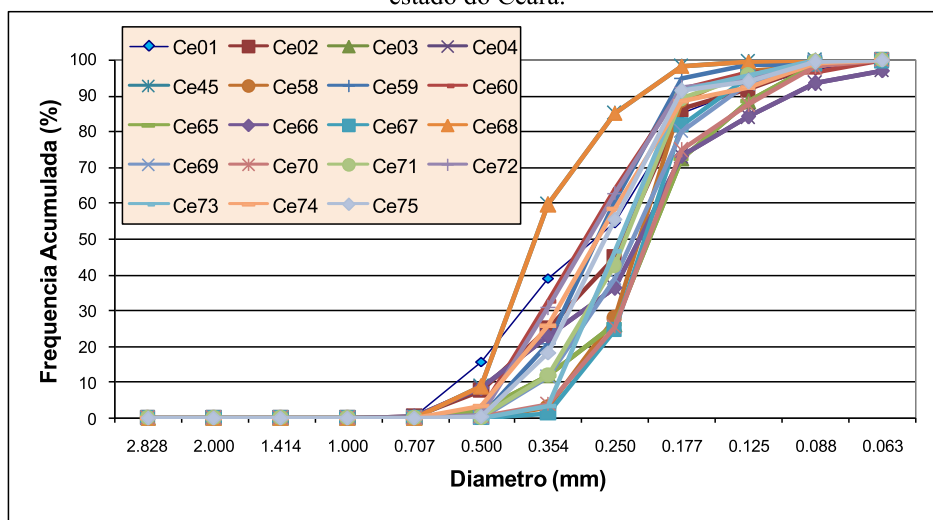
O detalhe nos grãos das dunas da segunda fase exibiu a presença de fragmentos de cascas de raízes que muitas vezes estão incrustadas nos grãos de quartzo (Figura 54B). Já nas dunas da terceira fase ( $\pm 10$  a 5 mil anos A.P) o detalhe mostra fragmentos de organismos vivos (Figura 55B).

**Figura 51** – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas do terceiro cenário do estado do Ceará.



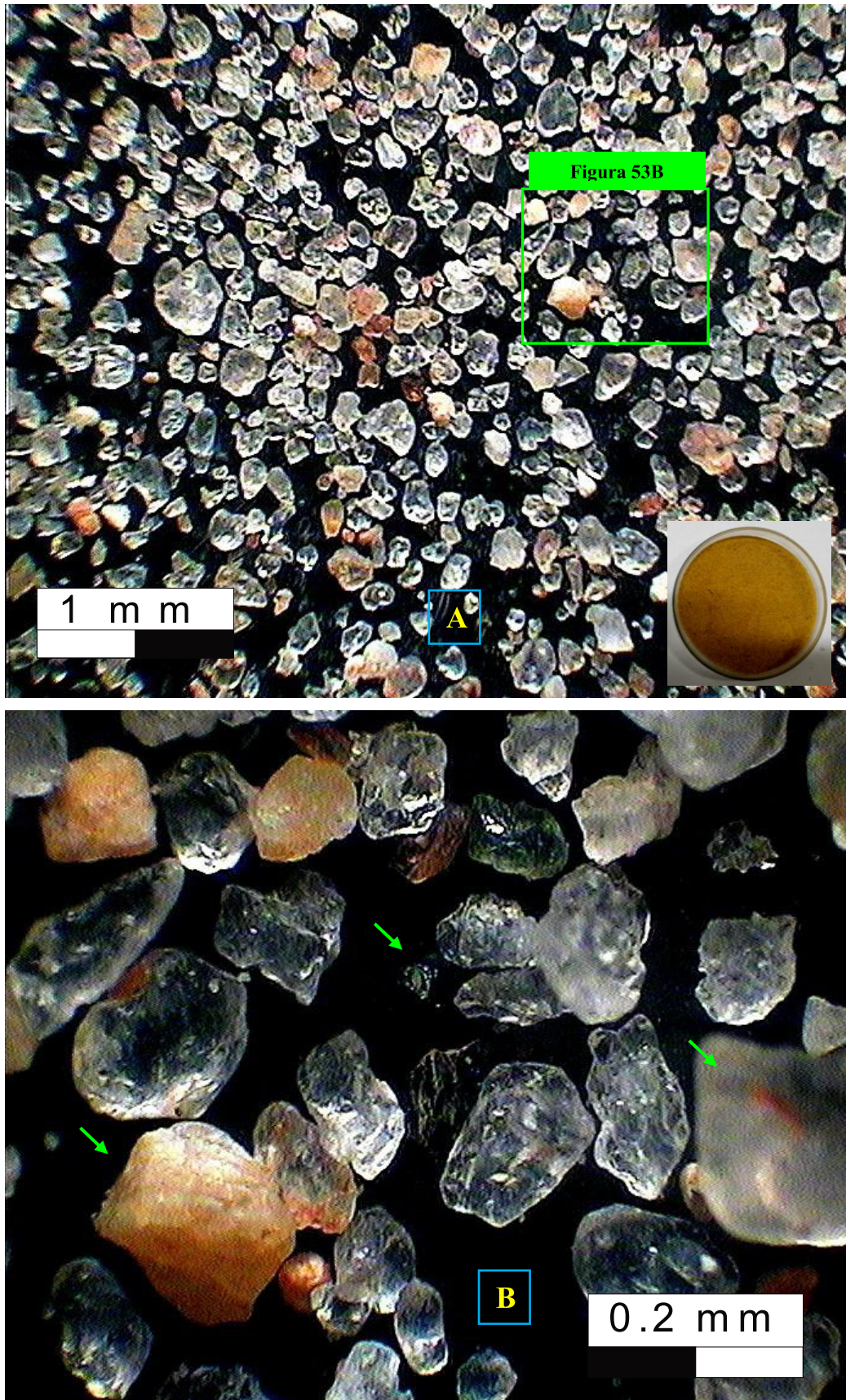
Fonte: o autor.

**Figura 52** – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do terceiro cenário do estado do Ceará.



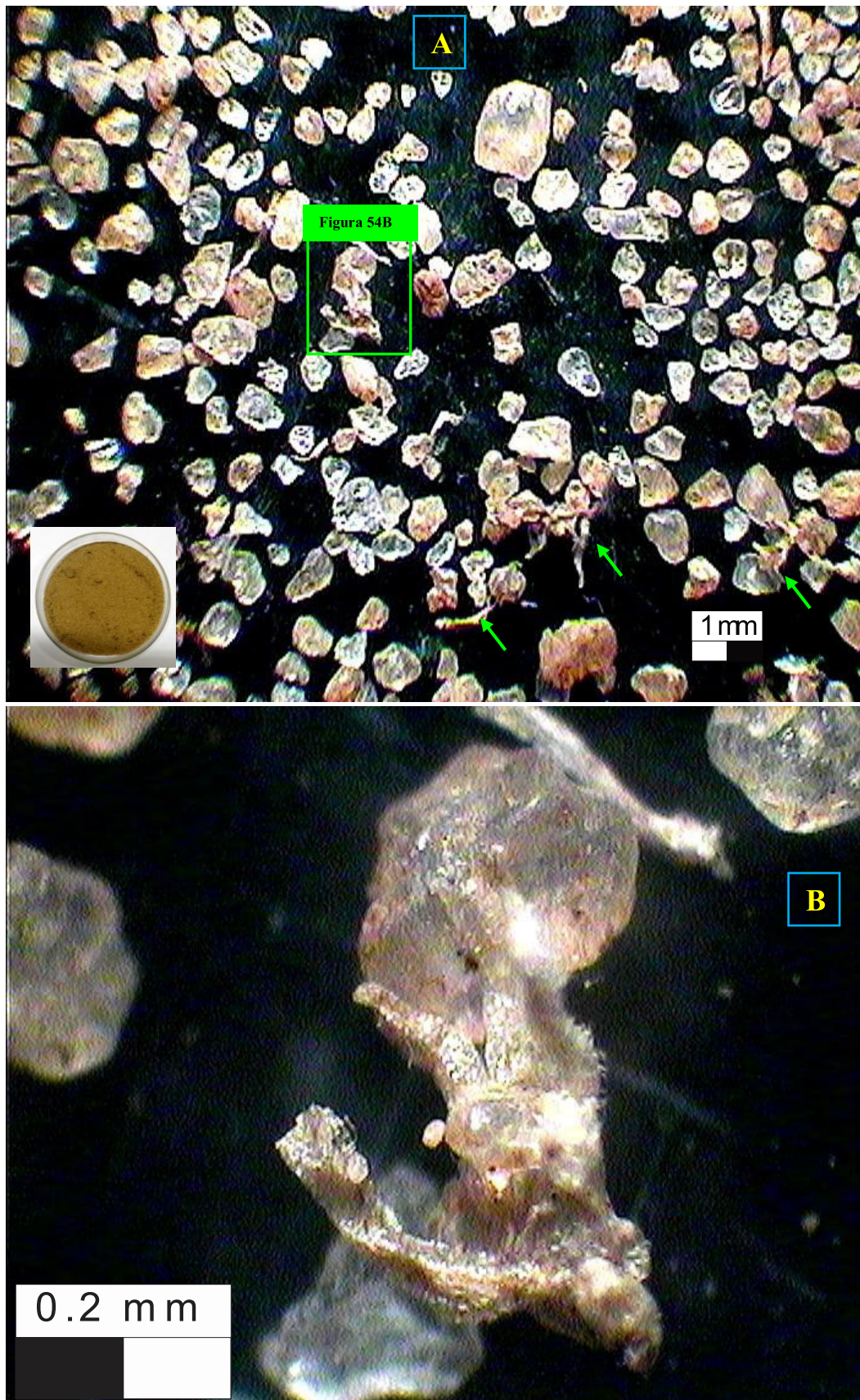
Fonte: o autor.

**Figura 53** – **A** - Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento em análise morfológica das dunas da primeira fase do terceiro cenário climático. Duna de Paraipaba. **B** - Grãos de metais pesados e grãos oxidados de quartzo.



Fonte: o autor.

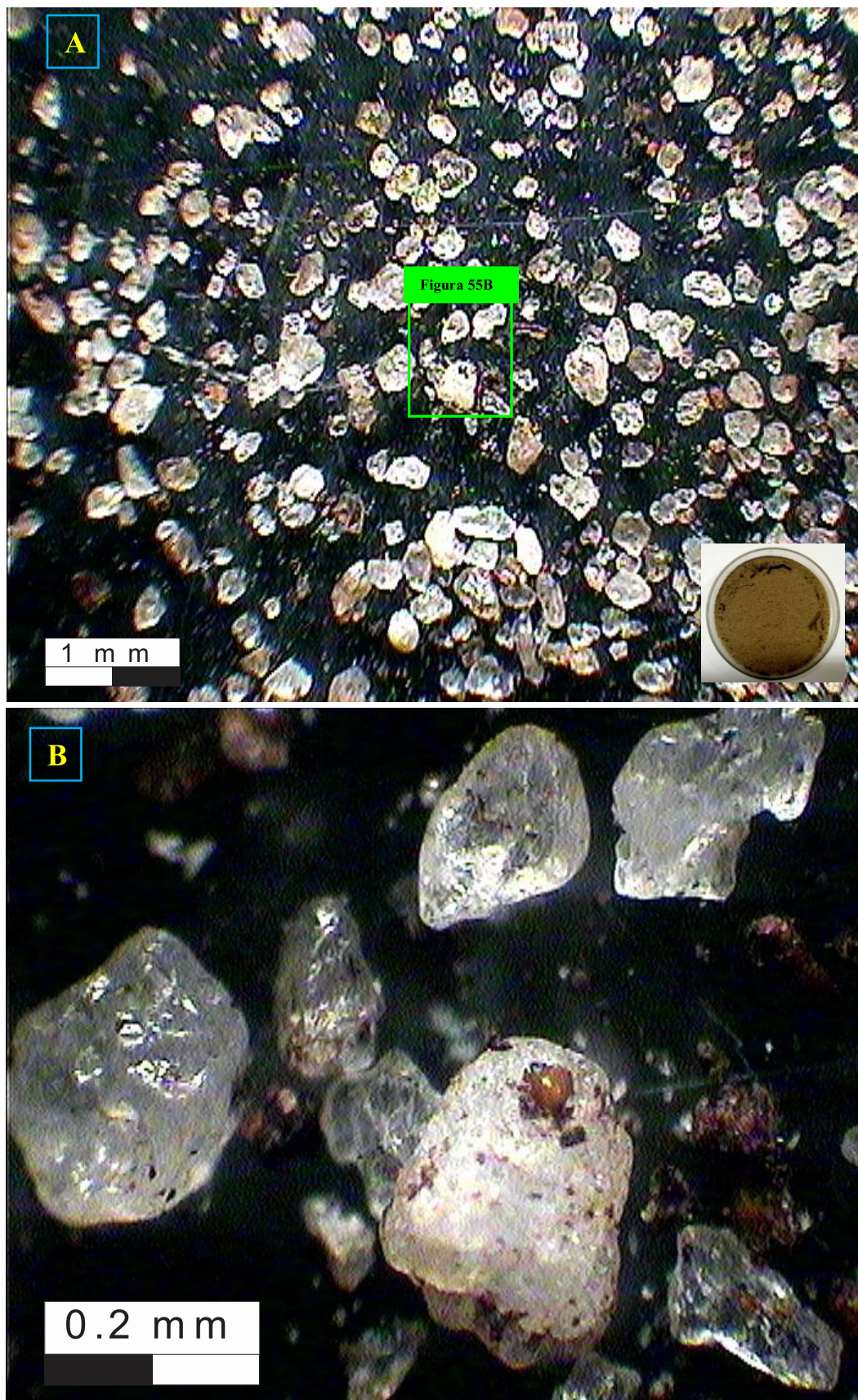
**Figura 54** – **A** - Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento em análise morfológica das dunas da segunda fase do terceiro cenário climático. Duna de Aquiraz. **B** - Grãos de quartzo agregados à vestígios de vegetação.



Fonte: o autor.



**Figura 55** – **A** - Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento em análise morfoscópica das dunas da terceira fase do terceiro cenário climático. Duna de Pecem São Gonçalo do Amarante. **B** - Vestígios de matéria orgânica entre os grãos de quartzo.



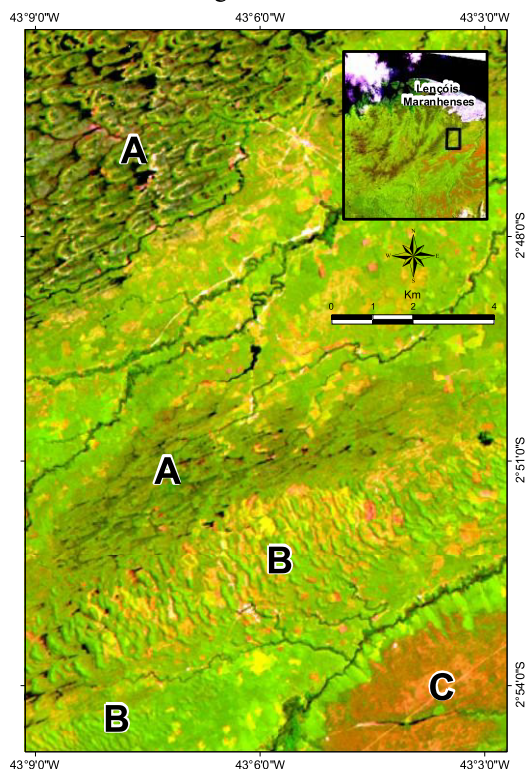
Fonte: o autor.

### 5.3.5. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Terceiro Cenário no Estado do Maranhão

Ressaltando as premências de Tsoar (2005), 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 da vegetação. O autor afirma ainda que a erosão eólica é fator limitante para que seja desenvolvida vegetação sobre a duna. Isso implica que os campos de dunas fixadas por vegetação podem ser usados como indicadores de variações no clima e conseqüentemente no meio ambiente em que elas estejam inseridas.

No presente trabalho as dunas fixas vegetadas foram divididas em dois grupos de dunas parabólicas, de acordo com sua morfologia, em simples e complexas. No primeiro caso são dunas dos tipos grampo e lobular, ou ainda digitadas e oblíquas. E no segundo são dunas hemicíclicas e cadeias transgressivas com transversais secundárias (Figura 56). Todas as variações existentes entre simples e complexas foram encontradas apenas no estado do Maranhão.

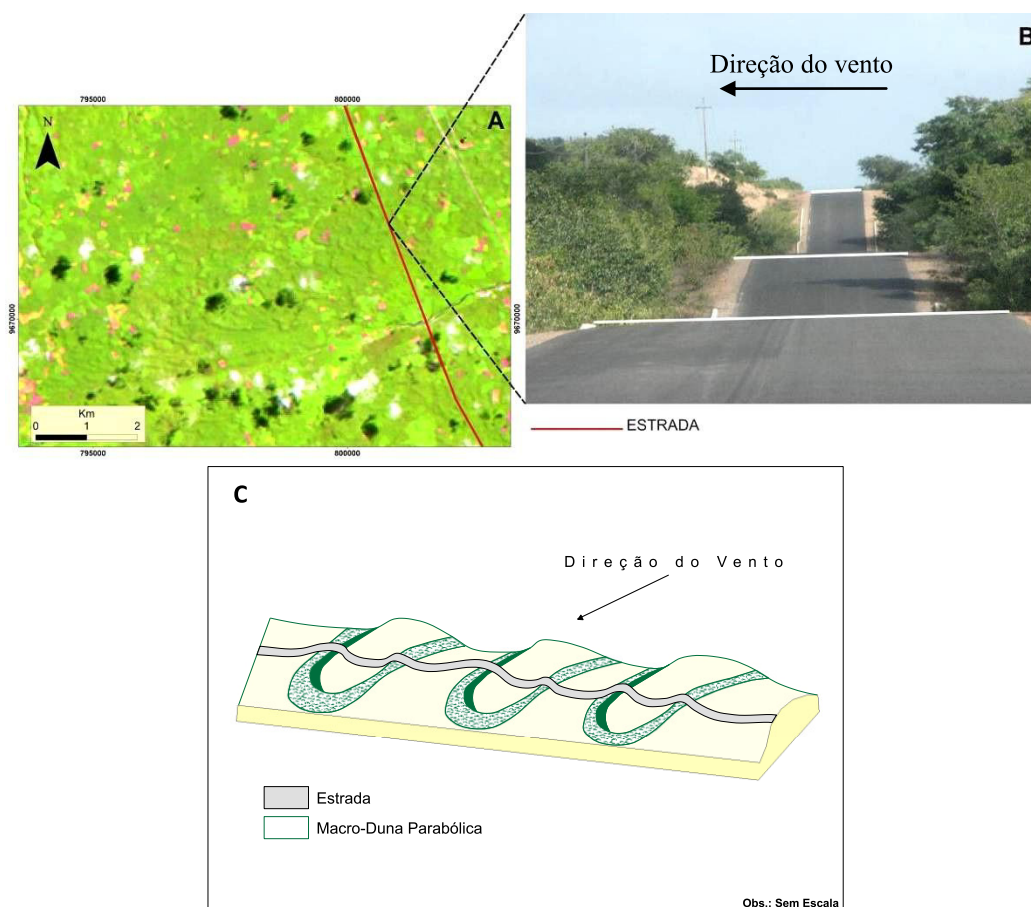
**Figura 56** – Tipos de dunas fixas do terceiro cenário do estado do Maranhão. **A** – dunas parabólicas simples. **B** e **C** – hemicíclicas e cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias.



Fonte: o autor.

As dunas do terceiro cenário climático compõem a maior parte das dunas na região costeira do leste maranhense. Elas são mais facilmente identificadas se vistas em planta ou em imagem de satélite. A observação em campo é permitida pela percepção dos afloramentos dos braços das mega-parabólicas na estrada (Figuras 58 e 59) que acompanha a ondulação das dunas (Figura 57).

**Figura 57** – (A) Imagem de satélite Landsat 5 e macro-dunas parabólicas do terceiro cenário climático de até 2 km de comprimento. (B) braços de macro-dunas parabólicas vistos em corte de estrada. (C) Desenho esquemático da ondulação do relevo em estrada.



Fonte: o autor.

As dunas fixas vegetadas do tipo parabólicas e transversais da região NE do estado do Maranhão são caracterizadas, de acordo com a classificação sedimentológica de Folk & Ward (1957), como de areia média (0,5 – 0,250 mm) a areia fina (0,250 – 0,125 mm), com predominância de areia fina, e encerram valores de phi de 2,7 a 1,7 (Figuras 60 e 61). A distribuição granulométrica, bem como o grau de seleção para estas dunas vai de moderadamente selecionadas a bem selecionadas (Figura 62). A fração média dos grãos de sedimento das dunas do estado do Maranhão é menor que a fração das dunas do terceiro

cenário do estado do Ceará. O teor de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) varia de 1,90 à 7,83% para estas dunas, com média de 4,98%. Já a matéria orgânica concentra valores de 0,1 a 3,7%.

**Figura 58** – Corte de estrada em braço de duna parabólica da segunda fase do terceiro cenário climático no estado do Maranhão.



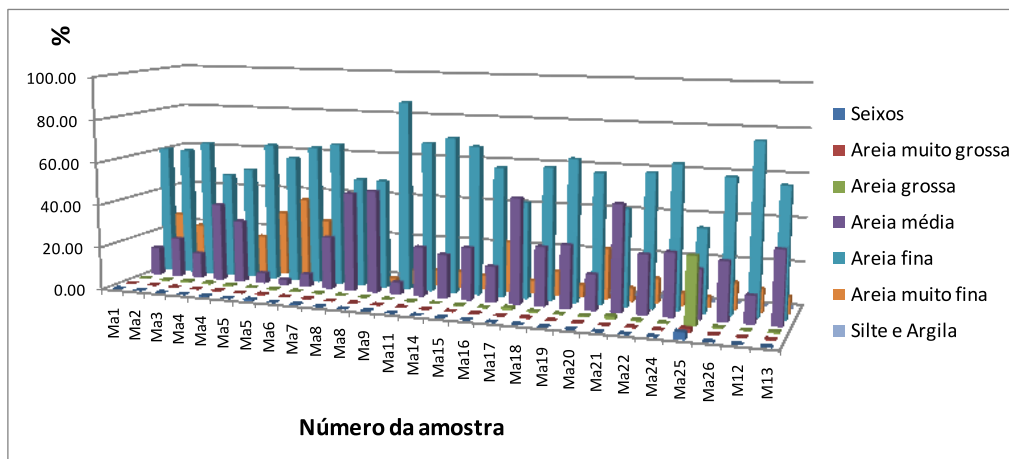
Fonte: o autor.

**Figura 59** – Corte de estrada carroçal entre braço de duna parabólica da primeira fase do terceiro cenário climático no estado do Maranhão. Vista para sudoeste e vale do rio Munim.



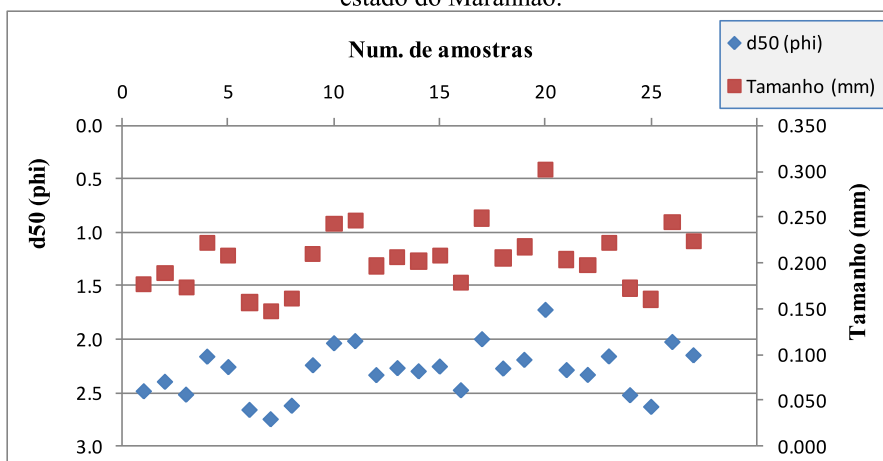
Fonte: o autor.

**Figura 60** – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas do terceiro cenário climático do leste do Maranhão.



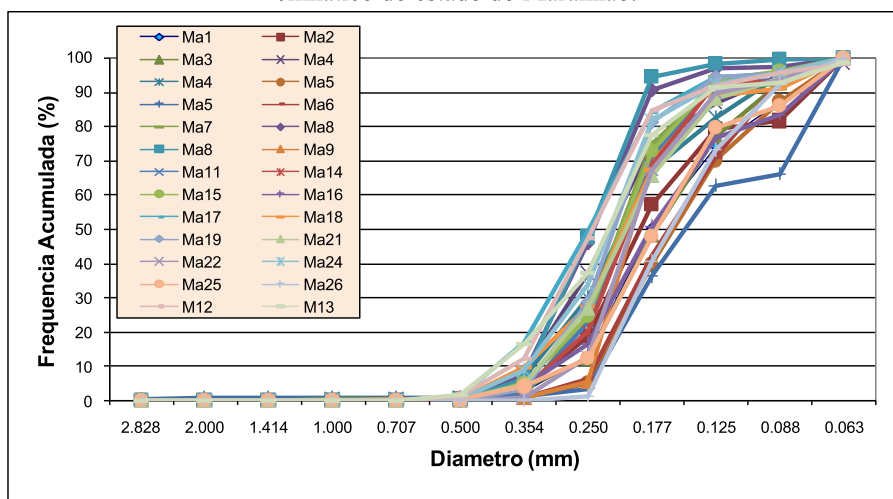
Fonte: o autor.

**Figura 61** – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do terceiro cenário climático do estado do Maranhão.



Fonte: o autor.

**Figura 62** – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do terceiro cenário climático do estado do Maranhão.



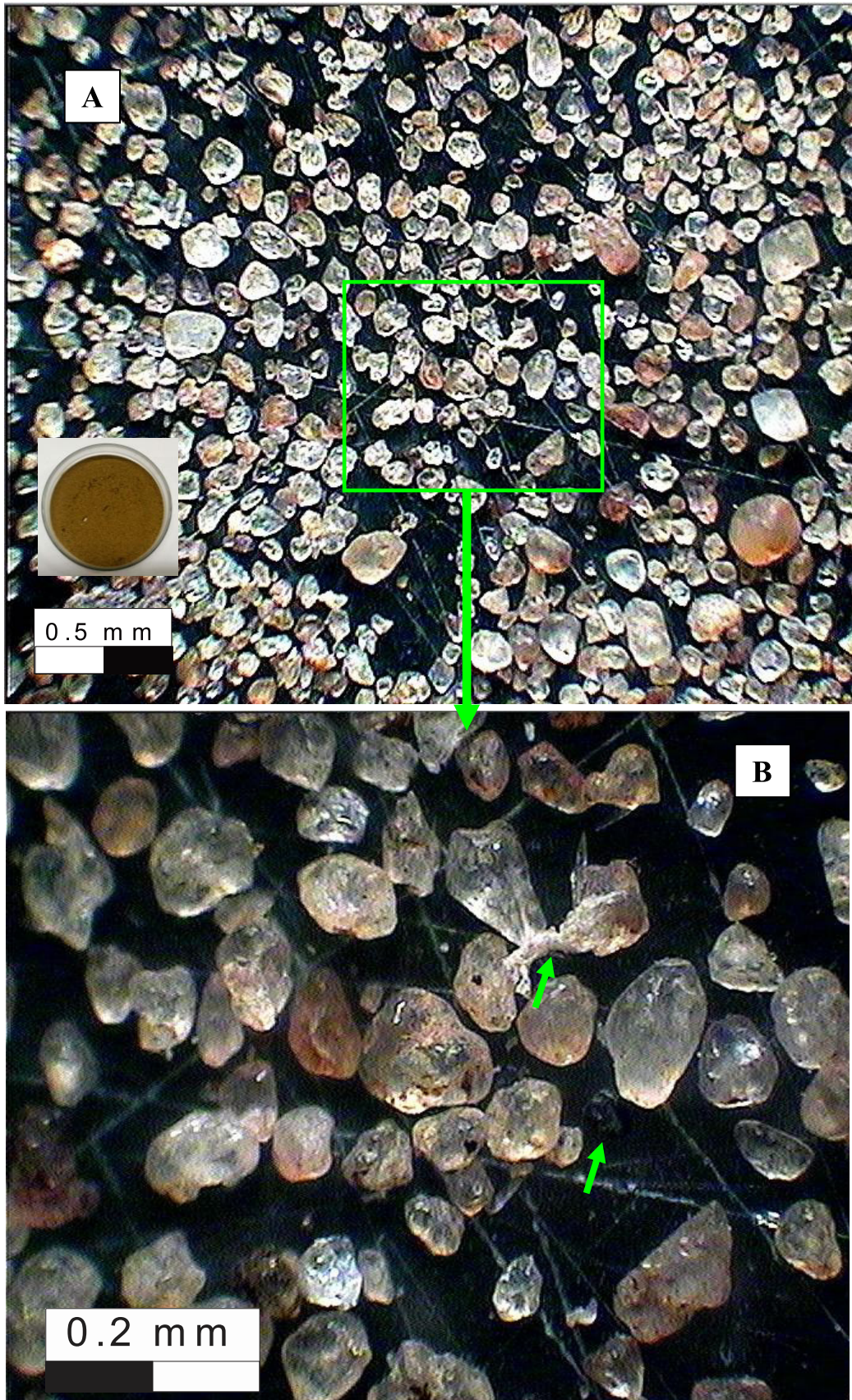
Fonte: o autor.

A observação morfoscópica revelou que os grãos de sedimentos das dunas fixas vegetadas do terceiro cenário foram bem retrabalhados pelo transporte eólico ao longo da formação destas dunas, e apresentam graus de arredondamento e esfericidade que vão de subarredondados a arredondados em poucos casos angulosos (Figuras 63 e 64). Há presença de grãos avermelhados e metais pesados nas dunas da primeira fase do terceiro cenário (idade  $\pm 25$  a 20 mil anos A.P) (Figura 63B). Nestas dunas também são constatadas incrustações de raízes nos grãos de quartzo. Nas dunas da segunda fase (idade  $\pm 19$  a 11 mil anos A.P) são encontrados vestígios de matéria orgânica (Figura 64B).

As superfícies dos grãos são marcadas com formas de “V” e placas imbricadas de silício ou placas escamosas, característica do meio eólico continental, que indicam choque entre os grãos ao longo do transporte eólico (Sainz, L.T. & Ripa, B.T., 1992) (Figura 65). Marcas imbricadas ou *upturned plates* cobrem a superfície da maioria dos grãos com diâmetro superior a 400-500  $\mu\text{m}$  (Kransley *et al.*, 1976). Estas placas aparecem como cristas mais ou menos paralelas, até em grãos de sedimentos do Triássico inferior. 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 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 frequentemente centenas de vezes maiores do que a energia de alteração em partículas movidas pela água (Bagnold, 1941). Estas afirmações garantem que os grãos de sedimentos que formam as paleodunas, dunas fixas do terceiro cenário e outros tipos de dunas da região NE do estado do Maranhão e leste do estado do Ceará foram retrabalhados por atividade eólica.

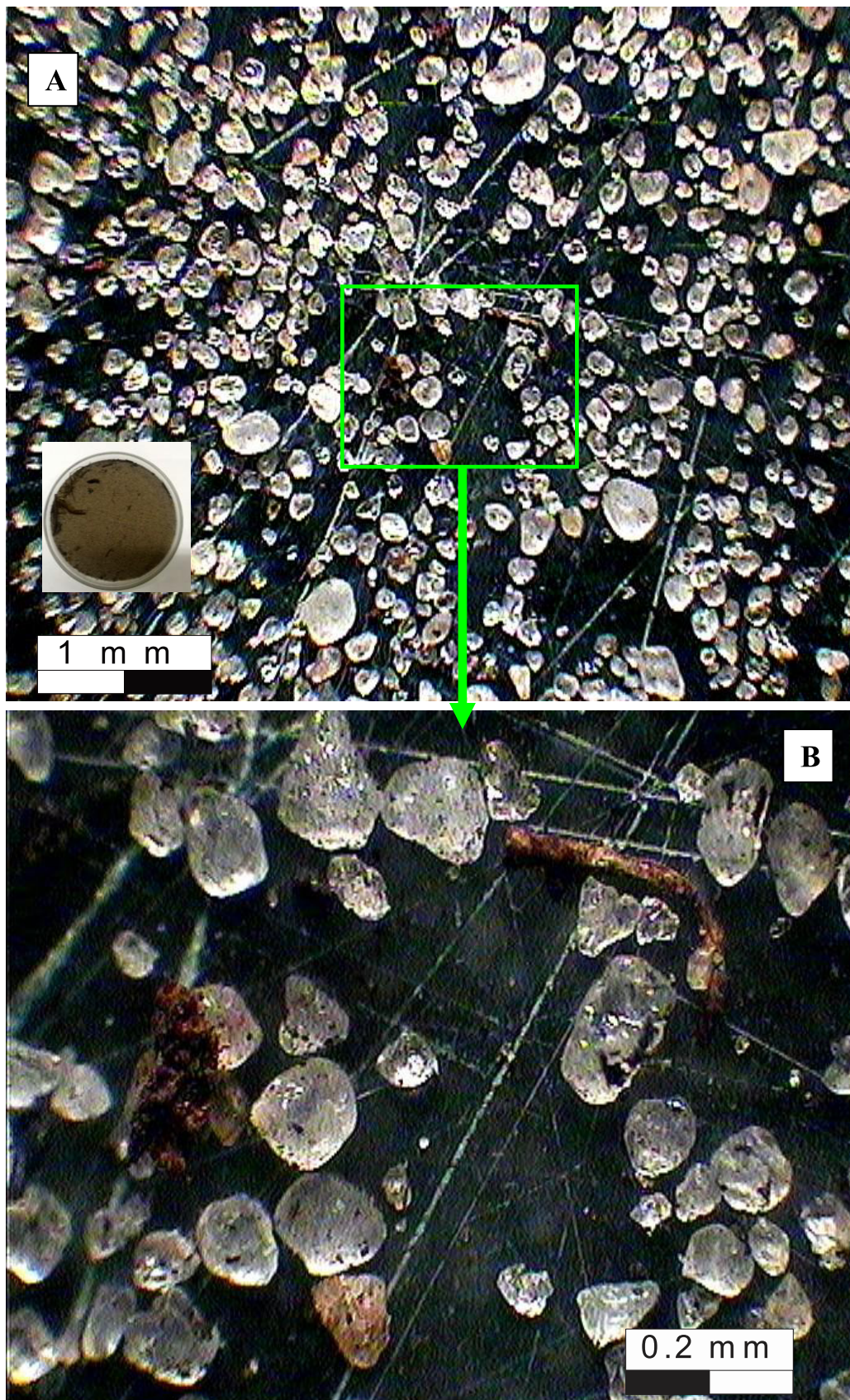
Grãos aglomerados com possível material biológico foram observados, garantido a presença de matéria orgânica na composição das dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático (Figura 65).

**Figura 63** – A - Aspectos dos grãos de dunas da primeira fase do terceiro cenário no estado do Maranhão. B - Detalhe em grão de mineral pesado e raiz incrustada em grãos de quartzo.



Fonte: o autor.

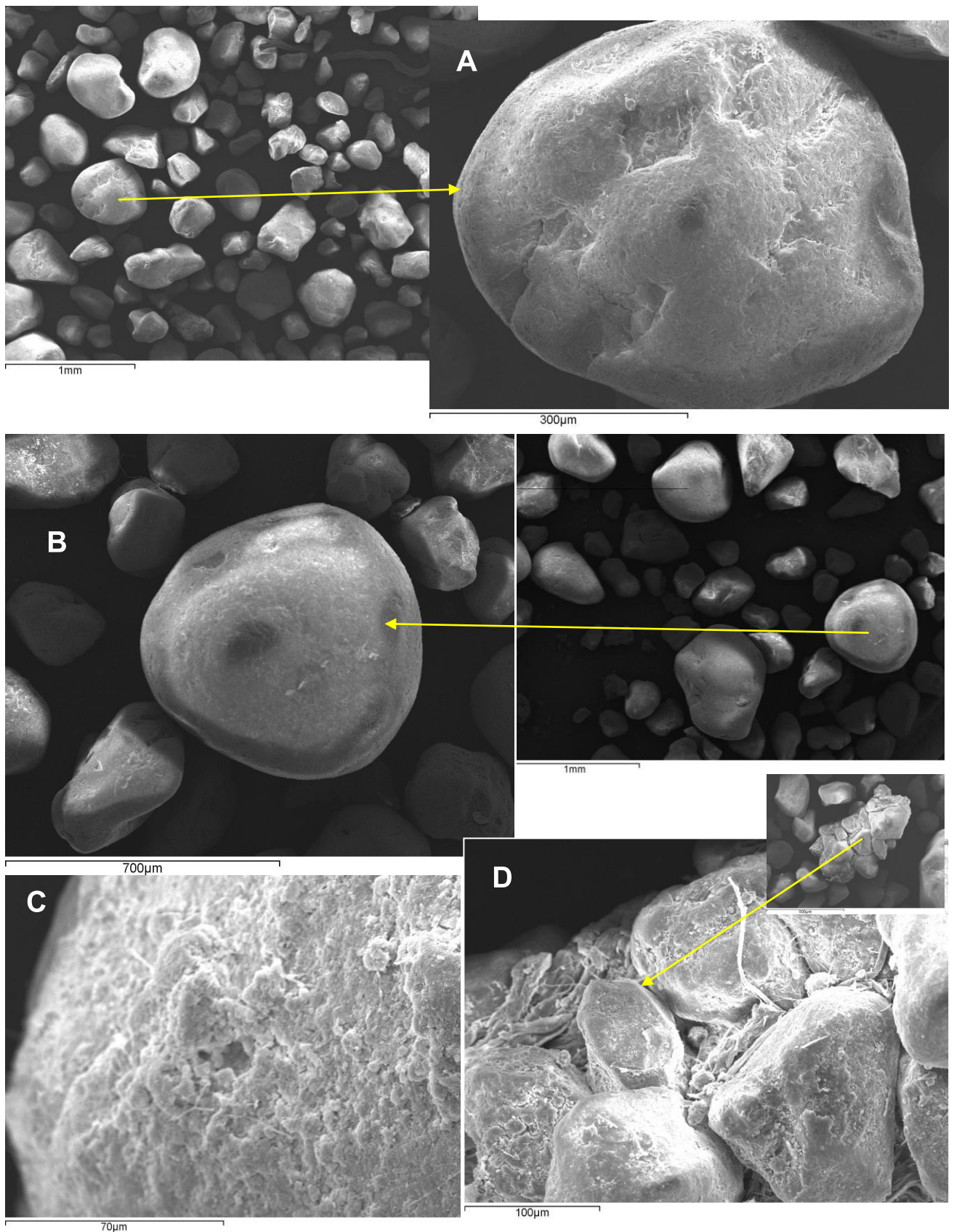
**Figura 64** – A - Aspectos dos grãos de dunas da segunda fase do terceiro cenário no estado do Maranhão. B - Detalhe dos vestígios de matéria orgânica.



Fonte: o autor.



**Figura 65** – Análise em MEV em grãos de dunas do terceiro cenário climático. **A** – Marcas em “V” de impacto originados pelo transporte eólico. **B** – Grão arredondado de quartzo com pequenas marcas de impactos. **C** – Placas imbricadas e escamadas em grão de quartzo. **D** – Aglomerado de grãos.



Fonte: o autor.

### **5.3.6. Variação Morfológica das Dunas do Terceiro Cenário Climático no Litoral do Estado do Ceará**

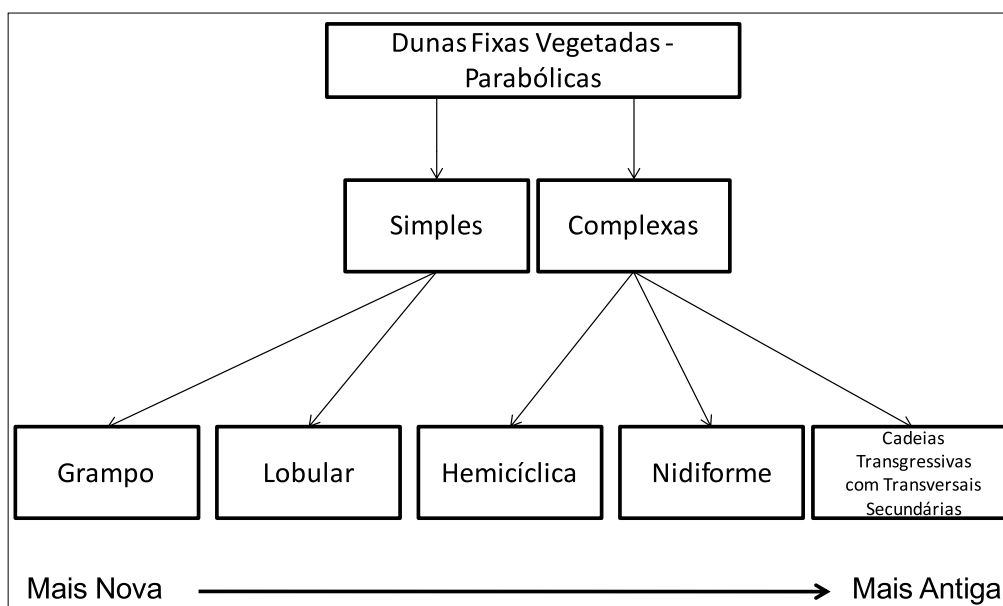
A diversidade morfológica existente dos campos de dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático no mesmo ambiente regional de formação reflete a contribuição que estes depósitos eólicos podem oferecer na descrição dos eventos de alterações no clima ocorridos desde 25 mil anos A.P. Além de propor a modelagem de um cenário dinâmico de evolução geomorfológica aliado aos processos pretéritos de alterações climáticas e ambientais ocorridos no Pleistoceno Superior. Os pulsos eólicos que dão força à formação e evolução destes campos de dunas correspondem aos eventos característicos das condições de umidade e aridez que imperaram no passado.

É preciso que sejam observados alguns parâmetros na hora de diferenciar as formas, classificá-las e propor um modelo de evolução da mais antiga para a mais nova. A geoforma observada em planta pode ser uma boa ferramenta que auxilia a caracterização e classificação dos tipos morfológicos. Os produtos de sensoriamento remoto, bem como a aplicação das técnicas de geoprocessamento nestes produtos se tornam uma ferramenta aliada e indispensável para obter as melhores respostas das questões levantadas sobre a dinâmica e evolução pretéritas dos campos de dunas do terceiro cenário climático, considerando uma escala regional, uma vez que a maior diversidade geomorfológica é a característica principal das dunas formadas na fase final do Pleistoceno Superior e início do Holoceno.

Aqui são mostrados os tipos de dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático, suas formas e a evolução das mais antigas para as mais novas, tendo como base os dados espectrais das imagens Landsat's e os dados altimétricos disponíveis nas imagens de radar do SRTM. O aprimoramento do modelo evolutivo proposto aqui é mais bem explanado quando combinando com as idades obtidas pelo método de datação LOE.

A classificação dos tipos e formas aqui sugeridos, tanto para o estado do Ceará como para o estado do Maranhão, é baseada no proposto para dunas parabólicas e suas variações geomorfológicas feita por Pye & Tsoar (1990) (Figura 66). O grau de complexidade é que diferencia as mais novas das mais antigas. Sendo o grupo das dunas simples consideradas mais novas e as compostas/complexas mais antigas.

**Figura 66** – Modelo de classificação para as dunas parabólicas de Pye & Tsoar (1990) utilizado para as dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático das áreas estudadas.

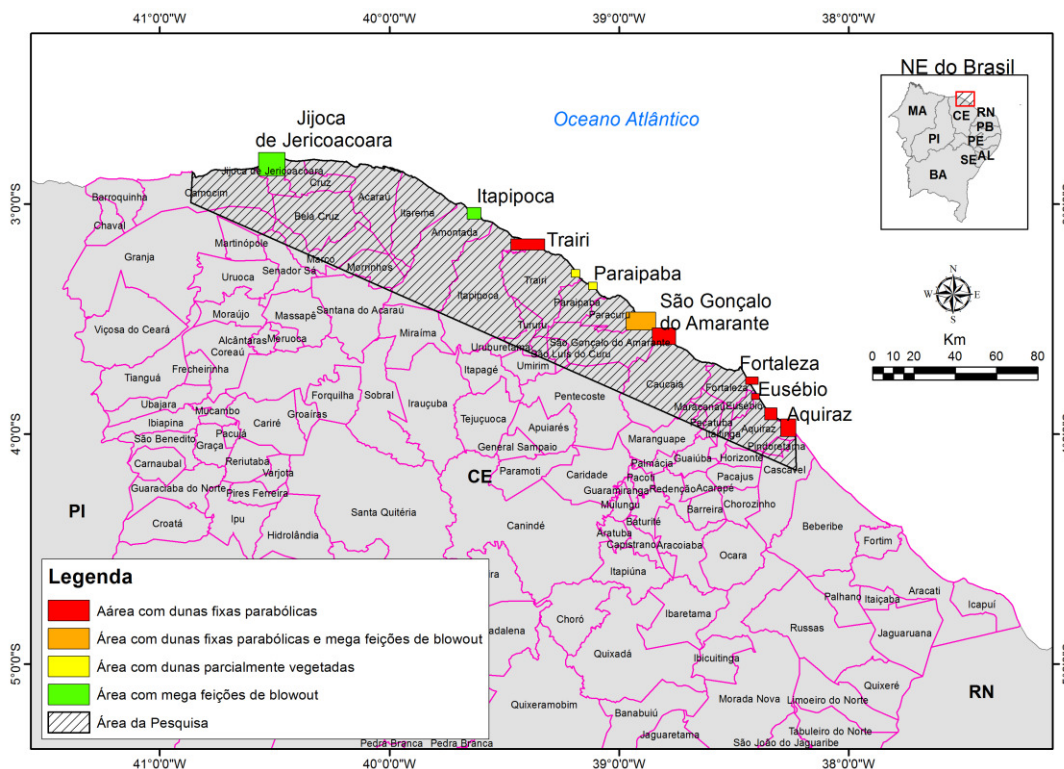


Fonte: o autor.

O destaque para as feições de dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático do presente estudo se concentra em uma área que vai do município de Aquiraz no litoral leste até o município de Jijoca de Jericoacoara, litoral oeste (Figura 67). Dunas parcialmente vegetadas, juntamente com as dunas móveis, também compõem os depósitos eólicos da zona costeira do Ceará. Os municípios com a maior representatividade, em termos de área ocupada por dunas fixas, são os de Aquiraz, Fortaleza, São Gonçalo do Amarante e Trairi. Boa parte destas áreas possui em comum zonas de *bypass* ou áreas de promontório.

No estado do Ceará as formas e tipos de dunas parecem descrever um sistema evolutivo mais simples, sem processos que precisaram de regimes diferenciados da atividade eólica. Apenas nas regiões costeiras dos municípios de Aquiraz e São Gonçalo do Amarante, foi identificada a maior variação de formas, com dunas do tipo grampo, hemicíclica e nidiforme, expostas pelas feições de registros eólicos traçadas nas imagens de satélite (Figuras 68 e 69). O tamanho das dunas destas áreas em destaque também é uma peculiaridade local. Dunas que variam de 400 a 2000 metros, considerando a extensão do braço da mega-duna parabólica, indicam intensa e constante atividade eólica que existiu desde o início do Pleistoceno Superior. Feições eólicas de mega *blowout* ou marcas de erosão eólica associadas a dunas também foram identificadas nos municípios de São Gonçalo do Amarante e Jijoca de Jericoacoara (Figura 69 e 71) indicando também intensa atividade eólica pretérita.

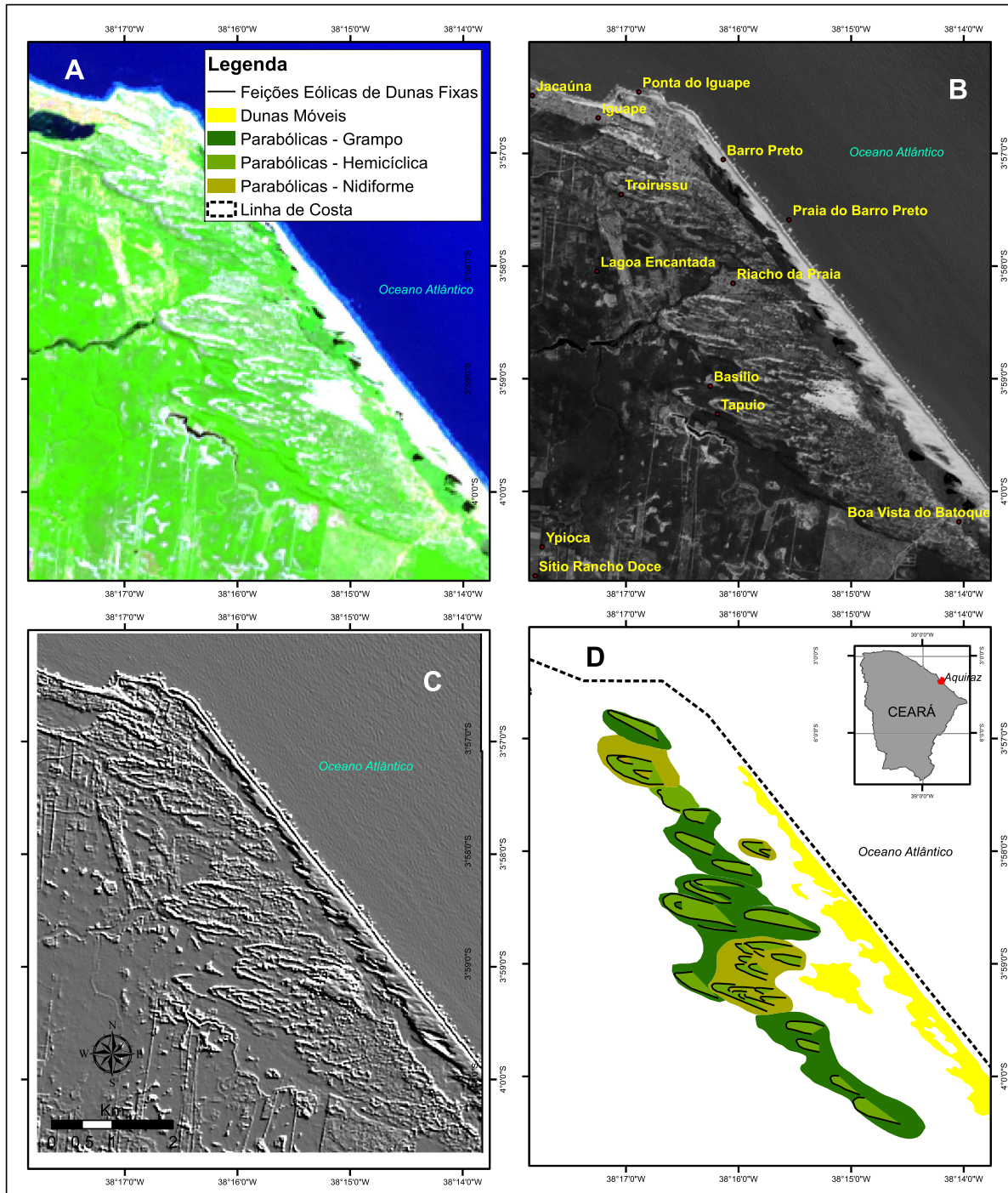
Figura 67 – Áreas com as feições eólicas pretéritas no estado do Ceará.



Fonte: o autor.

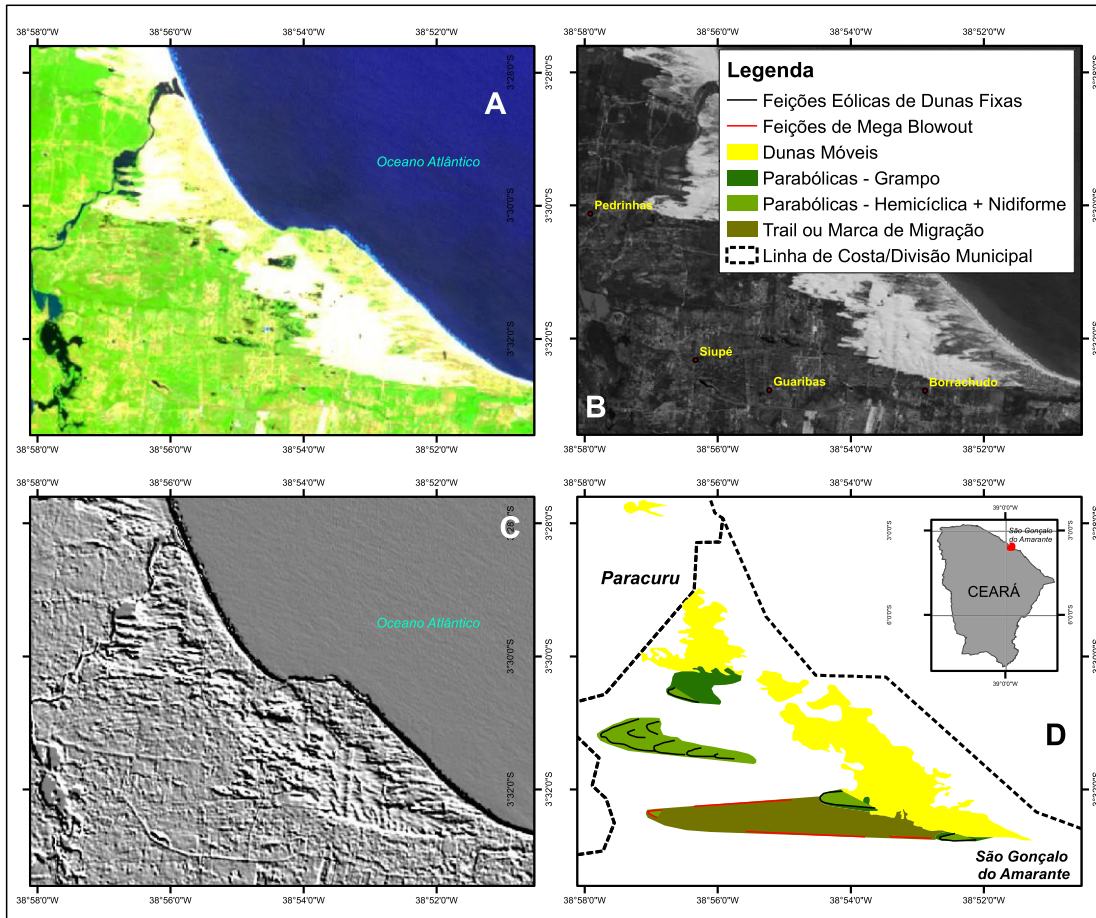
Na região costeira do município de Aquiraz a distância média dos campos de dunas fixas vegetadas à linha de costa é de 3200 metros, com campos de dunas distando até 5900 metros, para as dunas que estão a sudeste da Ponta do Iguape (Conjunto 01 - Figura 70). Existe outro conjunto de campo de dunas parabólicas que está localizado a leste da Ponta do Iguape (Conjunto 02 - Figura 70). Este está a uma distância da linha de costa de 9000 metros, e possui direção de migração pretérita correspondente as dunas do primeiro conjunto. Estes dados propõem duas situações. A primeira um modelo genético e evolutivo igual para todos os campos de dunas pertencentes aos dois grupos, sugerindo uma linha de costa mais recuada para *offshore*. A segunda um modelo evolutivo e genético cujas dunas do segundo conjunto são mais antigas que as do primeiro. Porém esta é uma questão ainda não respondida na presente tese, uma vez que os dados de datação não foram medidos para estas dunas.

**Figura 68** – Feições eólicas de dunas fixas vegetadas do tipo parabólicas na região costeira de Aquiraz, Ceará. A - imagem Landsat 5 TM composição RGB 543. B - banda pancromática 8 do Landsat 8 OLI. C - imagem em filtro passa-alta e destaque das feições eólicas. D - traçado das feições eólicas parabólicas.



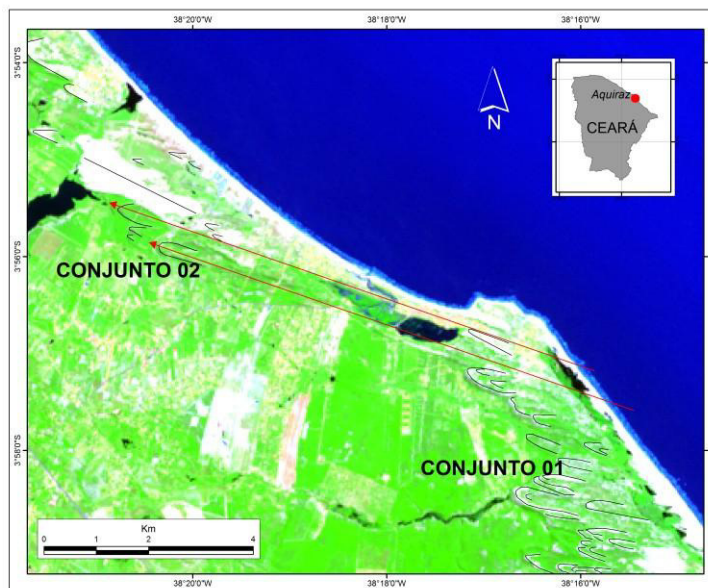
Fonte: o autor.

**Figura 69** – Feições eólicas de dunas fixas vegetadas do tipo parabólicas e mega *blowout* na região costeira de São Gonçalo do Amarante, Ceará. A - imagem Landsat 5 TM composição RGB 543. B - banda pancromática 8 do Landsat 8 OLI. C - imagem em filtro passa-alta e destaque das feições eólicas. D - traçado das feições eólicas parabólicas.



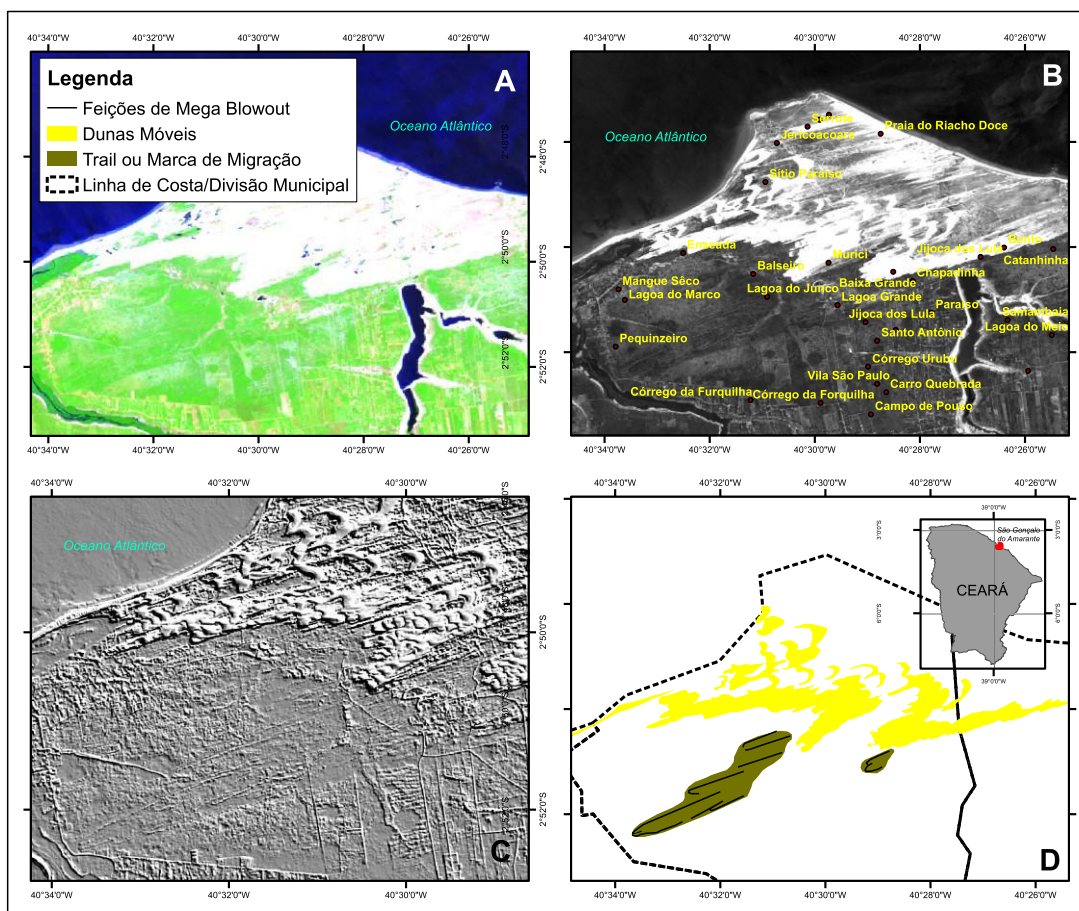
Fonte: o autor.

**Figura 70** – Posição de dunas fixas parabólicas na Ponta do Iguape, Aquiraz - Ceará.



Fonte: o autor.

**Figura 71** – Feições eólicas de mega *blowout* na região costeira de Jijoca de Jericoacoara, Ceará. A - imagem Landsat 5 TM composição RGB 543. B - banda pancromática 8 do Landsat 8 OLI. C - imagem em filtro passa-alta e destaque das feições eólicas. D - traçado das feições eólicas parabólicas.



Fonte: o autor.

Os dados de altitude e altura dos campos de dunas extraídos das imagens SRTM e expostos nos Modelos Digitais de Terreno ressaltam a morfologia dos campos de dunas fixas vegetadas do terceiro cenário climático. Aliadas às áreas de maior ocorrência no estado do Ceará estão as dunas de maior altura e conseqüentemente maior volume de sedimento. Vale ressaltar que a altitude alcançada pela duna não é um ponto a ser destacado para o estado do Ceará, uma vez que a zona costeira deste estado não apresenta variações topográficas significativas. Salvo em situações que ocorrem dunas de topo de falésia, e que representam uma altitude superior das demais dunas, como acontece na região costeira do município de Icapuí, no extremo leste do estado.

As dunas fixas de maior altura se encontram na região costeira de Aquiraz, entre as praias do Batoque e Ponta do Iguape (Figuras 72 e 73). Devido à ocorrência de dunas do tipo nidiforme, ou dunas parabólicas conjugadas, quando dunas menores migram dentro dos

braços de dunas maiores (Pye & Tsoar, 1990). Os corredores preferenciais de vento são preenchidos por sedimento e se tornam menos profundos com faces de barlavento mais extensas (Perfil B'-B" da figura 72 e Figura 74). Esta situação, muito provavelmente, ocorre quando a duna de maior porte ao evoluir, ainda como uma duna parcialmente vegetada ou semi-fixa, definida assim por vários autores (Gonçalves, 1997; Gonçalves, 2003; Claudino-Sales, 2010), acumula consigo maior volume de sedimento. Conseqüentemente estas progressões do tamanho e volume são acompanhadas da diminuição de velocidade de avanço com o crescimento da vegetação mais densa nos flancos da duna que já possui braços mais espessos, passando de parcialmente para totalmente vegetada (Figura 74).

Esta diminuição na mobilidade da duna maior é acompanhada de avanço de outras dunas parabólicas menores, parcialmente vegetadas, que vão se formando a barlavento. Devido ao volume de sedimento ser bem menor que o da mega duna, as dunas de menor porte conseguem alcançar a área disponível entre os braços da grande parabólica em forma de grampo (Figura 74). Esse modelo pode indicar a existência de dunas mais novas e mais antigas no mesmo espaço, formadas pelos mesmos eventos ou pulsos eólicos na evolução de dunas parabólicas em forma de grampo para as formas nidiformes. Tal situação é explicada pelo modelo matemático descrito por Durán & Herrmann (2006). Os autores mostraram em seu estudo que a evolução de dunas móveis barcanas para dunas parabólicas é acompanhada do crescimento da vegetação nos braços da duna móvel. E que através da relação entre taxa de transporte de sedimento e crescimento de vegetação os autores chegaram a um índice adimensional de estabilização ou fixação das dunas de  $\theta = 0,22$ . Ou seja, o conjunto precisa apenas de 22% de vegetação para que a duna se torne estável. Desta forma à medida que a duna se torna fixa, ao alcançar o referido índice, outras dunas ainda móveis vão se juntando, favorecendo a alteração da forma da duna.

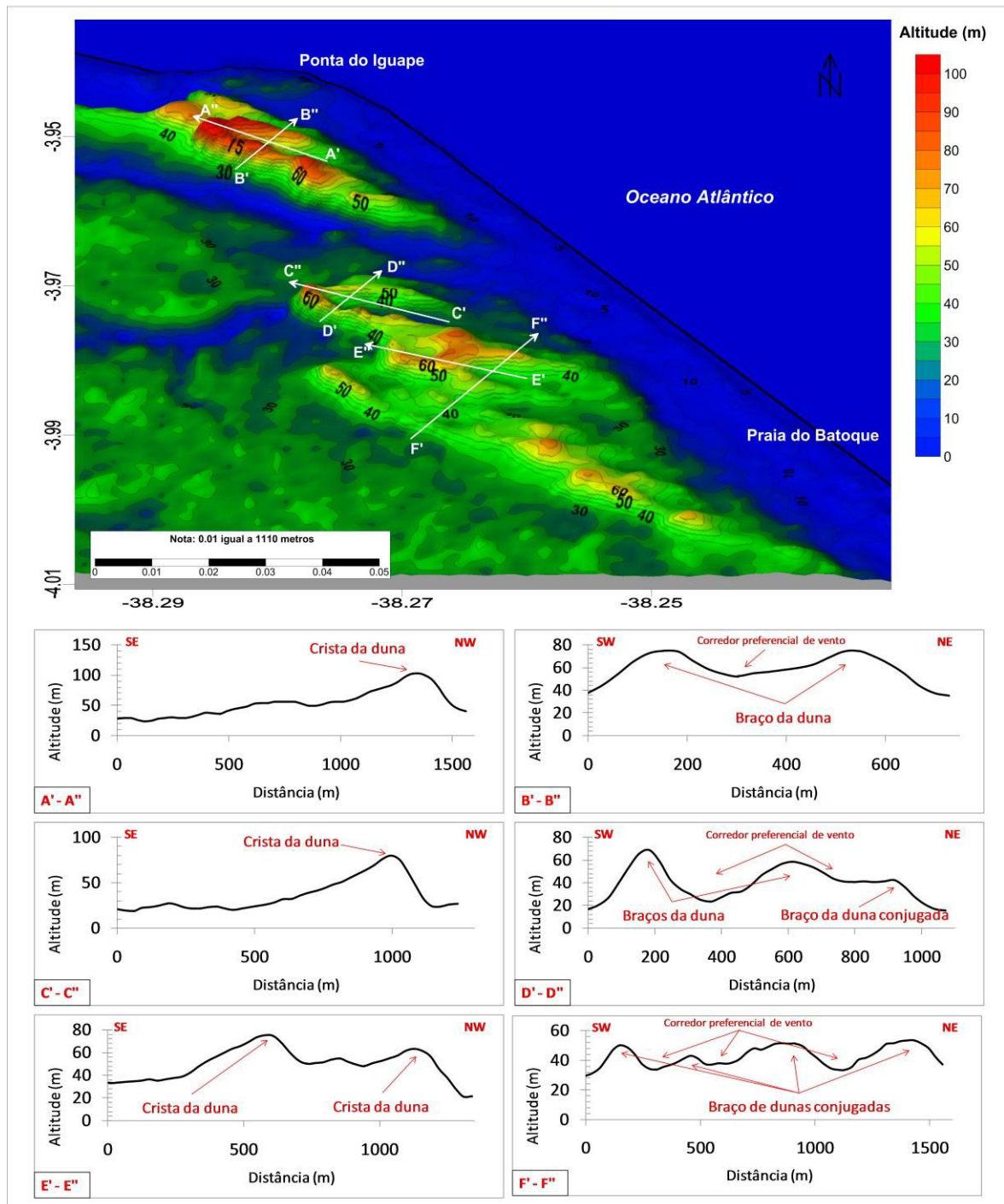
As dunas de maior tamanho são mega dunas parabólicas do tipo grampo e que se encontram, na maioria das vezes, isoladas de outras dunas. Alcançam alturas de aproximadamente 50 metros (Perfil C'-C", figura 72). O fato de estarem isoladas e não associadas a outras dunas favorece a formação de corredores preferenciais de vento mais desenvolvidos entre seus braços, com profundidades de até 40 metros (Perfil D'-D", figura 72).

As dunas hemicíclicas são feições formadas pelo acúmulo de dunas parabólicas do tipo grampo, entre antigas e mais novas. Provavelmente o desenvolvimento se dar, em processo semelhante ao da formação de dunas nidiformes, a partir da união de braços de pequenas dunas do tipo grampo, parcialmente vegetadas (Figura 75), que vão se estabilizando



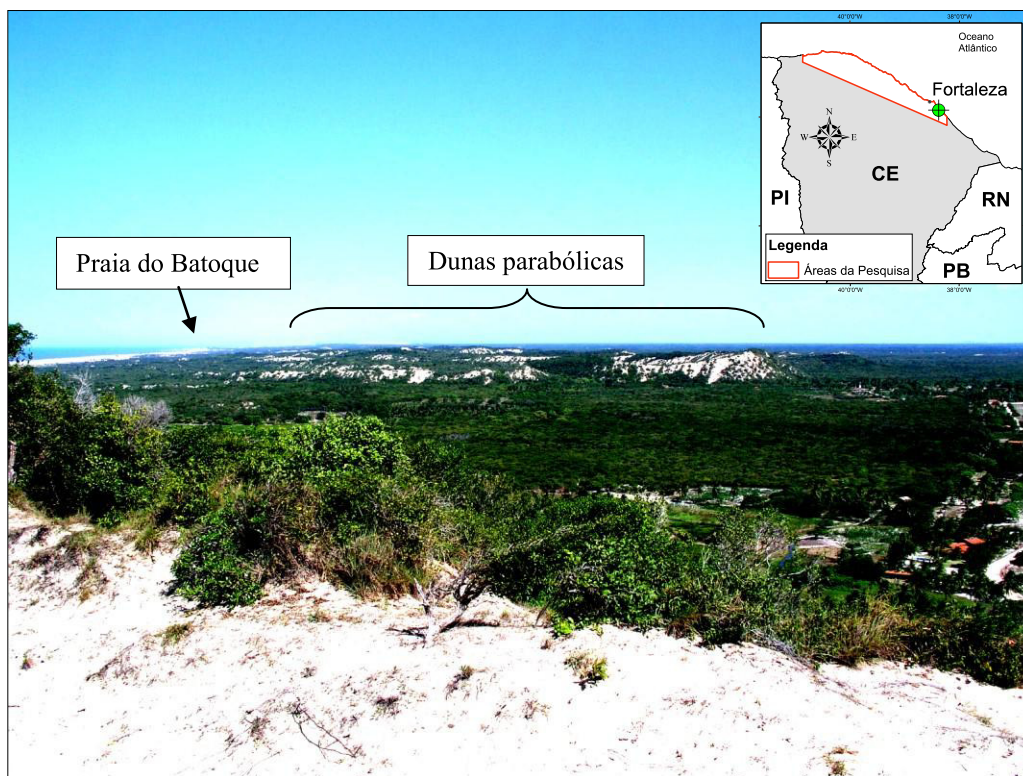
conforme a vegetação vai crescendo nos seus flancos. Na área estudada elas são encontradas na região costeira do município de São Gonçalo do Amarante no estado do Ceará, associadas com dunas nidiformes (Figura 78, Perfil A'-A'').

**Figura 72** – Modelos Digitais de Terreno e perfis para as dunas fixas vegetadas de Aquiraz entre Praia do Batoque e Ponta do Iguape, Ceará. Perfis A'-A'', C'-C'' e E'-E'' - perfis no sentido do vento. Perfis B'-B'', D'-D'' e F'-F'' - perfis transversais aos braços das dunas. Exagero vertical de 20x.



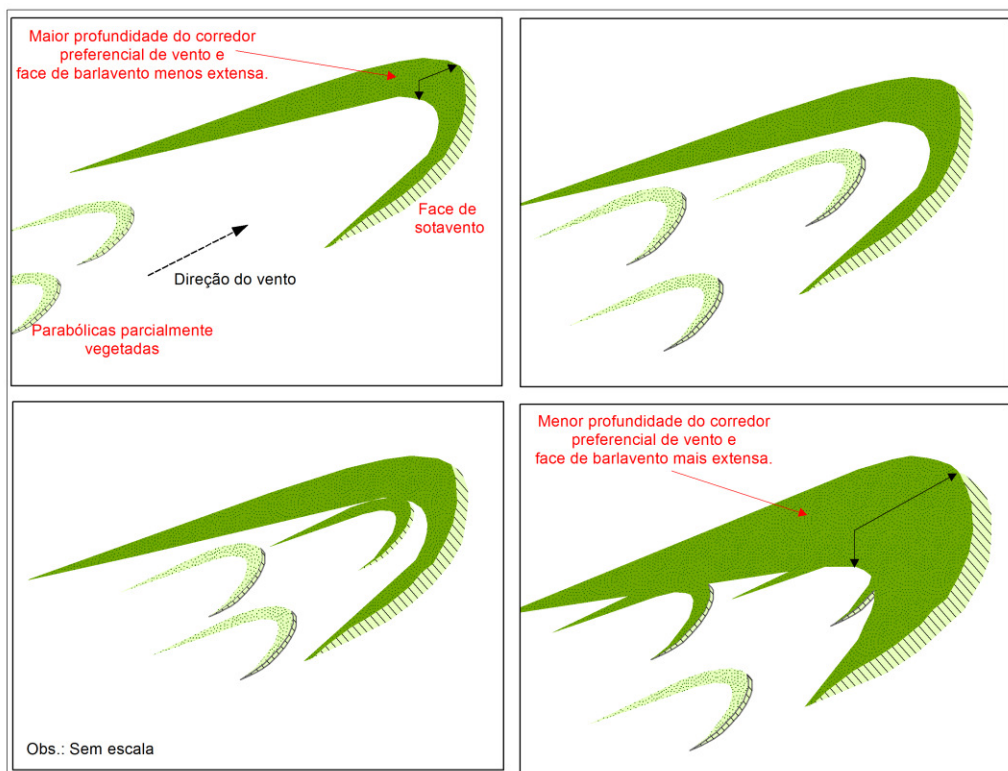
Fonte: o autor.

**Figura 73** – Campos de dunas parabólicas entre as praias do Batoque e Iguape no município de Aquiraz, Ceará. Vista para sudeste. (Foto: Reginaldo Lima Verde).

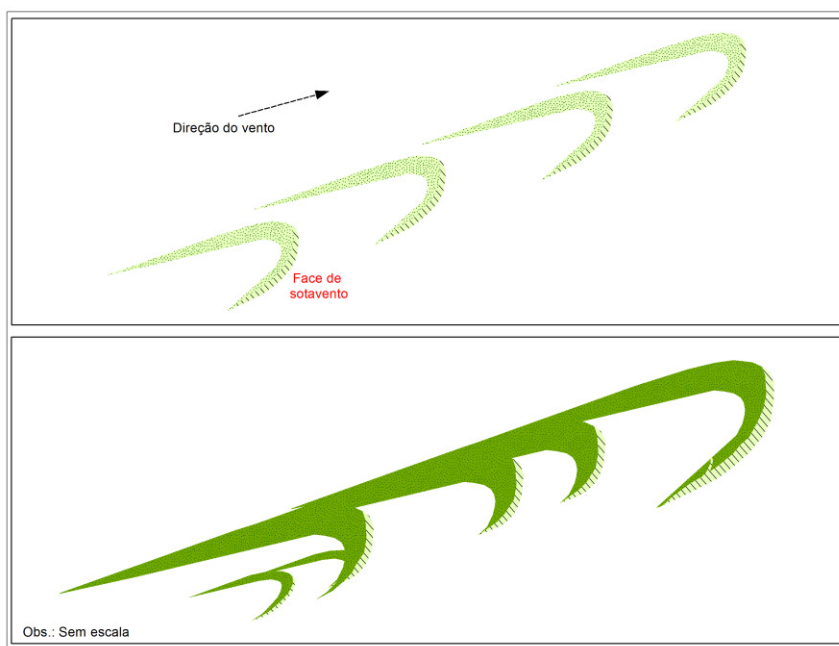


Fonte: o autor.

**Figura 74** – Esquema de evolução de dunas grampo para dunas nidiforme e modificação na face de barlavento.



Fonte: o autor.

**Figura 75** – Esquema de evolução de dunas grampo para dunas hemicíclicas.

Fonte: o autor.

A feição erosiva de *blowout*, também conhecida como corredor preferencial de deflação (Leal, 2003), é formada a partir do aumento da velocidade do vento que sopra da praia em direção a montes ou acumulo de areia (Hesp, 2000 *apud* Leal, 2003). Os *blowouts* de menor tamanho geralmente são encontrados próximos as faixas de praia associadas às dunas frontais em quase toda a zona costeira do estado do Ceará, como as relatadas por Castelo Branco, *et. al.* (2003) na região costeira do município de Aquiraz. Estes tipos são considerados como feições erosivas ativas. Segundo Carter *et al.* (1990) *apud* Lea (2003) se apresentam como calhas relativamente profundas, com paredes bem escarpada, e montes deposicionais mais evidenciados no sentido do vento, e bacias de deflação bem marcantes. Por estas razões são fáceis de serem encontradas em campo.

Já os corredores em 'molheira', definição de Carter *et al.* (1990) *apud* Lea (2003), são depressões mais rasas e abauladas, com montes deposicionais plano a convexo no sentido do vento. Estas formas de *blowout* também são fáceis de serem identificadas em campo, devido ao destaque das paredes formadas pelos acumulo de areia que não é transportada pelo vento e muitas vezes são combinadas com vegetações rasteiras (Figuras 76 e 77). Como este tipo de *blowout* é encontrado associado com dunas móveis ou fixas, é bastante provável que sua formação se dar a partir da erosão causada pela ação constante do vento sobre os campos de dunas. Segundo SEMACE (2006) à medida que as paredes destes corredores vão

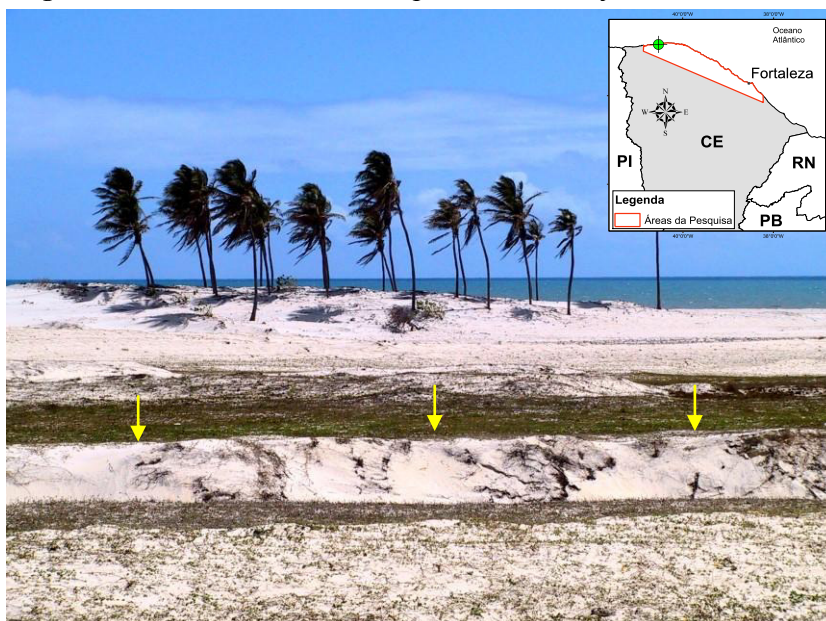
desmoronando, e o vento transporta à areia do interior, as cavidades vão se alongando. E o aprofundamento progride até atingir o nível freático ou outro material mais coeso ou grosso, que mostre resistência de transporte pelo vento. As feições de mega *blowouts* encontradas na área estudada são resultados da erosão de dunas móveis ou fixas mais antigas nas regiões costeiras de São Gonçalo do Amarante e Jijoca de Jericoacoara (Figuras 76 a 79).

**Figura 76** – *Blowout* e corredor preferencial de erosão destacando material avermelhado de paleoduna em São Gonçalo do Amarante.



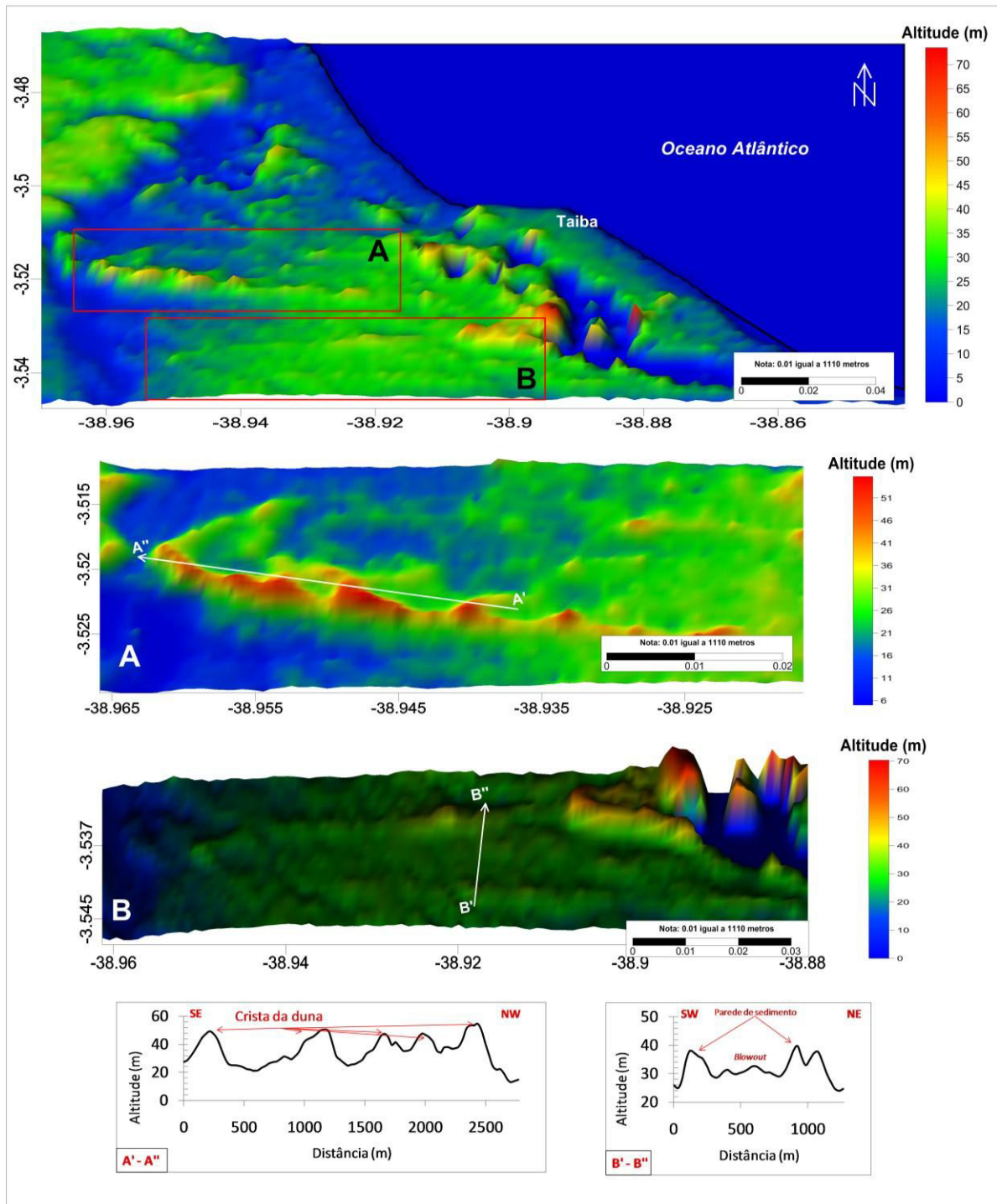
Fonte: o autor.

**Figura 77** – Parede de *blowout* na região costeira de Jijoca de Jericoacoara.



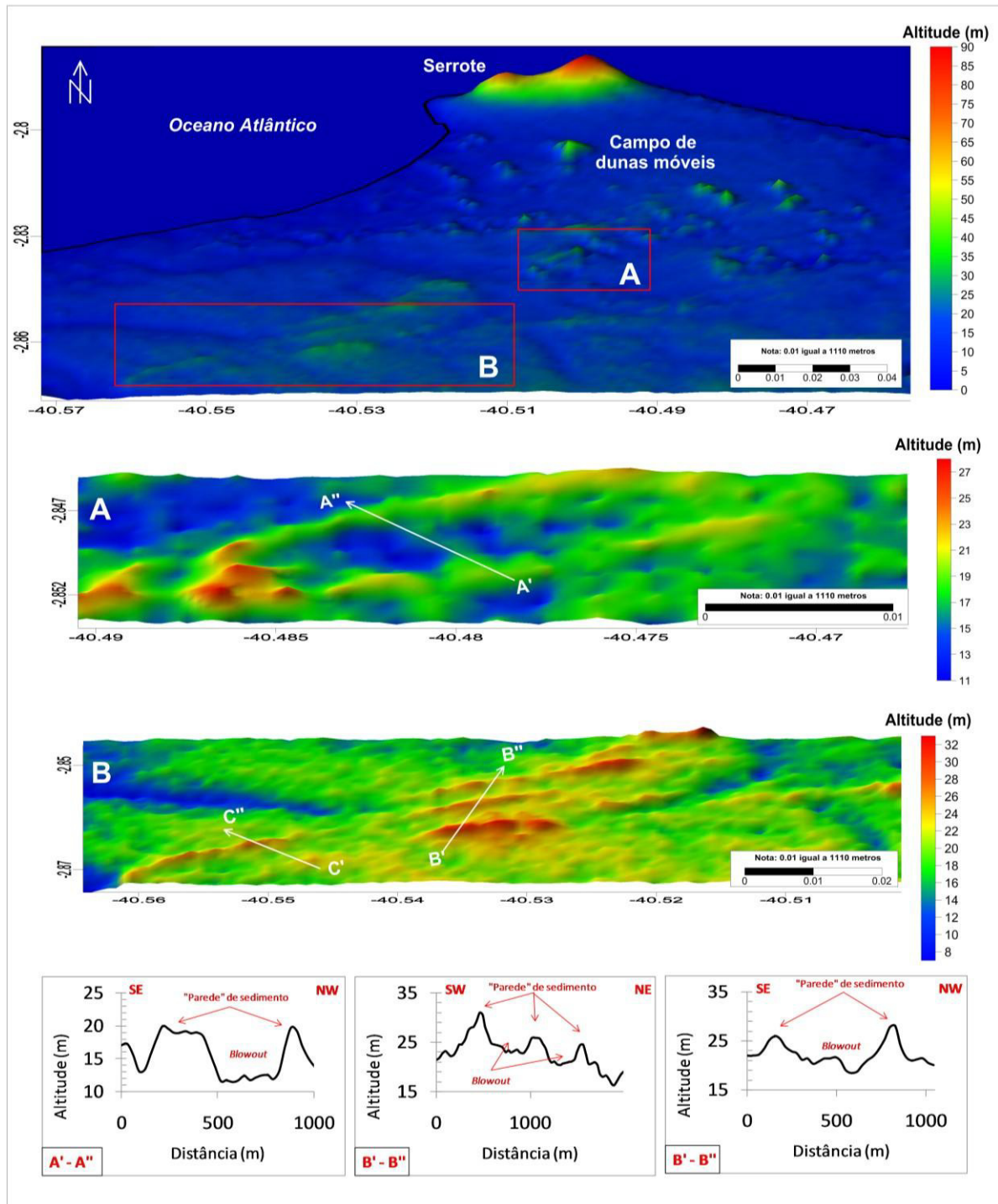
Fonte: o autor.

**Figura 78** – Modelos Digitais de Terreno e perfis para as dunas fixas vegetadas parabólicas hemicíclicas e feições de mega *blowout* na região costeira do município de São Gonçalo do Amarante, Ceará. Perfil A'-A'' no sentido do vento. Perfil B'-B'' transversal as paredes do mega *blowout*. Exagero vertical de 30x.



Fonte: o autor.

**Figura 79** – Modelos Digitais de Terreno e perfis para as feições de mega *blowout* na região costeira do município de Jijoca de Jericoacoara, Ceará. Perfis transversais as paredes dos *blowouts*. Exagero vertical de 25x.



Fonte: o autor.

### **5.3.7. Variação Morfológica das Dunas do Terceiro Cenário Climático no Litoral do Leste do Estado do Maranhão**

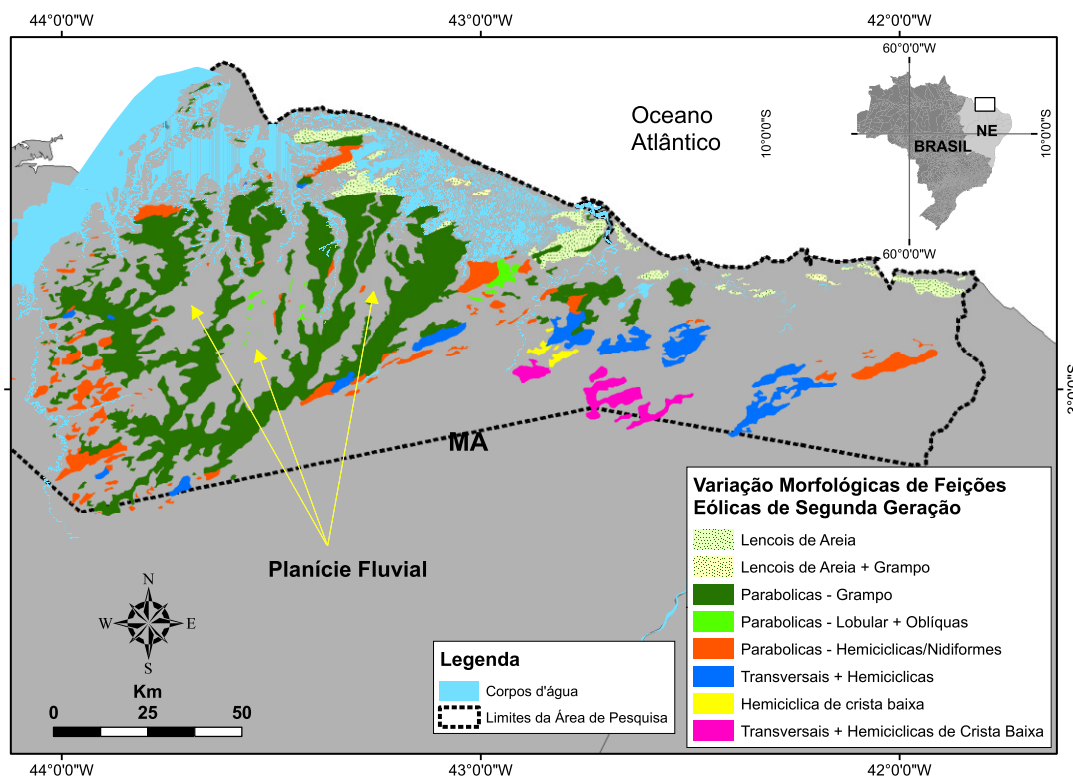
Diferente do que ocorre na região costeira do estado do Ceará, o litoral leste do estado do Maranhão comporta um sistema de dunas fixas do terceiro cenário climático mais complexo possivelmente produto de um regime mais intenso de atividade eólica, ligeiramente associada à maior volume de sedimento na área. A região comporta deste os lençóis de areia, dunas parabólicas dos tipos grampo, lobular, oblíquas, hemicíclica+nidiformes e transversais. Em alguns setores estes tipos se encontram agrupados no mesmo espaço (Figura 80).

As feições mais simples representadas pelas dunas parabólicas do tipo grampo, lobular e oblíqua ocorrem com maior frequência no interior de todo o campo de dunas do terceiro cenário climático. As do tipo grampo atingem as mesmas distâncias da linha de costa que as dunas mais complexas do tipo hemicíclica e transversais. Já as dunas do tipo lobular e oblíquas estão localizadas mais ao centro e são associadas às áreas de planície fluvial. As mesmas feições oblíquas, porém móveis, foram relatadas por Gonçalves *et al.* (2003) relacionadas a sistema fluvial sazonal nos Lençóis Maranhenses.

As dunas com feições mais complexas, como as do tipo hemicíclicas/nidiformes e transversais se localizam nos limites mais distantes e exteriores do conjunto de campo de dunas fixas do terceiro cenário climático. Na maioria das vezes ocorrem em grupos associadas entre elas. Em alguns casos possuem crista baixa e quase não são percebidas em observações de campo.

O grau crescente de complexidade, a partir da variação dos tipos e feições morfológicas de dunas fixas vegetadas do leste maranhense corrobora com os dados de datação por LOE achados para as três fases de dunas do terceiro cenário climático. Das mais novas para as mais antigas, a terceira fase, que corresponde às dunas com idades variando de 4 a 8 mil anos, é representada por dunas parabólicas do tipo grampo associadas com dunas do tipo digitadas e oblíquas "arranjadas" em planícies fluviais, situadas mais no interior do grande campo de dunas (Figuras 81).

**Figura 80** – Variações morfológicas das feições de dunas eólicas do terceiro cenário climático no leste maranhense.



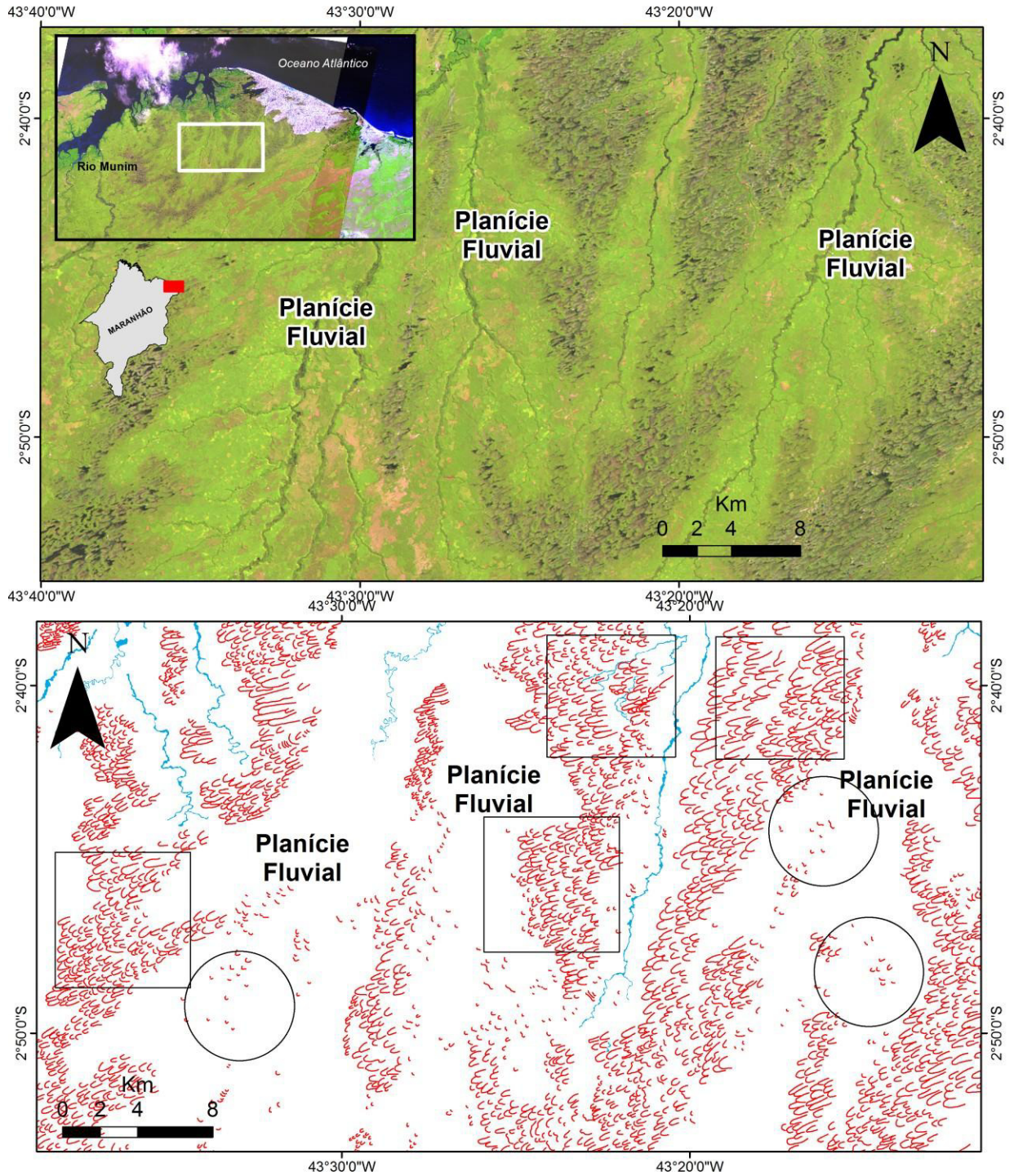
Fonte: o autor.

As dunas da segunda fase, que correspondem às idades de 19 a 11 mil anos A.P, e que por sua vez compõem o maior volume na área, são representadas por parabólicas dos tipos grampo e hemicíclica/nidiformes, e algumas transversais. As dunas parabólicas do tipo grampo são situadas mais no interior do conjunto de dunas do terceiro cenário climático (Figura 81). E são dunas de cristas mais baixas quase não perceptíveis em campo. O que se destaca são os corredores preferenciais de vento (*blowouts*) formados por lagoas regidas pela sazonalidade local (Figura 82).

As dunas da segunda fase do terceiro cenário climático, dos tipos hemicíclicas/nidiformes e algumas transversais, são localizadas próximas ao rio Magu, a oeste do rio Parnaíba (Figuras 83), e ao rio Coqueiro mais a oeste (Figura 84). Estas dunas possuem altura variando de 10 a 20 metros e são separadas entre si por distância de mais de 200 metros, no caso de dunas hemicíclicas (Figura 85), e 300 metros no caso de transversais (Figura 86).

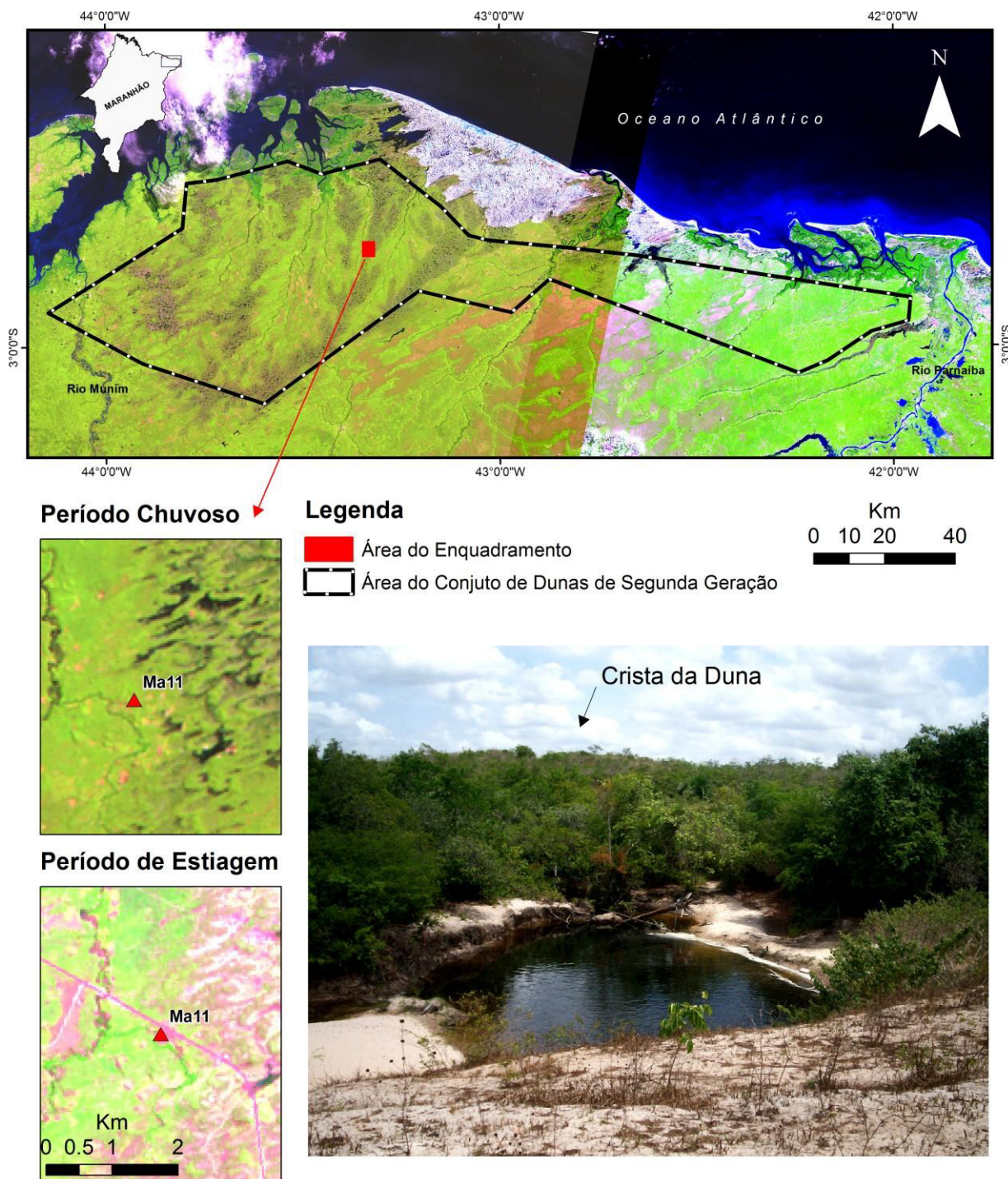


**Figura 81** – Feições eólicas de dunas parabólicas da região costeira do leste do Maranhão. **Círculos** - dunas do tipo lobular e oblíquas da terceira fase. **Quadrados** - dunas parabólicas do tipo grampo da segunda fase.



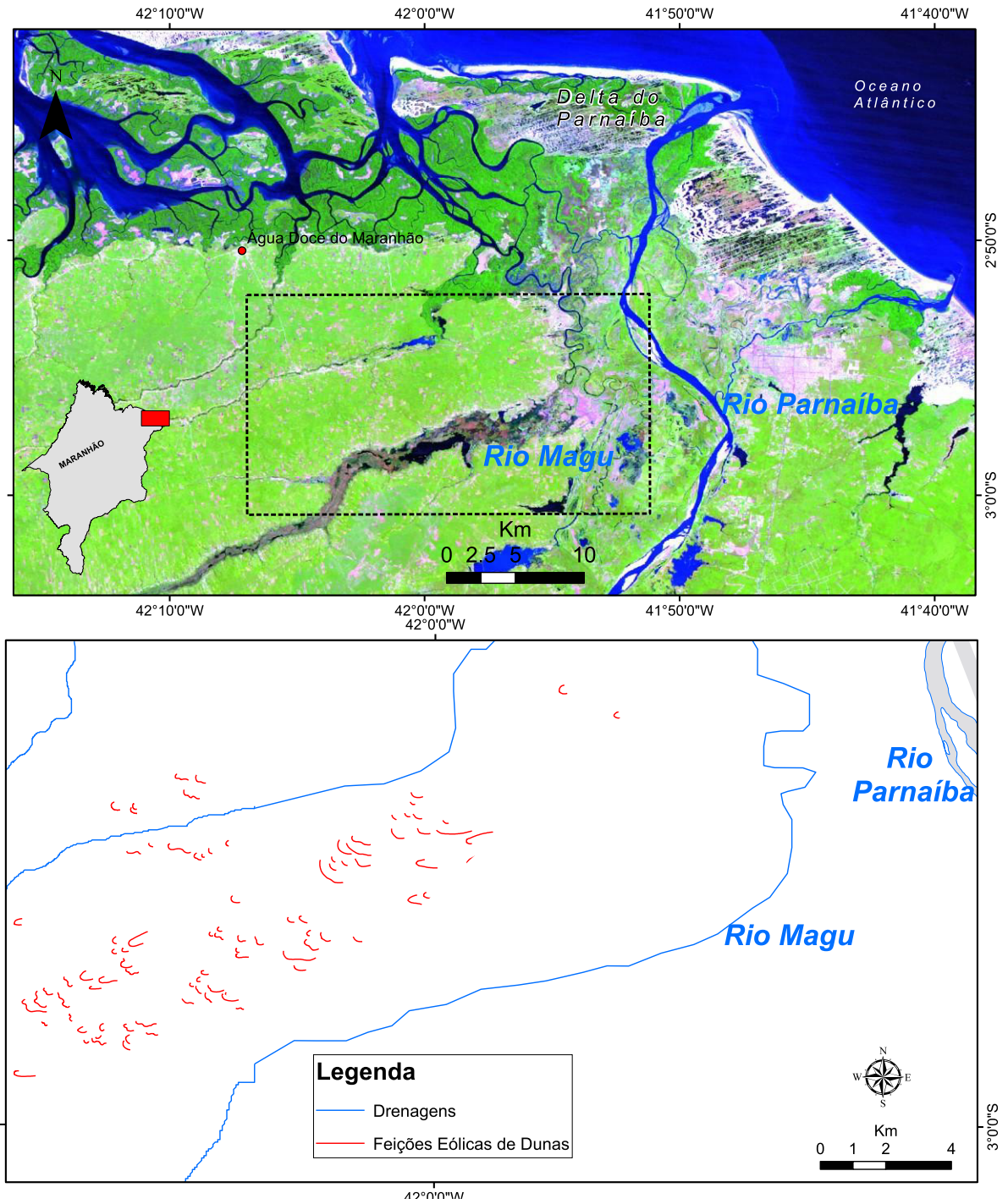
Fonte: o autor.

**Figura 82** – Aspectos das dunas parabólicas do tipo grampo da segunda fase do terceiro cenário climático.



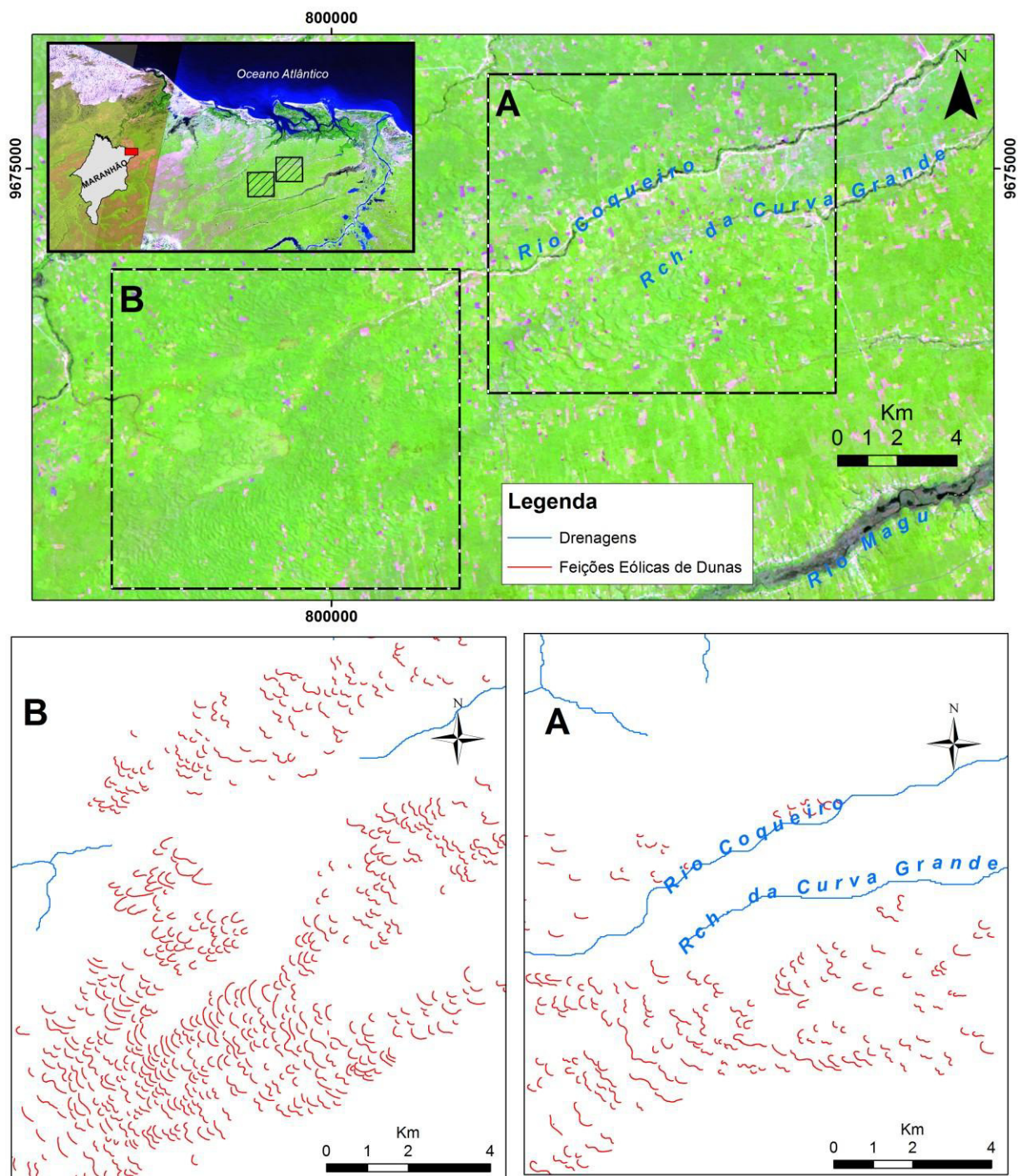
Fonte: o autor.

**Figura 83** – Aspectos das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo hemicíclicas/nidiformes da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Magu, a oeste do rio Parnaíba.



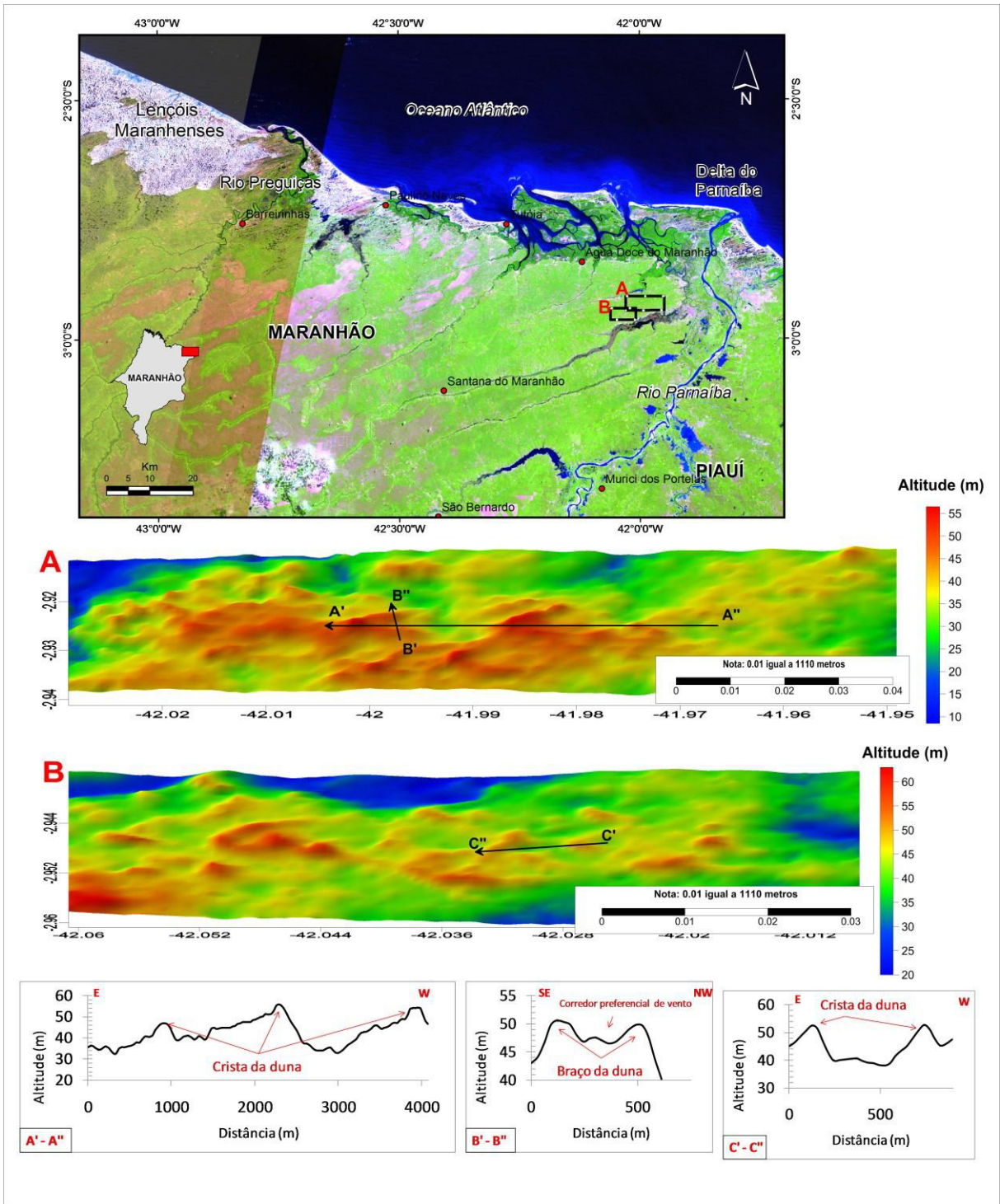
Fonte: o autor.

**Figura 84** – Aspectos das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo hemicíclicas/nidiformes e algumas transversais da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Coqueiro, a oeste do rio Parnaíba.



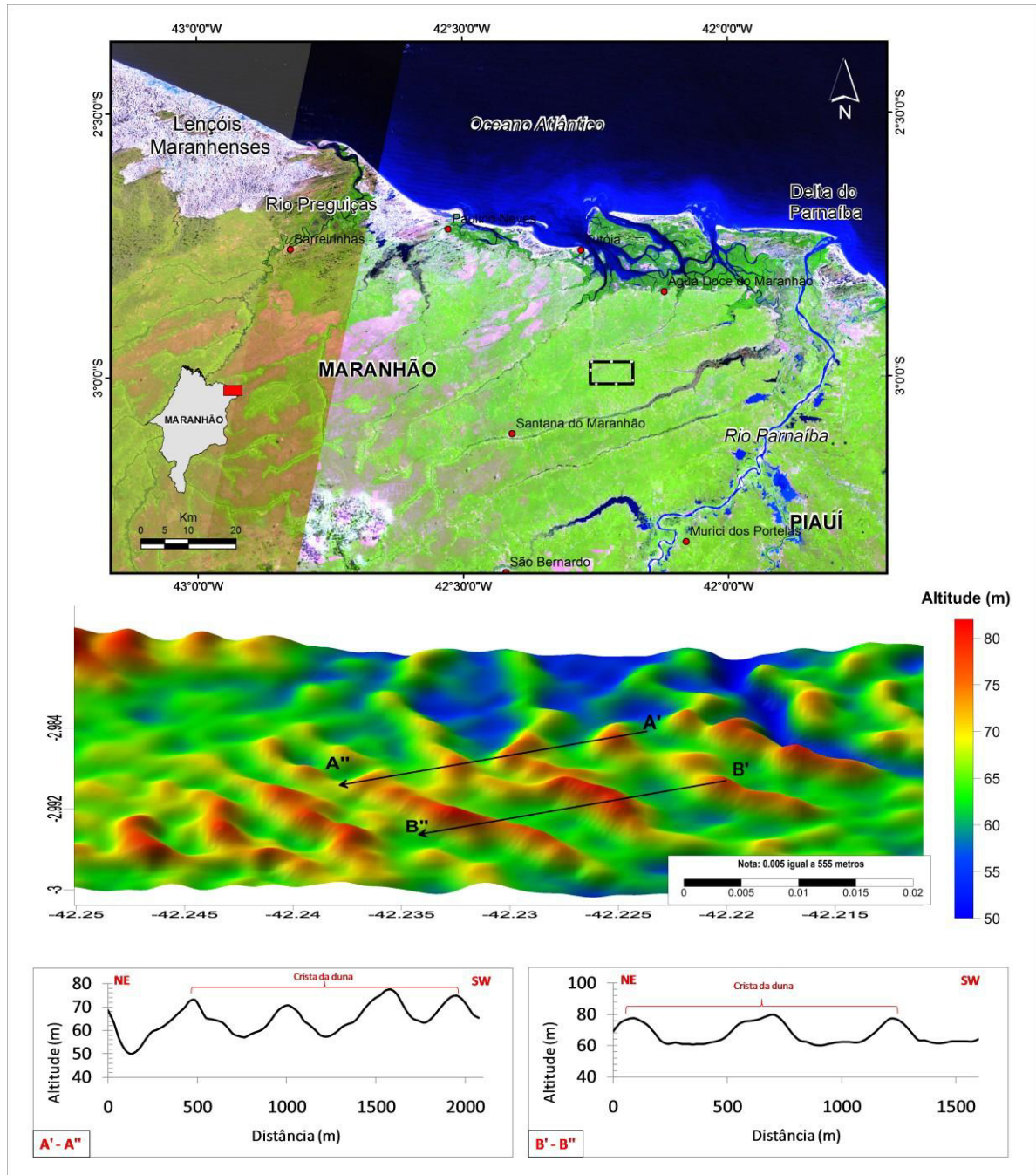
Fonte: o autor.

**Figura 85** – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo hemicíclicas da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Magu, a oeste do rio Parnaíba. Exagero vertical de 30x.



Fonte: o autor.

**Figura 86** – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo transversais da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Coqueiro, a oeste do rio Parnaíba. Exagero vertical de 20x.

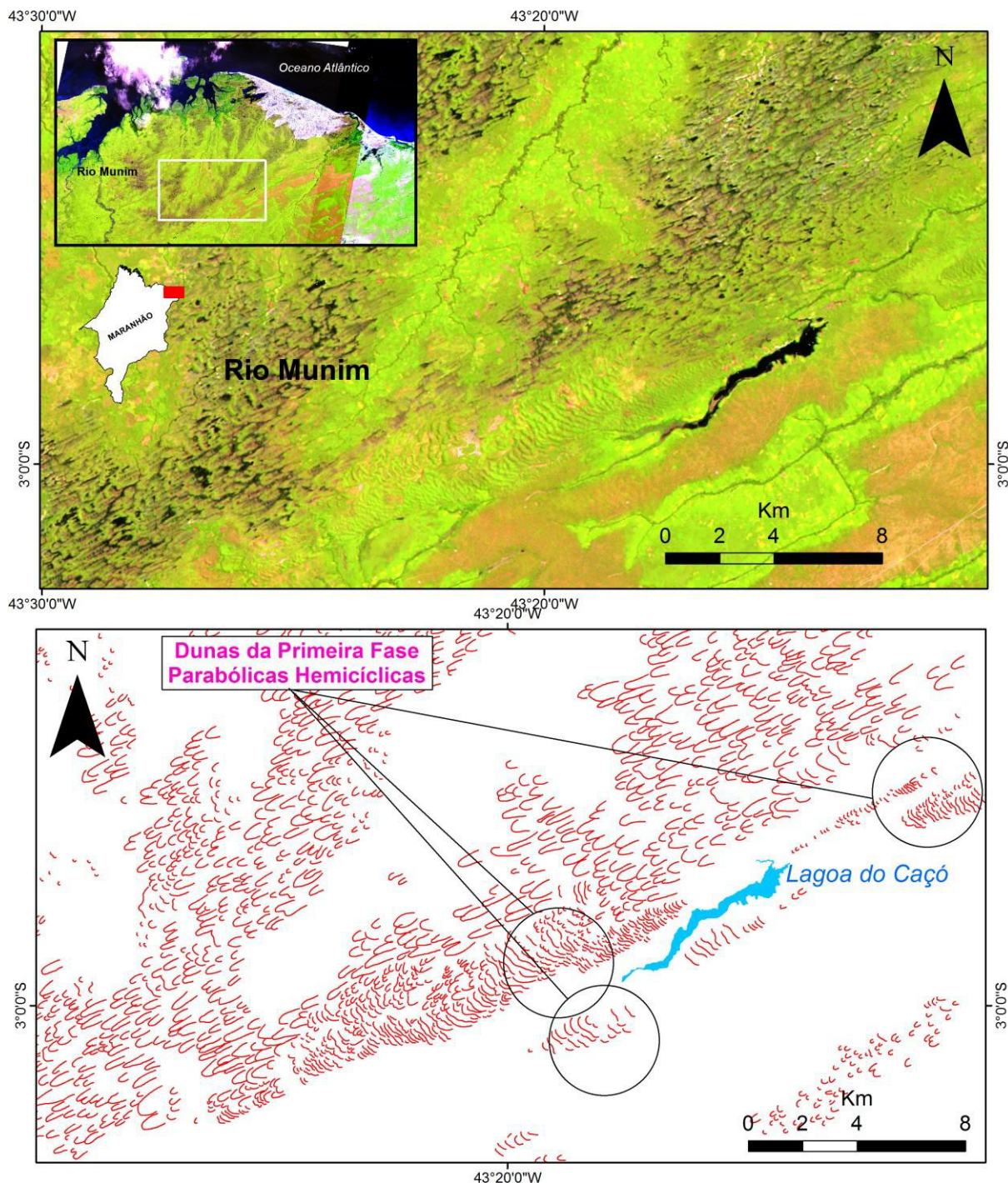


Fonte: o autor.

As dunas da primeira fase do terceiro cenário climático, com idades de 20 a 25 mil anos A.P, dos tipos hemicíclicas e transversais são localizadas próximas ao rio Cocal e a lagoa do Caçó, limite leste da área do grande campo de dunas (Figura 87). Também estão situadas próximas ao rio Munim mais ao sul, associadas também com dunas da segunda fase (Figuras

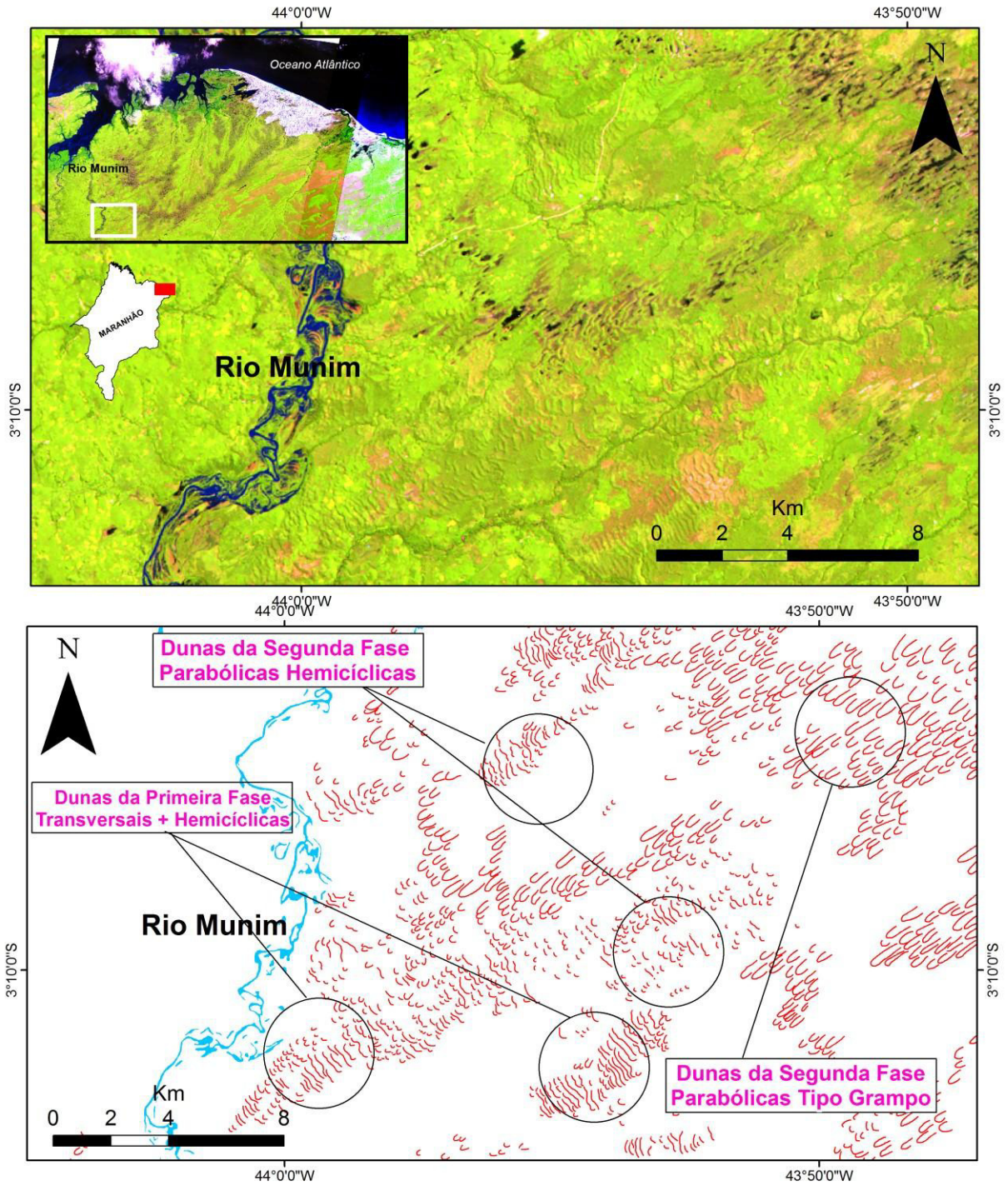
88). Estas dunas possuem as mesmas alturas que as dunas encontradas próximas ao rio Parnaíba, variando de 10 a 20 metros, porém o espaçamento entre elas é menor, cerca de menos de 100 metros (Figura 89 e 90). Isso ocorre, muito provavelmente, devido ao volume de sedimento na área, e não por área, ser maior nestes dois setores.

**Figura 87** – Aspectos das feições eólicas de dunas hemicíclicas e transversais da primeira fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Cocal e lagoa do Caçó.



Fonte: o autor.

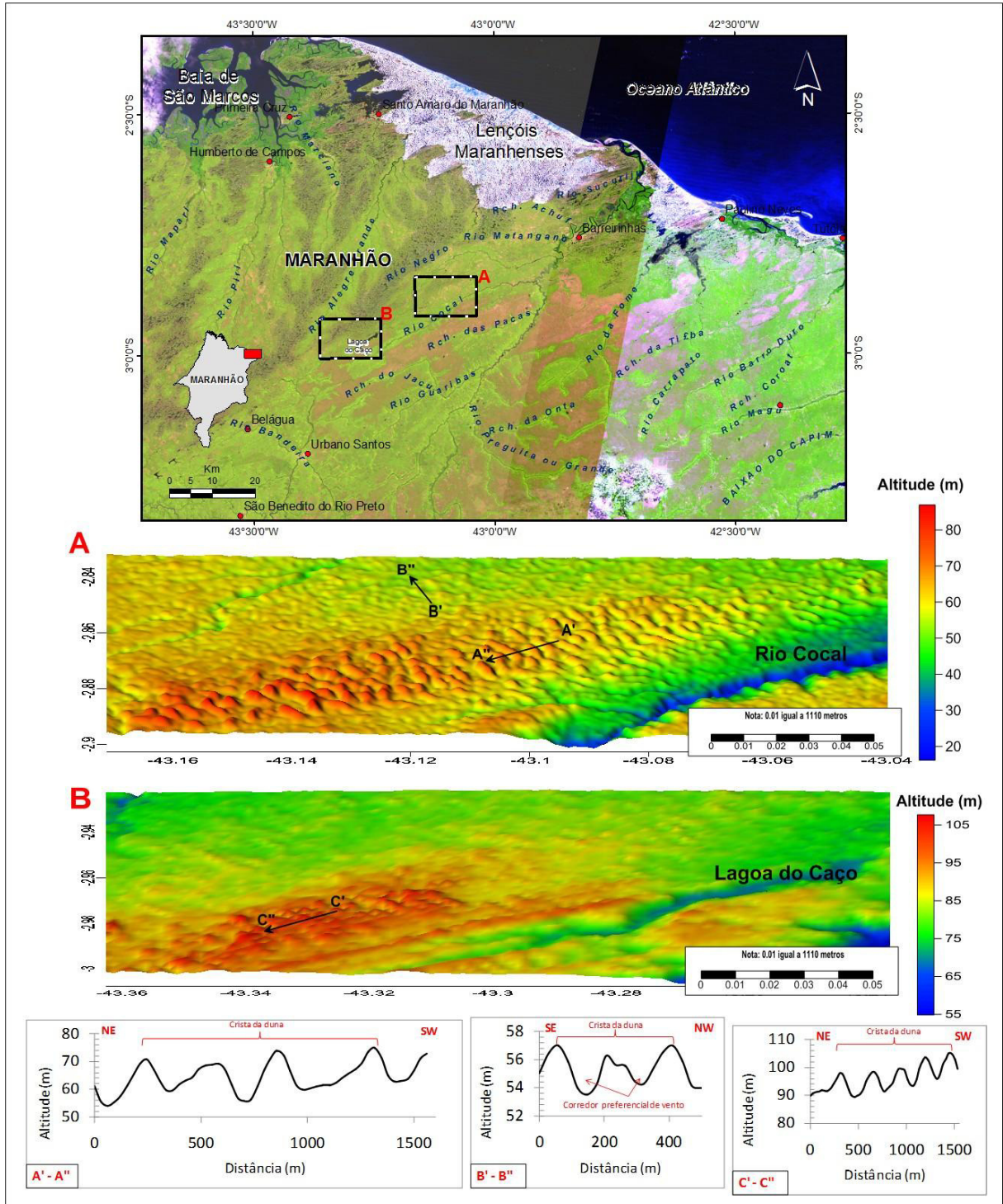
**Figura 88** – Aspectos das feições eólicas de dunas hemicíclicas e transversais da segunda fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Munim.



Fonte: o autor.

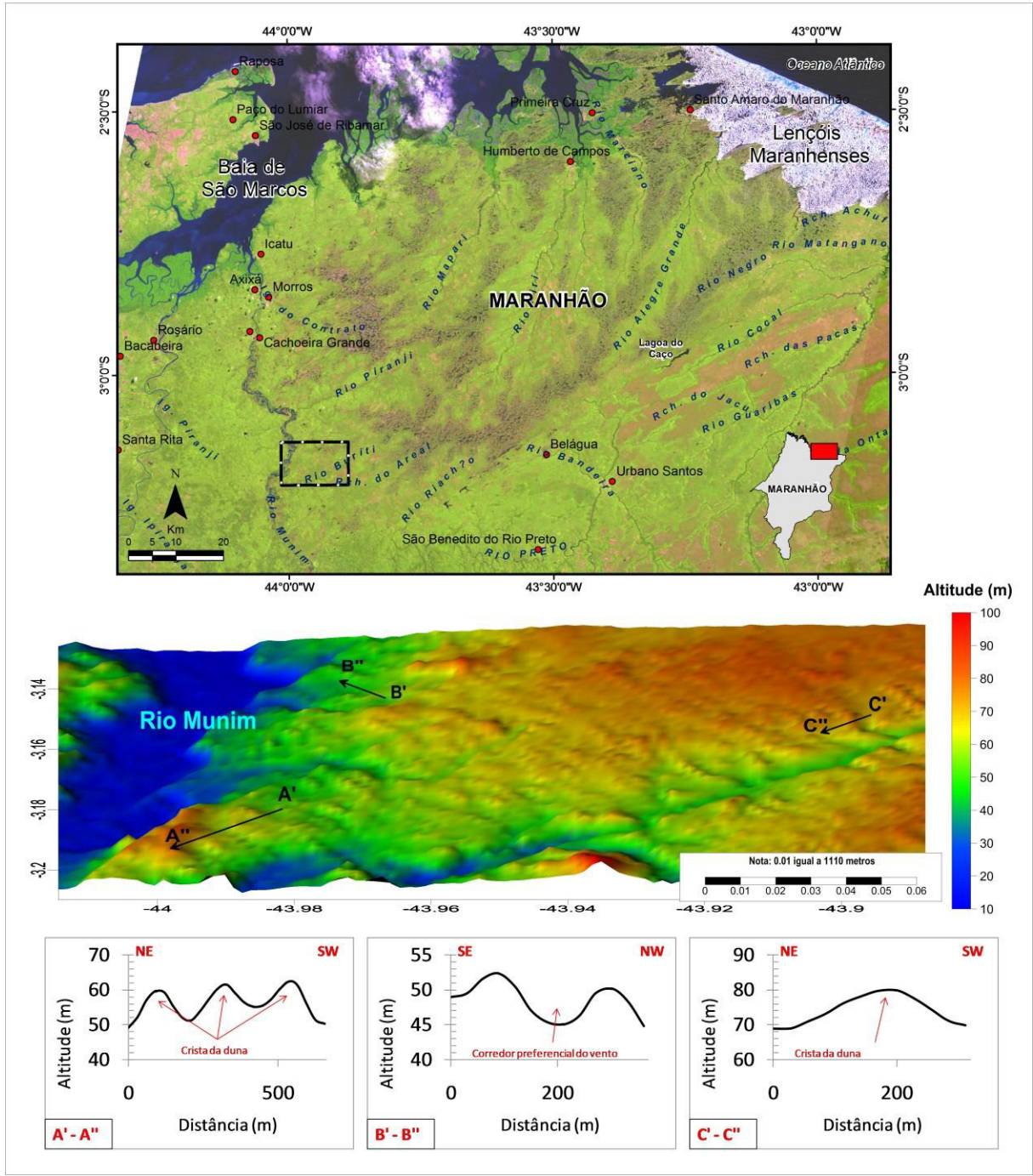


**Figura 89** – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo transversais da primeira fase do terceiro cenário climático próximas a lagoa do Caço e rio Cocal. Exagero vertical de 30x.



Fonte: o autor.

**Figura 90** – Modelos Digitais de Terreno das feições eólicas de dunas parabólicas do tipo transversais da primeira fase do terceiro cenário climático próximas ao rio Munim. Exagero vertical de 20x.



Fonte: o autor.

#### 5.4. QUARTO CENÁRIO CLIMÁTICO E OS PULSOS EÓLICOS DO HOLOCENO TARDIO +/- 4 MIL ANOS ATÉ O PRESENTE

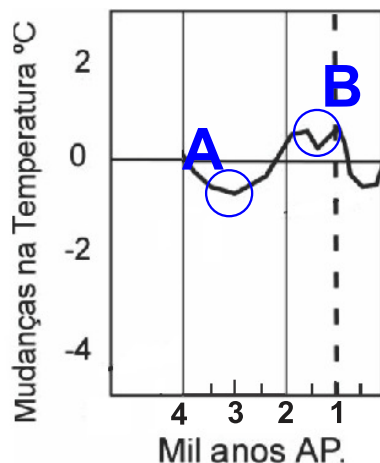
O Holoceno Tardio estar compreendido na faixa de tempo que vai de 3,5 a 1,5 mil anos A.P. É associado a um clima mais seco devido a uma pequena queda da temperatura ocorrida neste período (ponto A, figura 91). Dunas fixas e parcialmente fixas foram datadas por vários autores na região costeira do Ceará, e um dado desta tese também relata esta faixa de idade em duna do leste maranhense (Tabela 5). Já a estabilização de alguma destas dunas pode ter ocorrido no aumento da temperatura registrado após 2 mil anos A.P (ponto B, figura 91).

As dunas formadas no Holoceno Tardio são expostas em alguns casos como pequenas parabólicas ou ainda como pequenas dunas complexas sem forma definida, ou ainda por lençóis de areia, ambos fixos e parcialmente fixos. Podem ser também associadas à remobilização de material de dunas mais antigas. É difícil assegurar a qual posição no cenário climático do Holoceno elas pertencem, uma vez que estes tipos ocorrem com menos frequência no litoral. E estão em muitos casos associadas às dunas ativas mais novas. Deste modo é mais apropriado classificá-las, juntamente com as dunas móveis, como dunas do quarto cenário climático.

As dunas móveis do quarto cenário climático, por sua vez, não têm seus processos de formação bem definidos no tempo. Porém podem ter sido formadas há pelo menos 1,8 mil anos. Vale ressaltar que ainda se encontram em fases de modificação morfológica.

Compõem ainda o quarto cenário climático as dunas denominadas de terceira geração ou eolianitos (Maia, 1998) e as de quinta geração Claudino-Sales (2002).

**Figura 91** – Faixa de tempo de modelagem dos depósitos de pulsos eólicos no Holoceno Tardio. (Modificado de Duff (1995) *apud* Meireles *et al.* (2005)).



**Tabela 5** – Idade das dunas fixas e parcialmente fixas dos estados do Ceará e Maranhão.

Pesquisa/Artigo	Idade (anos)	Método	Localidade
Maia <i>et al.</i> (1999)	1000 ± 100	LOE**	Pécem - Ceará
Pinheiro (2009)	1100±150	LOE	Cocó - Fortaleza - Ceará
Leal (2010) & Leal (2014)	1300±250	LOE	Cidade 2000 - Fortaleza - Ceará
Tsoar <i>et al.</i> (2009)	1750 ± 200	LOE	Aquiraz - Ceará
Pinheiro (2009)	1900±250	LOE	Sabiaguaba - Fortaleza - Ceará
Maia <i>et al.</i> (1999)	2300 ± 200	TL*	Pécem - Ceará
Leal (2010) & Leal (2014)	2700±450	LOE	Cidade 2000 - Fortaleza - Ceará
Esta Tese	1400 ± 270	LOE	Maranhão

Fonte: o autor.

\* Termoluminescência

#### 5.4.1. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Quarto Cenário no Estado do Ceará

Não há ainda dados de datação adequados que descrevam a gênese das dunas denominadas de terceira geração (Maia, 1998). Segundo Carvalho *et al.* (2010) os estudos feitos revelam apenas fases de litificação destes depósitos. Estas dunas são denominadas de eolianitos e são encontradas em quase toda a costa oeste do estado do Ceará (Figura 92).

Consiste de um tipo distinto de dunas inativas que apresenta características bastante peculiares, como a preservação de estruturas sedimentares. São dunas cimentadas por carbonato de cálcio. O termo eolianito foi originalmente proposto por Sayles (1931 *in* Davis, 1978) para descrever todas as rochas sedimentares consolidadas que foram depositadas pela atividade eólica.

Os eolianitos podem ocorrer nas zonas áridas e semi-áridas de muitas regiões do mundo, particularmente em áreas costeiras com grandes acumulações de areias biogênicas (Pye, 1994). Segundo Goldsmith (1978 *in* Davis, 1978) os processos de formação e crescimento destas dunas são similares aos processos de dunas de areia quartzosa. Deste modo, um eolianito é permanentemente imobilizado, enquanto que uma duna de areia quartzosa fixada por vegetação pode inesperadamente começar a movimentar-se se a cobertura for destruída.

As idades obtidas para estas dunas foram relatadas nos trabalhos de Castro (2001) & Castro e Ramos (2006). Os autores encontraram idades de  $1,78 \pm 0,06$ ;  $1,64 \pm 0,05$  e  $1,3 \pm 0,05$  mil anos A.P para estas dunas, utilizando datação por  $^{14}\text{C}$ .

Estas dunas são mais comuns no litoral setentrional do nordeste do Brasil. São encontradas nos estado do Ceará e Rio Grande do Norte.

**Figura 92** – Eolianitos na região costeira entre Pecem e Taíba no estado do Ceará.



Fonte: o autor.

As dunas que mais representam o quarto cenário climático são as ativas móveis. Segundo Maia (1998) distribuem-se paralelo à linha de costa, as quais migram atualmente em direção ao continente até aproximadamente 6 km da linha de costa no estado do Ceará. Ou ainda são expostas como um cordão contínuo, dispostos paralelamente a linha de costa, a qual começa a ser esboçado a partir da linha de preamar (*backshore*) possuindo uma largura média de 2 – 3 km e espessura que atingem até 30 m, ou 40 m.

As dunas ativas apresentam formas distintas que variam entre os tipos barcanas, cadeias barcanóides, transversas, complexas e lençóis de areia (*sand sheets*). O maior campo de dunas móveis contínuas do Ceará se estende entre Porto Canoas e a foz do rio Jaguaribe. Um segundo grupo, mas bem menor, aparece no município de Beberibe, composto de dunas

complexas e cadeias de barcanóides. Novos campos de dunas móveis extensos voltam a parecer entre Iguape e a Prainha, onde começa a área da presente pesquisa e se estendendo até Fortaleza. No litoral oeste desta cidade, entre o Pirambu e a Barra do Ceará, dunas de porte elevado movimentam-se soterrando casas e ruas. Outro grande campo de dunas móveis inicia-se na Tabuba estendendo-se pelo Cauípe, Pecém-Taíba, onde existem dunas complexas e cadeias de barcanóides (Figura 93), Paracuru, Trairi, Baleia, Marinheiros (Itapipoca) e Amontada. Porém o maior campo de dunas barcanas do Estado está em Jijoca de Jericoacoara (Figura 94).

**Figura 93** – Aspectos das dunas do quarto cenário climático no Ceará. Cadeia de barcanóides e dunas complexas na região de Taíba, município de São Gonçalo do Amarante.



Fonte: o autor.

**Figura 94** – Aspectos das dunas do quarto cenário climático no Ceará. Duna barcana em primeiro plano e outras ao fundo em Jericoacoara.

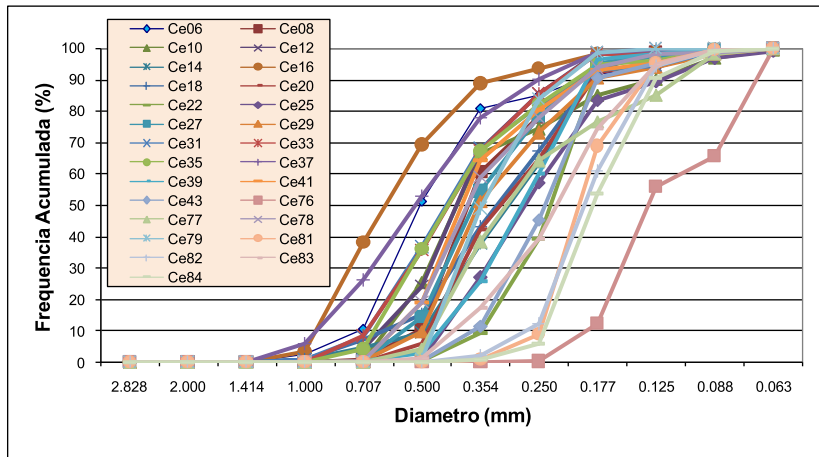


Fonte: o autor.

Estas dunas são formadas por areias esbranquiçadas, moderadamente a bem selecionadas (Figura 95), de granulação fina a média, com algumas amostras compostas também por areias grossa e fina (Figura 96), e  $d_{50}$  variando de 3 a 0,7 phi (Figura 97). Esta maior variação do valor de phi, em relação aos valores encontrados para as dunas do primeiro e terceiro cenários climáticos, pode estar relacionada à influência outras unidades circunvizinhas, como planície deflacionária ou lençóis de areia e dunas de quinta geração (Claudino-Sales, 2010) que estão mais próximas da faixa de praia.

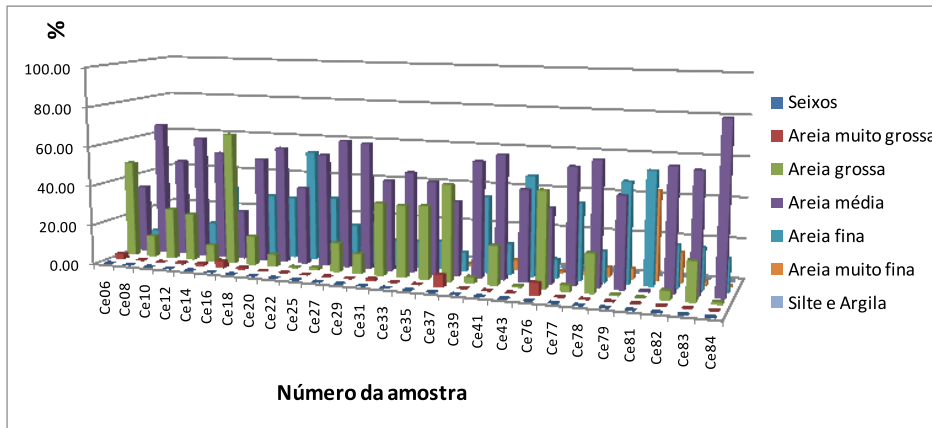
As dunas ativas são quartzosas, com grãos de quartzo foscas, arredondados e angulosos a subangulosos (Figuras 98). Muitas vezes apresentam minerais pesados, principalmente ilmenita (Figura 99).

**Figura 95** – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do quarto e atual cenário climático do estado do Ceará.



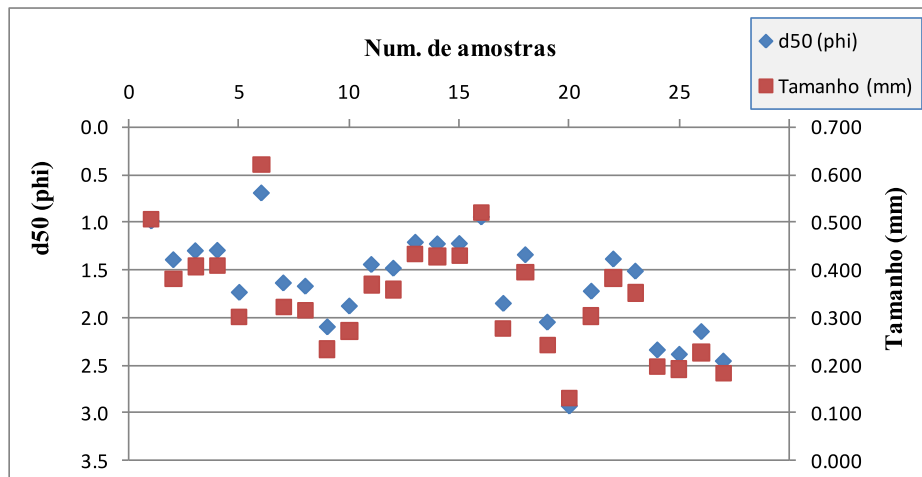
Fonte: o autor.

**Figura 96** – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas quarto e atual cenário climático do estado do Ceará.



Fonte: o autor.

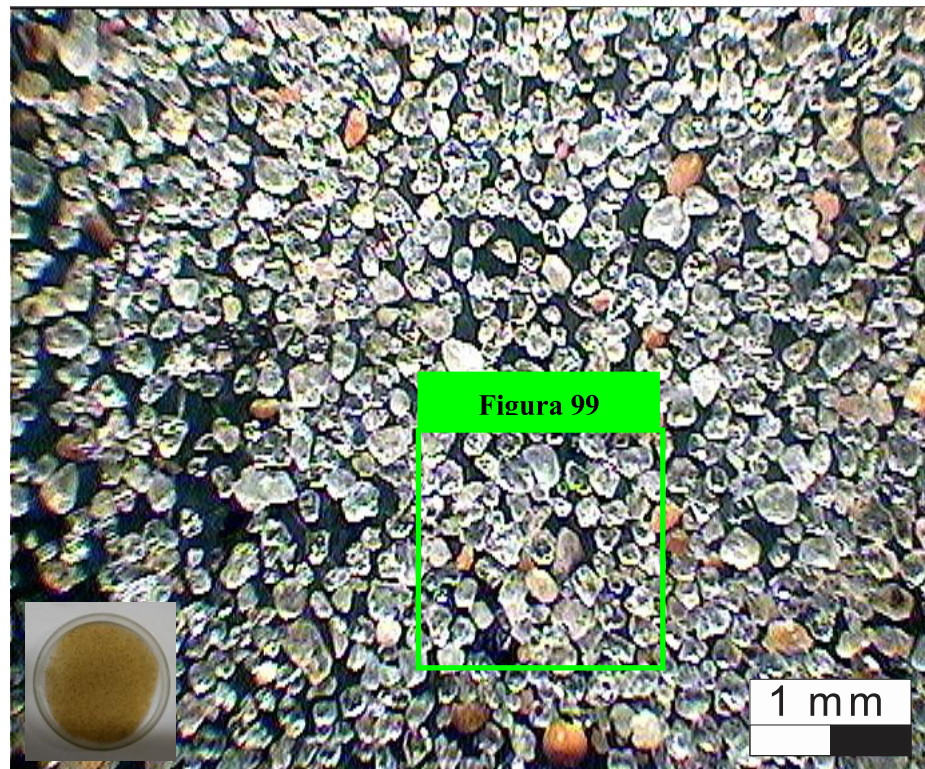
**Figura 97** – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do quarto e atual cenário climático do estado do Ceará.



Fonte: o autor.



**Figura 98** – Aspectos dos graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento de dunas quarto e atual cenário climático em análise morfoscóptica (duna de Trairi).



Fonte: o autor.

**Figura 99** – Minerais pesados entre os grãos de quartzo, Detalhe da figura 58.



Fonte: o autor.

A idade das dunas móveis ativas do quarto cenário climático ainda é uma questão não respondida com tanta firmeza por várias das pesquisas feitas até o momento, uma vez que a aplicação do método de datação por LOE não garante um dado preciso, pois estas dunas estão em constante movimento, o que impossibilita a extração de uma amostragem adequada do material para a aplicação do método. Uma vez datada a amostra retirada destas dunas móveis, o pesquisador pode se deparar com uma idade registrada apenas na escala de décadas.

Castro & Ramos (2006) fizeram uma relação entre a idade dos eolianitos e as dunas móveis transversais entre Macau, Rio Grande do Norte e Jericoacoara, Ceará. Tomando como base a velocidade média das dunas com 11m/ano, que migram sobre uma pista de vento de 12 km em média, os autores chegaram a conclusão de que as dunas móveis transversais do trecho levantado são mais novas que os eolianitos, cuja idade retratada no estudo foi de  $1320 \pm 50$  AP.

As dunas ativas denominadas por Claudino-Sales (2010) como de quinta geração, fazem parte de um grupo de depósitos eólicos ainda influenciados por processos e materiais que compõem a zona de gênese ou faixa de praia. Estas dunas apresentam uma granulação mais grossa, com grãos mais angulosos e sedimento moderadamente a pobremente selecionado, devido à presença de pequenas carapaças de organismos marinhos trabalhados por ondas e marés na faixa de praia (Figura 100). Alguns grãos de quartzo são agregado entre si, provavelmente devido a precipitação do carbonato de cálcio entre eles. Esta dunas mais novas do quarto cenário climático, segundo Claudino-Sales (2010), devem possuir idades em torno dos 500 anos A.P. São compostas por dunas frontais, lençóis de areia e pequenas parabólicas móveis que se encontram na planície de deflação.

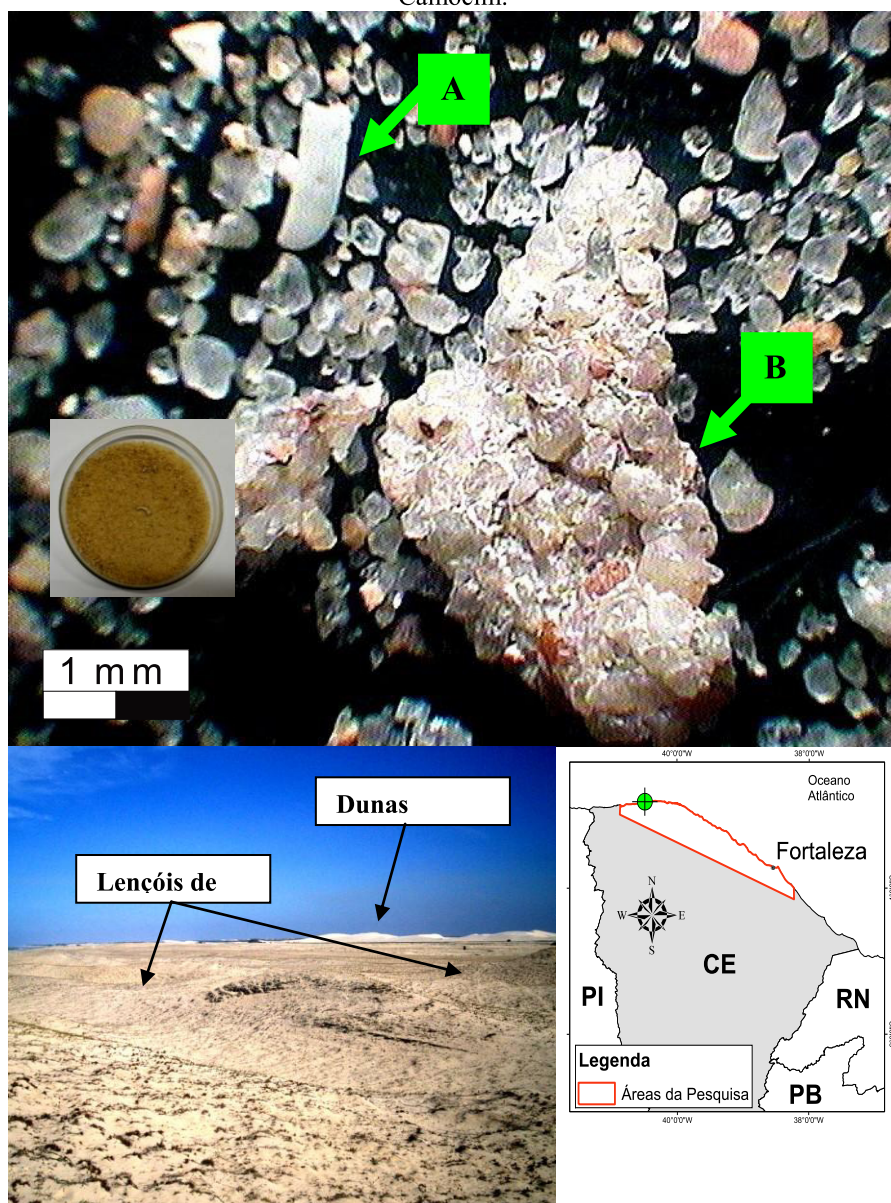
#### **5.4.2. Situação Geológica e Características Sedimentológicas das Dunas do Quarto Cenário no Leste Estado do Maranhão**

A região NE do estado do Maranhão é composta, de uma maneira geral, por dunas móveis do tipo barcana e cadeias de barcanóides dos Lençóis Maranhenses (Figura 101) e mais a leste pelos Pequenos Lençóis.

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 para estas dunas do quarto cenário climático na região costeira do leste maranhense.

Há predominância da fração fina para as dunas móveis do quarto cenário climático da região dos Lençóis Maranhenses (Figura 102), com valores de phi variando de 2,6 a 2,1 (Figura 103), valores maiores do que os encontrados para as dunas móveis do estado do Ceará, o que resulta em grãos mais finos no estado do Maranhão. O depósito possui material moderadamente selecionado a bem selecionado (Figura 104). O teor de carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) varia de 1,26 à 6,32% para estas dunas, com média de 3,85%, mostrando a forte influencia do material de origem marinha para a formação destas dunas. A concentração de matéria orgânica nestas dunas é baixa em relação às demais, variando de 0,03 a 0,24%.

**Figura 100** – Aspectos dos grãos de dunas da quinta geração (Claudino-Sales, 2010). **A** - fragmento de carapaça de organismo marinho. **B** - Grãos de quartzo agregados por precipitação de  $\text{CaCO}_3$ . Lençóis de areia em Camocim.



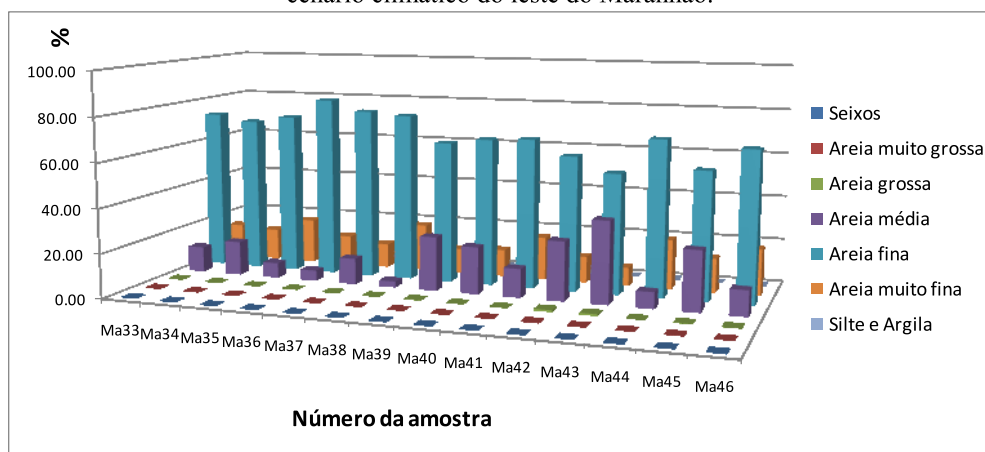
Fonte: o autor.

**Figura 101** – Cadeias de barcanóides do campo de dunas dos Lençóis Maranhenses.



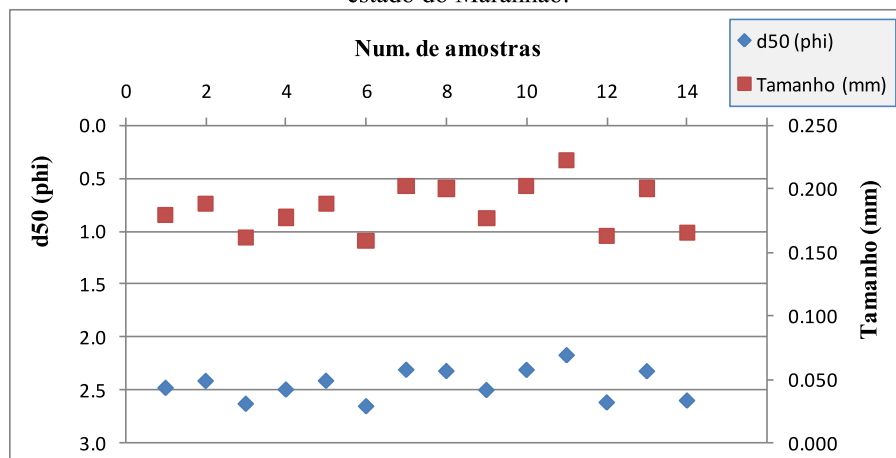
Fonte: o autor.

**Figura 102** – Variação da granulação, segundo a classificação de Folk & Ward (1957), para as dunas do quarto cenário climático do leste do Maranhão.



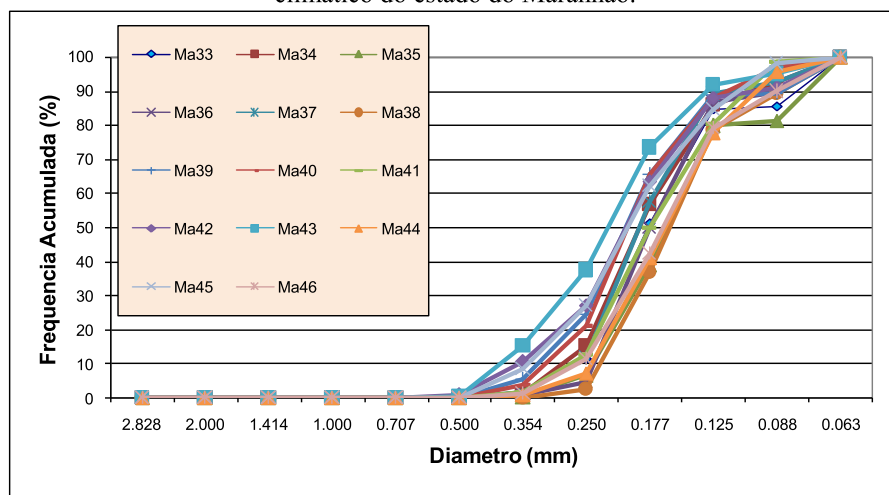
Fonte: o autor.

**Figura 103** – Variação do d50 e tamanho dos grãos de sedimento das dunas do quarto cenário climático do estado do Maranhão.



Fonte: o autor.

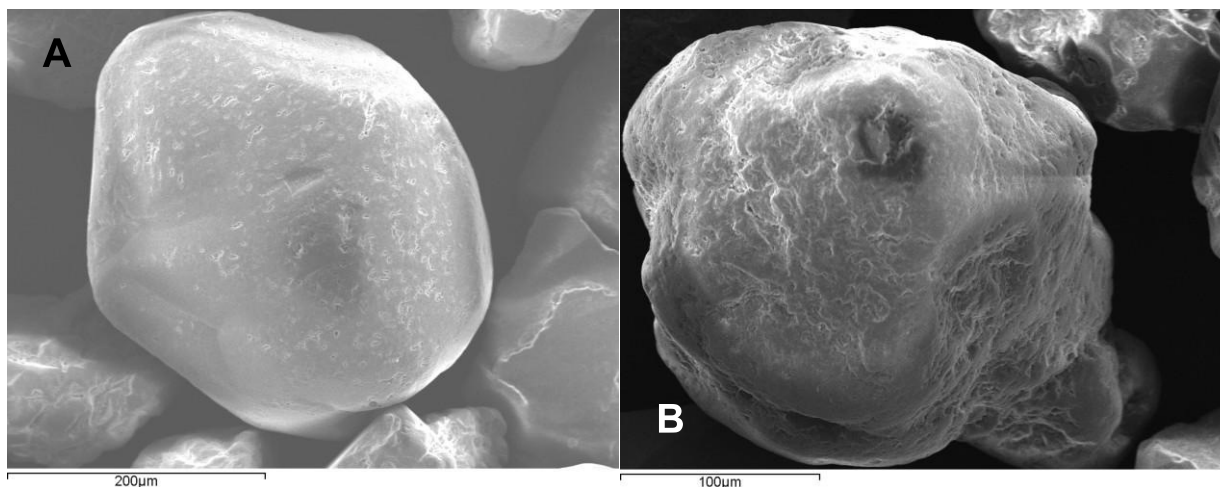
**Figura 104** – Gráfico de frequência acumulada da distribuição granulométrica das dunas do quarto cenário climático do estado do Maranhão.



Fonte: o autor.

A análise de MEV mostrou 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, além de superfícies rugosas levemente imbricadas de sílica, características de um meio eólico continental (Figura 105).

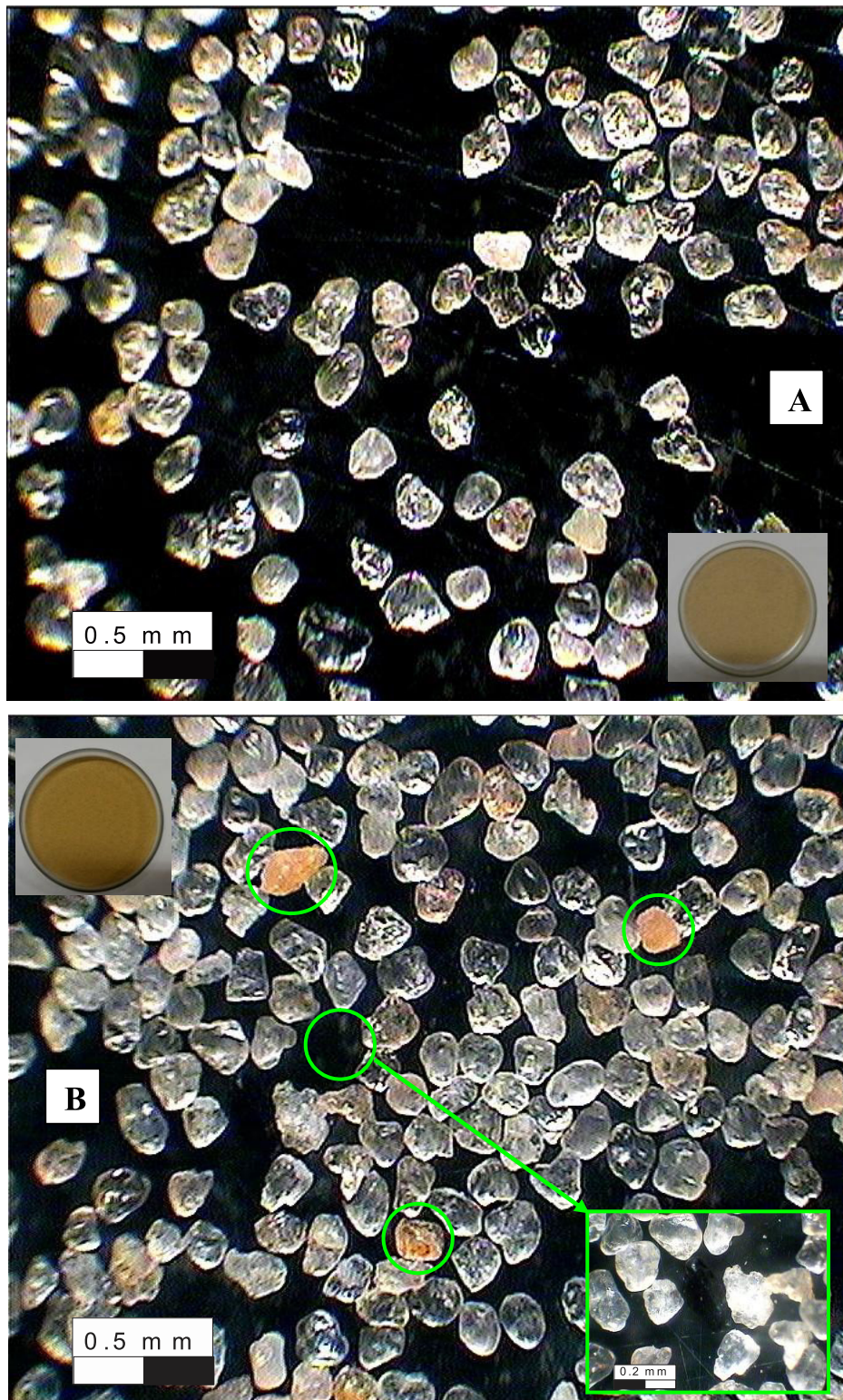
**Figura 105** – **A** – Marcas de impactos de diferentes tamanhos em “V” originadas pelo transporte eólico nos Lençóis Maranhenses. **B** – Superfícies imbricadas em grão de sedimento de dunas dos Pequenos Lençóis.



A observação morfoscópica mostrou que os grãos de sedimentos das dunas móveis dos Lençóis Maranhenses são bem retrabalhados pelo transporte eólico (Figura 106A), com alto grau de arredondamento e esfericidade. Diferentes do encontrando para as dunas do estado do Ceará, que apresentam graus mais angulosos a subangulosos. Isto reforça a hipótese de que quanto mais distante da área fonte, menos anguloso é o grão de areia. Os grãos de sedimento mais arredondados e menos angulosos são mais foscos que os demais. A maior parte dos grãos de areia das dunas dos Lençóis Maranhenses possui uma cor esbranquiçada, diferente dos grãos de dunas móveis dos Pequenos Lençóis, que possuem cor tendendo para um tom amarelado (Figura 106B). Isso se deve a presença de minerais pesados e grãos de quartzo encobertos por óxido de ferro, o que não ocorre nas dunas dos Lençóis Maranhenses.

Levin *et al.* (2007-B) demonstraram o efeito sazonal que as lagoas interdunas têm no branqueamento da cor da areia das dunas a partir da redução do ferro, devido à condição anaeróbica que elas criam. Os autores mostram que dunas do Ceará, como as de Jericoacoara e Camocim, possuem branqueamento menos ativo. Já em dunas dos Lençóis Maranhenses, onde segundo os autores as lagoas cobrem cerca de 40% dos campos de dunas, o branqueamento é mais acentuado. O mesmo deve ocorrer com as dunas dos Pequenos Lençóis, que possuem menos branqueamento que as dunas dos Lençóis Maranhenses. Deste modo a mudança de cor da duna de branca para amarelada, no caso de dunas móveis, nem sempre deve ser critério de distinção entre mais antiga e mais nova.

**Figura 106** – A - Aspectos dos grãos de areia das dunas dos Lençóis Maranhenses. B - Detalhe nos grãos encobertos por óxido de ferro das dunas dos Pequenos Lençóis.



Fonte: o autor.

Na área estudada, estas dunas móveis dos Lençóis Maranhenses, atingem em média 23 km da linha de costa, migrando sobre as dunas fixas vegetadas em média a 13 m/ano. Considerando a relação proposta por Castro & Ramos (2006) feita entre a distância da linha de costa e a taxa de migração, foi proposto que estas dunas vêm sendo formadas há pelo menos 1,8 mil anos. Por tanto, mais antigas que as dunas móveis do quarto cenário da região costeira do estado do Ceará.



## CONCLUSÕES

Os dados de datação ajudaram a identificar quatro cenários climáticos conforme os registros geológicos e geomorfológicos deixados pelos depósitos eólicos de dunas costeiras. Estes cenários revelam que a formação/deposição e erosão dos campos de dunas eólicas foram processos estreitamente ligados às variações climáticas ocorridas desde o início do Pleistoceno Superior, e que ocorrem até o presente. As modificações geomorfológicas e a variação da morfologia dos campos de dunas dos estados do Ceará e Maranhão são produtos das flutuações do clima e do nível relativo do mar, com suas fases transgressivas e regressivas.

O primeiro e segundo cenários correspondem aos depósitos mais antigos ou paleodunas, situados na faixa de tempo entre 140 (ainda no fim do Pleistoceno Médio) e 110 mil anos, e 110 há aproximadamente 25 mil anos A.P, respectivamente. E como se tratam de depósitos sem a forma preservada de câmoros ou colinas, expostos sob as dunas mais novas, é difícil fazer uma relação entre evolução morfológica e variações climáticas que corrobore de maneira mais direta com os pulsos eólicos.

O segundo cenário descreve a constante e freqüente intercalação entre eventos deposicionais e erosionais ocorridos ao longo do grande e último período glacial do Pleistoceno Superior, resultando na ocorrência de poucos afloramentos expostos e distribuídos nas áreas da pesquisa, caracterizando uma série de hiatos não deposicionais durante aquele período. Ao contrário das dunas do terceiro e quarto cenários, sobretudo do terceiro cenário (dunas com formas bem definidas), que compõem a maior parte da área ocupada por campos de dunas.

O terceiro cenário corresponde às dunas fixas vegetadas que foram formadas há pelo menos 25 mil até  $\pm 5$  mil anos A.P. As dunas formadas neste intervalo de tempo foram divididas em três fases distintas quanto aos pulsos e feições eólicos que corroboram com as variações climáticas ocorridas durante o Pleistoceno Superior e início do Holoceno. A 1ª fase corresponde as dunas com  $\pm 25$  a 20 mil anos A.P; a 2ª fase é caracterizada por dunas com idades variando entre  $\pm 19$  a 11 mil anos; e a 3ª fase estar relacionada as dunas com idades entre  $\pm 10$  a 5 mil anos, pertencentes às primeiras dunas do Holoceno.

A forma clássica preservada de câmoros das dunas do terceiro cenário, bem como as variações morfológicas situadas na maioria das vezes no mesmo espaço geográfico, ajudam a entender melhor alguns dos processos de alterações climáticas e ambientais. A exemplo disto podem ser citadas as dunas do tipo oblíquas e lobulares juntamente com planície fluvial formada em fase posterior, caso das dunas do leste maranhense.

O terceiro cenário climático também é marcado por dois momentos distintos quanto a disparidade entre formação e fixação das dunas, que corroboram com a transição entre Pleistoceno e Holoceno. A primeiro momento corresponde ao auge deposicional que vai de +/- 20 a 14 mil anos A.P, correspondente ao fim do Pleistoceno Superior. Após este momento a transição entre o Pleistoceno e Holoceno é marcada por flutuações do clima menos frequentes e menos intensas, regidas por fases de alternância e maior período de permanência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) tanto para sul como para norte. Tais eventos favoreceram a estabilização dos campos de dunas do terceiro cenários com idades de 20 a 14 mil anos (correspondentes as dunas de segunda fase) e idades de 10 a 5 mil anos A.P (correspondentes as dunas de terceira fase).

Os rios da região, que banham as áreas ocupadas pelas dunas, têm suas drenagens formadas pós-deposição das dunas da segunda fase do terceiro cenário climático, depois de aproximadamente 14 a 12 mil anos A.P, período associado ao penúltimo episódio transgressivo. Em seguida outro sistema de drenagem teria sido desenvolvido após a deposição de dunas da terceira fase do terceiro cenário climático (10 a 4 mil anos A.P) no último máximo Holoceno (+/- 5 mil anos A.P).

O quarto e atual cenário estar situado no Holoceno Tardio, desde 3,5 mil anos A.P. É caracterizado por eolianitos (ou dunas de terceira geração descritas por outros autores), dunas parcialmente ativas (ou dunas cuja presença de vegetação é regida pela sazonalidade anual das chuvas), dunas móveis ou ativas e as dunas moveis ainda são mantidas por materiais, muitas vezes bioclásticos, da planície de deflação e faixa de praia.

A idade destas dunas do quarto cenário, com exceção dos eolianitos, que foram datados com idades de 1,3 a 1,7 mil anos A.P pelo método do  $^{14}\text{C}$ , não é bem definida, uma vez que o material destas dunas não favorece a análise de datação por LOE. Se datadas o pesquisador pode-se deparar com idades variando em décadas até o presente. Porém a presente tese estima que as dunas móveis dos Lençóis Maranhenses possam ter sido formadas há mais tempo que as dunas móveis do estado do Ceará. Esta premência foi baseada na relação entre a taxa de migração da duna e a média da distância onde ela se encontra até a faixa de praia.

Os dados da granulometria realçaram as diferenças entre os grãos de sedimentos das dunas do Ceará e Maranhão. As dunas do estado do Ceará, de todos os cenários climáticos, possuem grãos de sedimentos mais grossos do que os das dunas do estado do Maranhão. As do primeiro e segundo cenários possuem grãos 40% mais grossos, as do terceiro cenário são mais grossos em 33%, e as do quarto cenário 97%.

As dunas dos estados do Maranhão, sem exceção de cenário climático, possuem graus de arredondamento e esfericidade mais acentuados que as dunas do estado do Ceará. Em quanto que as dunas do primeiro, segundo e terceiro cenários no estado do Maranhão possuem grão de sedimento subarredondados, as dunas do estado do Ceará possuem grãos subangular a subarredondados. Já o quarto e último cenário difere entre subangular a subarredondados para grãos das dunas do Maranhão e subangular pouco arredondados para as dunas do Ceará.

Tais fatores atribuídos aos grãos de sedimento podem sustentar a idéia de que as dunas das mesmas gerações com as mesmas idades e que ocorrem nos dois estados podem ser distintas pelas características granulométricas.

A análise de MEV reforçou a percepção sobre os graus de arredondamento e esfericidade dos grãos de sedimento, além de mostrar marcas de impactos genuínas da atividade eólica continental. As superfícies imbricadas ou escamadas, assim como as marcas maiores em 'V' vistas nas dunas fixadas por vegetação do terceiro cenário e paleodunas de do primeiro e segundo cenários, não só refletem o grau de maturidade em relação às dunas do quarto cenário, mas também refletem um regime eólico mais intenso nas fases de modelamento geomorfológico das dunas formas durante o Pleistoceno Superior e Início do Holoceno.

Outro fator, ainda referente aos grãos de sedimento, é que as dunas do estado do Ceará possuem grãos mais amarelados do que os grãos de dunas do estado do Maranhão. Tal fato pode ser imputado à ocorrência de períodos mais intensos e prolongados de chuvas, relacionados à ZCIT na região costeira do estado do Maranhão, que tem como consequência o aumento dos níveis das lagoas interdunas, e que tornam o ambiente mais redutor, branqueando os grãos de sedimento.

Os valores de  $\text{CaCO}_3$ , sem muita distinção entre as dunas de cada cenário climático, apenas provam a contribuição de parte da sedimentação na área de formação das dunas ou faixa de praia, com teores que correspondem a material carbonático de origem marinha precipitado nos grãos de sedimento. Já a matéria orgânica mostrou diferenças para as dunas dos quatro cenários climáticos, com as dunas do terceiro cenário possuindo os maiores teores, em torno de 2%.

Os dados de sensoriamento remoto e os da missão SRTM, na modelagem de terreno 3D, ajudaram a identificar e distinguir as feições eólicas mais simples e mais complexas que compõem as dunas do terceiro cenário climático das áreas estudadas.

Tanto a zona costeira do estado do Ceará como a do estado do Maranhão possuem as formas simples, definidas pelas dunas parabólicas do tipo grampo, lobulares e oblíquas;

quanto às formas compostas, caracterizadas pelas nidiformes, hemicíclicas e transversais. O litoral leste do Maranhão é o que possui a maior variação entre simples e complexas, e também o maior conjunto de feições distintas situadas na mesma área.

No estado do Maranhão as dunas da primeira fase do terceiro cenário climático (25 a +/- 20 mil anos A.P) se encontram nos limites mais exteriores do grande campo de dunas. Já as dunas da segunda fase (19 a +/- 11 mil anos A.P), e as que compõem a maior parte da área, estão localizadas mais ao centro, e em outros casos estão associadas a dunas de primeira e terceira fases (10 +/-8 a 4 mil anos). Não há relação direta quanto a complexidade da forma e a idade das dunas, porém as da primeira e segunda fases são as compostas pelas formas mais complexas.

Estas variações geomorfológicas das dunas fixas vegetadas do terceiro cenário e suas feições eólicas que existem nas zonas costeiras dos dois estados dão uma alusão da ocorrência de constante atividade eólica pretérita ocorrida no fim do Pleistoceno Superior e início do Holoceno até o Holoceno Médio.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A. N. 2003. *Suntuosidade e complexidade do litoral brasileiro*. Scientific American, Ano 01, Nº. 12. São Paulo: Duetto Editora, mai. 2003. p. 42-45.
- Ab'Sáber, A. N. 2004. *Campos de dunas brasileiros*. Scientific American, Ano 02, Nº. 22. São Paulo: Duetto Editora, mar. 2004. p. 98.
- Almeida, F.F.M. 1976. *The system of continental rifts bordering the Santos Basin*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48:15-26. Suplemento.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. *The origin and evolution of the South American Platform*. Earth Science Reviews, 50:77–111.
- 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.
- Alves, R. T. 2012. *Estudo da deriva litorânea em Fortaleza/Ce: análise quantitativa do transporte longitudinal para gestão costeira e portuária*. Monografia (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Curso de Oceanografia, Fortaleza, 2012.
- ANA. 2016. *Séries Históricas de Chuva*. Agência Nacional de Águas. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=1070&TipoReg=7&MostraCon=false>. (acesso em 27/06/2016).
- 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. 1990.

Araujo, A. G. M.; Neves, W. A.; Pilo, L. B. 2003. *Eventos de seca no Holoceno e suas implicações no povoamento pré-histórico do Brasil Central*. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. 2003, Recife. Anais do IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2003.

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

Bagnold R. A. 1991. *Sand, Wind & War. Memoirs of a Desert Explorer*. xiii + 209 pp. Tucson: University of Arizona Press. ISBN 0 8165 1211 6.

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.

Barreto, A.M. F.; Suguio K. 1993. *Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia*. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, IV, São Paulo. Resumos Expandidos, p. 11.

Barreto, A. M. F. 1996. *Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 174 p.

Bates, R. L.; Jackson, J. A. 1987. *Glossary of geology*. Alexandria, V., American Geological Institute, 788p.

Bezerra, L. J. C.; Maia, L. P. 2012. *Caracterização Sedimentológica dos Tabuleiros Pré-Litorâneos do Estado do Ceará*. Arquivos de Ciências do Mar, v. 45, p. 47-55, 2012.

Boggione, G. A.; SILVA, M. V. A. ; Carvalho Junior, N.R.; Nazareno, N.R.X. . *Definição da escala em imagens de sensoriamento remoto: uma abordagem alternativa*. In: XIV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2009, Natal. XIV

SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2009. p. 1739-1746.

Bond, G., and Lotti, R. 1995, *Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scale during the last glaciation*: Science, v. 267, p. 1005–1010.

Bowring SA, Williams IS, Compston W. 1989. *3.96 Ga gneisses from the Slave Province, Northwest Territories, Canada*. Geology 17: 971±975.

Braga, A. P. G.; Passos, , C. A. B.; Souza, E. M.; França, J.B.; Medeiros, M.F.; Andrade, V.A. 1981. Geologia da região nordeste do Estado do Ceará – Projeto Fortaleza. Série Geológica 12, Seção Geológica Básica 9, Brasília. MME/DNPM, 123 p.

Brandão, R. L., 1995. *Mapa geológico da região metropolitana de Fortaleza. Escala:1:150.000*. Texto explicativo. Programa de Gestão e Administração Territorial - GATE/Projeto Sistema de Informações para gestão e Administração Territorial da R.M.F. - SINFOR. CAR. 1995. 32p. FORTALEZA-CE.

BRASIL. 1984. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Atlas do Estado do Maranhão. Rio de Janeiro: IBGE, 1984.

Bryson, Reid A.; Murray, Thomas J. 1977. *Climates of Hunger: Mankind and the World's Changing Weather*. University of Wisconsin Press.

Caby, R.; Arthud, M. H., 1986. *Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast*. Geology V. 14: 871-874p.

Carneiro C.D.R., Mizusaki A.M.P., Almeida F.F.M.de. 2005. *A determinação da idade das rochas*. Terrae Didatica, 1(1):6-35.

Carneiro Filho, A., Tatumi, S. H. & Yee, M. 2003. *Dunas Fósseis na Amazônia*. Revista Ciência Hoje, Vol. 32,, nº. 191.

Carvalho, A. M. de. 2003. *Dinâmica costeira entre Cumbuco e Matões – costa NW do estado do Ceará. Ênfase nos processos eólicos*. Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia. 2003. 206p. Bahia.

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.; Claudino-Sales, V. 2016. The Wind Transport Contribution in the Process of Shoreline Evolution. Mercator (Fortaleza. Online), v. 15, p. 105-115, 2016.

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

Castelo Branco, M. P. de N.; Lehueur, L. G. O. ; Campos, J.E.G. 2003 . *Proposta de Classificação para as Feições Eólicas do Setor Leste da Região Metropolitana de Fortaleza - Ceará - Brasil*. Revista de Geociências (Rio de Janeiro), v. 22, p. 163-174, 2003.

Castro, J. W. A. 2001. *Geomorfologia do sistema sedimentar eólico de Paracuru - Ceará*. 202p. Tese (Doutorado em Geomorfologia), Programa de Pós Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

Castro, J. W. A., Ramos, R. R. C. 2006. *Idade das dunas móveis transversais so segmento entre Macau e Jericoacoara – litoral setentrional do Nordeste brasileiro*. Arquivos do Museu Nacional, v.64, n.4, p.361–367. 2006.

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

Claudino-Sales, V.C. 2002. *Les littoraux du Ceará. Géomorphologie de la zone côtière de l'Etat du Ceará: du long terme au court terme*. Thèse de doctorat, Université Paris-Sorbonne, France, 549p.

Claudino-Sales, V. 2010. *Paisagem dunar em área urbana consolidada: natureza, ciência e política no espaço urbano de Fortaleza, Brasil*. Sociedade & Natureza (UFU. Online) , v. 22, p. 447-459, 2010.



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.

CPTEC/INPE. 2016. Plataforma de Coleta de Dados Climáticos. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE. Disponível em: <http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/SITE/novo/site/index.php>. (acesso em 25/06/2016).

Davis, R. A., 1978. *Beach and nearshore zone.* In Davis, R.A(Editor). *Coastal sedimentary environments.* New York. Springer-Verlag. 420p.

DHN. 2016. *Previsões de Maré.* Diretório Hidrográfico de Navegação. Em: <http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/> (acesso em: 26/03/2016).

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.

Dou Y, Yang S, Shi X, Clift PD, Liu S, Liu J, Li C, Bi L, Zhao Y. 2016. *Provenance weathering and erosion records in southern Okinawa Trough sediments since 28 ka: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic evidences.* Chemical Geology. 425: 93-109.

DRMRJ – Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro, *página da internet sobre águas subterrâneas.* Obtido em 04/09/2014 no endereço eletrônico: <http://www.drm.rj.gov.br/>.

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., and H. J. Herrmann. 2006. *Vegetation against dune mobility, Phys. Rev. Lett., 97, 188001, doi:10.1103/PhysRevLett.97.188001.*

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-robrini, M; Marques, V. J.; Silva, M. A. M. A. da ; El-Robrini, M. H. S.; Feitosa, Antonio C.; Tarouco, J. E. F.; Santos, J. Hamilton S. dos; Viana, J. R. 2006. *Atlas de Erosão e Progradação da Zona Costeira do Estado do Maranhão - Região Amazônica: Área Oceânica E Estuarina*. In: Dieter Muehe. (Org.). *Atlas de Erosão e Progradação DA Zona Costeira Brasileira*. MMAed.São Paulo: -, 2006, v. -, p. 1-44.

Farias, E. G. G. de; Souza, J. M. A. C. 2012. Chegada dispersiva de campos de ondas swell na costa oeste do estado do Ceará - Brasil. *Arquivos de Ciências do Mar*, v. 45, p. 69-74, 2012.

Ferreira, B; Correa, A. C. B.; Barreto, A. M. F. 2013. *Depósitos Eólicos Inativos do Sub-Médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, Nordeste do Brasil*. *Revista Sociedade & Natureza*, v. 25, n. 2.

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.

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.

FUNCEME. 2015. *Regimes de Chuva no Estado do Ceará*. FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA. em: [www.funceme.br/](http://www.funceme.br/) (acessado em 25/06/2015).

Giannini, P. C. F. 2007. *Sistemas Depositionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil*. Tese (Livre Docência). 200p. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Giannini, P. C. F.; Sawakuchi, A. O.; Martinho, C. T. ; Guedes, C. C. F. ; Nascimento JR., D. R. ; Tanaka, A. P. B. ; Mendes, V. R. ; Zular, A. ; Andrade, H. A. A. ; Fornari, M. 2011. *Classificação e dinâmica de feições eólicas costeiras: um modelo sistêmico baseado em*

*exemplos brasileiros*. In: 13o Congresso da Abequa, 2011, Armação de Búzios, RJ. Anais, 2011.

Golden Software inc. 1995. *Surfer Version 6.01- Surface Mapping System*. Golden: Golden Software, Inc.

Gonçalves, R.A. 1997. *Contribuição ao mapeamento geológico e geomorfológico dos depósitos eólicos da planície costeira do Maranhão: região de Barreirinhas e Rio Novo – Lençóis Maranhenses*. 1997. 260 f. Tese de Doutorado - UFRGS – Instituto de Geociências, Porto Alegre.

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.

Gribbin, J. & Lamb, H.H. 1978. *Climatic change in historical times*. In: GRIBBIN, J. ed. *Climatic Change*. Cambridge, Cambridge University Press. p. 68-82.

Guedes, C. C. F. 2012. Cronologia e sedimentologia dos depósitos eólicos quaternários da Costa Leste Maranhense. Tese (Doutorado) : IGc/USP. 115 p. : il. + 7 anexos.

Hemming, S.R. 2004. *Heinrich event: Massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint: Reviews of Geophysics*, v42. RG1005., doi: 10.1029/2003RG000128.

Herrmann, H.J., Duran, O., Parteli, E.J.R., Schatz, V., 2008. *Vegetation and induration as sand dunes stabilizers*. Journal of Coastal Research 24, 1357-1368.

Hesp, P.,W. Illenberger, I. Rust, A.Mc Lachlan, and R. Hyde. 1989. *Some aspects of transgressive dunefield and transverse dune geomorphology and dynamics, south coast, South Africa*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. 73, 111–123.

Hesp Pa. 2002. *Foredunes and Blowouts: initiation, geomorphology and dynamics*. Geomorphology 48: 245-268.

Hesp, P.A., Martinez, M.L., 2008. *Transverse dune trailing ridges and vegetation succession*. *Geomorphology* 99, 205-213.

IBGE. 2002. *Mapa Climático do Brasil do Ano de 2002*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Em [http://atlascolar.ibge.gov.br/images/atlas/mapas\\_brasil/brasil\\_clima.pdf](http://atlascolar.ibge.gov.br/images/atlas/mapas_brasil/brasil_clima.pdf). (acesso em 02/05/2016).

Imbrie, J; Katherine Imbrie, P. 1979. *Ice Ages*. Cambridge. Massachusetts: Harvard University Press, p. 25.

INMET. 2016. *Dados de Clima das Estações Meteorológicas de Observação de Superfície Automática*. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesAutomaticas>. (acesso em 27/06/2016).

IPECE. 2000/2001. *Anuário Estatístico do Ceará. Instituto de Pesquisa Estratégia e Econômica do Ceará*.

IPECE. 2004/2005. *Anuário Estatístico do Ceará. Instituto de Pesquisa Estratégia e Econômica do Ceará*.

Jimenez, J.A., Maia, L.P., Serra, J., and Morais, J., 1999. *Aeolian dune migration along the Ceará Coast, NE Brazil*. *Sedimentology*, 46, 689-701.

Kenn, M.J. 1993. *Memorial to Ralph Alger Bagnold, 1896–1990*: Geological Society of America Memorials, v. 23, p. 91–93.

Kocurek, G, and Nicholas L. 1999. *Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example*. *Sedimentology* 46.3: 505-515.

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. *Eolian transport texture on the surface of sand grains of Early Triassic age*. 1976. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 130-132, 2 figs. Doc. no. 60115.

Kroy K, Sauermann G, Herrmann HJ. 2002. *Minimal model for sand dunes*. *Physical Review Letters* 68: 54301.

Krumbein, W.C. 1936. *Application of Logarithmic Moments to Size Frequency Distributions of Sediments*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 6:35-47.

Lancaster, N. *Geomorphology of Desert Dunes*. London: Routledge, 1995. 290p.

Lakes Environmental, Inc. 2015. *Lakes Environmental Software. WRPLOT View v.6.5.2. Freeware Wind Rose Plots for Meteorological Data*. <http://www.weblakes.com/products/wrplot/index.html>.

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 UFC, 178p. Fortaleza-CE.

Leal, J. R. L. V. 2010. *Estudo da Evolução do rio Cocó para determinação de sua capacidade de suporte e proposta de recuperação*. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco. 291p.

Leal, J. R. L. V. 2014. *Mudança de Curso do Rio Cocó no Paleolítico Superior*. *Revista do Instituto do Ceará*. Fortaleza. ANNO CXXVII. 36p. p. 9-51.

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., Kidron, G.J.; Ben-Dor, E. 2007-A. *Surface properties of stabilizing coastal dunes – combining spectral and field analyses*. *Sedimentology*, 54, 771-788: doi 10.1111/j.1365-3091.2007.00859.x.

Levin, N, H. Tsoar, L.P. Maia, V.C. Sales, H. Herrmann. 2007-B. *Dune whitening and interdune freshwater ponds in NE Brazil*. *Catena*, 70 (2007), pp. 1–15.

Lima, S. F. ; Silva Filho, W. F.; Freire, G. S. S.; Maia, L. P. 2; Dantas, R. P. ; Monteiro, L. H. U. 2001. ANASED 5.0i, Programa de Análise, Classificação e Arquivamento de Parâmetros sedimentológicos.

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.

Luna, M. C. M. M. 2010. *Simulações de campos de dunas sob a influência do crescimento de vegetação e da exposição do nível de água do terreno*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Ceará. 130pp.

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.

Maia, L. P.; Rodrigues, A. C. B. ; Cascón, H. M. ; Barreto, A. M. F. ; Castro, I. B. 1999. Correlação estratigráfica em poços de sub-superfície e datação das dunas costeiras inativas na região do Cauípe e Pecém-costa oeste do Ceará.. In: VII Congresso da ABEQUA, 1999, Porto Seguro-BA. Anais do VII Congresso da ABEQUA, 1999.

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, (15), 01-186.

Meireles, A. J. A.; Arruda, M.C; Gorayebe, A. e Thiers, P.R.L. 2005. *Integração dos indicadores geoambientais de flutuação do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense*. Revista Mercator, vol. 8, 2005, p. 109-134.

Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. *An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America*. Episodes, 22:199-205.

Milani, E.J., Thomaz Filho, A. 2000. *Sedimentary Basins of South America*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.

Mizusaki A.M.P., Thomaz-Filho A., Milani E.J., Césero P.de. 2002. *Mesozoic and Cenozoic Igneous Activity and its Tectonic Control in Northeastern Brazil*. Journal of South American Earth Sciences, 15:183-198.

Monteiro, L. H. U. 2011. *Feições superficiais da plataforma continental cearense entre o litoral de Fortaleza e Icapuí*. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, xii, 181 folhas.

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.

Pinheiro, M. V. A. 2009. *Evolução Geoambiental e Geohistórica das Dunas Costeiras do Município de Fortaleza, CE*. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Ceará. Departamento de Geografia. 182p.

Poliakova, A. & Behling, H. 2015. *Pollen and fern spores recorded in recent and late Holocene marine sediments from the Indian Ocean and Java Sea in Indonesia*. Quaternary International.

Poupeau G, Souza JH, Soliani Junior EL and Loss EL. 1984. *Dating quartzose sands of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence*. Pesquisas 16: 250-268.

Pye, K., 1994. *Sediment transport and depositional processes*. Oxford: Blackweel Scientific Publications, 379p. p 293-346.

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

Rodrigues, J. E., Liu, C. C., & Miranda, F. P. 1986. Alguns aspectos geológicos do Lineamento Pirapemas. IV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto/VI Reunión Plenaria SELPER, Proceedings, 1, 819-825.

Russel R.D. & Taylor R.E. 1937. *Roundness and Shape of Mississippi River Sands*. Journal of Geology, 45:225- 267.

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.

Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Tatumi, S.H.; Yee, M.; Santos, J. & Barreto, A.M.F 2007. *Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência*. R. Bras. Geoc., 37:402-413, 2007.

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. 2003. *Sistemas Depositionais Eólicos Quaternários na Costa Centro-Sul Catarinense: Relações com o Nível do Mar*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Ciências - USP, São Paulo. 95p.

Sauermann G, Kroy K, Herrmann HJ. 2001. *A continuum saltation model for sand dunes*. Physical Review E 64: 31305.

Schwämmle, V., and H. Herrmann. 2004. *Modelling transverse dunes*, Earth Surf. Processes Landforms, 29(6), 769–784.

SEINFRA, Secretaria da Infra Estrutura. 2003. *Atlas do Potencial Eólico do Estado do Ceará*. Governo do Estado do Ceará.



SEMACE. 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).

Shanahan, T. M., Beck, J. W., Overpeck, J. T., McKay, N. P., Pigati, J. S., Peck, J. A., Scholz, C. A., Heil, C. W. & King, J. 2012. *Late Quaternary sedimentological and climate changes at Lake Bosumtwi Ghana: New constraints from laminae analysis and radiocarbon age modeling*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 361, 49-60.

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

Silva, D. G.; Corrêa, A. C. B. 2009. *Evolução Paleoambiental dos depósitos de tanquae em Fazenda Nova, Pernambuco – Nordeste do Brasil*. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 2, p. 43-56.

Siqueira, E. ; Giannini, P. C. F.; De Oliveira. P.E. 2003. *Paleoclimas do Quaternário tardio na região de Monte Verde, MG: Análises palinológicas e sedimentológicas preliminares*. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Recife, PE.

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, 2008.

Souza Filho, P. W. M. 2005. *Costa de manguezais de macromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação de áreas usando dados de sensores remotos*. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(4), 427-435.

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

Tatummi, S. H., Silva, L. P. D., Pires, E. L., Rossetti, D. F., Góes, A. M., & Munita, C. S. 2008. *Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas*. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3), 514-524.

Thorne, C. R. & Soar, P. 1996. *R. A. Bagnold: A biography and extended bibliography*. Earth Surface Process. Landforms 21, 987–991.

Tsoar, H. 1994. "Bagnold, R.A. 1941: *The physics of blown sand and desert dunes*. London: Methuen". *Progress in Physical Geography*. **18** (1): 91. [doi:10.1177/030913339401800105](https://doi.org/10.1177/030913339401800105).

Tsoar, H. 2001. *Types of aeolian sand dunes and their formation*, in: N.J. Balmforth, A. Provenzale (Eds.), *Geomorphological Fluids Mechanics, Lecture Notes in Physics*, vol. 582, Springer, New York (2001), pp. 403–429.

Tsoar, H. 2005. *Sand dunes mobility and stability in relation to climate*. *Physica A* 357, 50–56, 2005.

Tsoar, H. & Arens, S.M. 2003. *Mobilização e estabilização de dunas em climas úmidos e secos*. *Revista de Geografia da Universidade Federal do Ceará* 3:131-144.

Tsoar, H.; Levin, N.; Porat, N.; Maia, L. P.; Herrmann, H.; Tatumi, S.; Claudino-Sales, V. 2009. *The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil)*. *Quaternary Research*, v. 71, n. 2, p. 217-226.

Underwood, J.R. Jr. 1999. *Ralph A. Bagnold: Soldier, explorer, and scientist*. In: Skidmore, E.L. and Tatarko, J. (eds), *Wind Erosion - Proceedings of an International Symposium/Workshop, 3-5 June 1997, Manhattan, Kansas*. United States Department of Agriculture (USDA), Agricultural Research Service, Wind Erosion Research Unit, Kansas State University, 4 pp.

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).

Vidal, L.; Schneider, R.R.; Marchal, O.; Bickert, T.; Stocker, T.F.; Wefer, G. 1999. *Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period*. *Climate Dynamics* 15 (12): 909-919. Bibcode:1999ClDy...15..909V. doi:10.1007/s003820050321.

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, 2001.

Yizhaq, H., Ashkenazy, Y., Tsoar, H., 2007. *Why do active and stabilized dunes coexist under the same climatic conditions?* Physical Review Letters 98 Art. No. 188001MAY 188004 182007.

Wang, X., A.S. Auler, R.L. Edwards, H. Cheng, P. Cristalli, P.L. Smart, D.A. Richards & C. Chouan-Shen. 2004. *Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies*. Nature 432: 740-743.

Zhang, Y., Sun, D., Li, Z., Wang, F., Wang, X., Li, B.; Wu, S. 2014. *Cenozoic record of aeolian sediment accumulation and aridification from Lanzhou, China, driven by Tibetan Plateau uplift and global climate*. Global and Planetary Change, 120, 1-15.

Zocatelli R, Bernardesb M, Turcqc B, Campello R, Albuquerque. Al, Sifeddineb A. 2012 *Composição da matéria orgânica. lacustre como ferramenta na reconstrução paleoambiental*. na Lagoa do Caçó, Maranhão, Brasil. Geoch. Bras, 2012; 26(1):67-78.