UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

GEOMORFOLOGIA DO SISTEMA SEDIMENTAR EÓLICO DE PARACURU - CEARÁ

JOÃO WAGNER ALENCAR CASTRO

Instituto de Geociências – Departamento de Geografia
UFRJ – Curso de Pós-Graduação em Nível de Doutorado

Orientador: Dr. rer. nat. Dieter Muehe

Rio de Janeiro
Julho / 2001

GEOMORFOLOGIA DO SISTEMA SEDIMENTAR EÓLICO DE PARACURU - CEARÁ

JOÃO WAGNER ALENCAR CASTRO

TESE SUMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVESIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO – UFRJ, COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS À OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. rer. nat. Dieter Muehe – Orientador

Prof. Dr. Ronaldo Antonio Gonçalves

Prof. Dr. Moisés Gonsalez Tessler

Profª. Drª. Ana Maria de Paiva Macedo Brandão

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Rio de Janeiro

Julho / 2001

FICHA CATALOGRÁFICA

Castro, João Wagner Alencar.
Geomorfologia do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru – Ceará – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGG, 2001.
xxi, 200 p. il.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.
IGEO/PPGG, 2001.

1. Modelo Geomorfológico 2. Transporte de Sedimento Eólico
3. Dunas Costeiras 4.Tese (Doutorado – UFRJ/PPGG).
I. Geomorfologia do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru – Ceará.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Dieter Muehe, pelas criticas, sugestões e privilégio de sua orientação.

Ao Prof. Dr. Ronaldo Gonçalves do Departamento de Geologia - UFRJ, pela colaboração e ajuda nas discussões iniciais sobre o planejamento dos estudos.

Ao Programa de Pós - Graduação em Geografia da UFRJ, pelo apoio acadêmico durante a elaboração deste trabalho e liberação de verbas para o pagamento de passagens aéreas que foram necessárias, e ao CNPq pela bolsa concedida.

Ao geólogo João Barros Gurgel Junior, pela amizade e apoio nas atividades de campo.

Ao amigo Prof. Dr. Luiz Parente Maia do Departamento de Geologia - UFC pela atenção e discussões sobre o tema.

Ao geólogo Dr. Luiz Manuel Pina Rebelo do Instituto Geológico Mineiro de Portugal pelas sugestões apresentadas e envio de material.

Ao Prof. Dr. Alan Hogg da Universidade de Waikato na Nova Zelândia, pelos descontos concedidos por ocasião das análises de datação absoluta ^{14}C.

Ao Prof. Dr Orrin Pilkey da Universidade de Duke - Carolina do Norte pelo apoio bibliográfico e sugestões durante a minha visita a esta universidade.

Ao Eng°Civil, Domenico Acetta do Instituto Nacional de Pesquisa Hidroviária - INPH pela colaboração em relação aos dados referente ao clima de ondas da região.

Ao Escritório Técnico H. Lisboa da Cunha. Eng°. Ricardo Lisboa, Valéria Ladeira, Jaqueline Clemencio, Augusto Tavares, Sonia Lima e Naila Alves, os meus mais sinceros agradecimentos.

Ao representante da PMP José Mozard Albuquerque, pelo apoio em todas as etapas de campo, os meus mais sinceros agradecimentos.

Ao amigo Giancarlo Fabrizio M. Porpino pelo apoio imprescindível na parte de informática e cartográfica.

Agradeço a Profª Dra. Claudia Guterres do Laboratório de Micropaleontologia / Departamento de Geologia - UFRJ por permitir a realização das análises petrográficas.

Ao amigo geógrafo Alexandre Younes, pela indispensável colaboração e discussões sobre o tema dunas costeiras.

Ao Prof. Dr. Antonio Teixeira Guerra coordenador do Programa de Pós - Graduação em Geografia – UFRJ, pela atenção, apoio e liberação de recursos financeiros.

Ao Prof. Dr. Ismar Carvalho do Departamento de Geologia – UFRJ pelo apoio e incentivo durante a execução deste estudo.

Aos funcionários da Biblioteca Central do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza – CCMN, pelo apoio durante pesquisa bibliográfica.

Ao Prof. Dr Paulo da Nóbrega Coutinho do Departamento de Geologia da UFPe pelo convívio, durante minha permanência em Recife.

À FUNCEME, especialmente a Meteorologista Mary Toshie, pela colaboração em relação aos dados pluviométricos da região de Paracuru.

À Profª Dra Lorecy Lehugeur do Departamento de Geologia – UFC, pelas discussões e sugestões apresentadas.

Aos geólogos Marcelo Castro, Gustavo Studart, Bosco Morais e Luiz Bianchi pela amizade.

Ao geógrafo Joaquim Eccio Bezerra da Aerofoto Nordeste, pela doação das fotografias aéreas da região de Paracuru, edição/1999, que foi de fundamental importância para o desenvolvimento do trabalho aqui apresentado.

À Superintendência Estadual de Meio Ambiente – SEMACE, os meus mais sinceros agradecimentos e gratidão. Destaco agradecimentos ao Dr. Antonio Renato Lima Aragão e a todos funcionários pelo convívio e amizade.

À minha família pelo apoio ao longo de toda minha vida profissional.

RESUMO

CASTRO, João Wagner Alencar. Geomorfologia do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru - Ceará. Orientador. Dieter Muehe. Rio de Janeiro: UFRJ/PPGG, 2001. Tese (Doutorado).

A área selecionada para o presente trabalho encontra-se inserida no município de Paracuru à noroeste de Fortaleza, capital do Estado do Ceará, foi denominada de sistema sedimentar eólico. A morfologia da linha de costa e o transporte eólico muito direcional fazem com que o sistema seja classificado como transposição de sedimento sobre promontório "headland bypass dunefield". Os sedimentos são transportados da praia para o interior, migram sobre a planície costeira e retornam parcialmente ao mar através do sangradouro Lagoa Grande / Boca do Poço ou pelas dunas que constituem a planície de deflação.

O presente trabalho tem como objetivo geral estudar a origem e evolução morfológica do sistema eólico associado ao promontório de Paracuru, com ênfase particular no processo de migração de dunas transversais atuais, identificando os principais agentes responsáveis pelo soterramento da planície costeira. Os condicionantes ambientais: geologia, precipitação pluviométrica, regime de ventos e clima de ondas, combinados e associados a compartimentação geomorfológica, produziram um conjunto de informações necessárias para compreensão do modelo processo - resposta, aqui proposto.

Em complementação a esta análise, o cruzamento entre as informações obtidas, através de técnicas de geoprocessamento e monitoramento de dunas, estabeleceram uma melhor integração de dados, individualizando o modelo proposto em quatro subsistemas encadiantes bem definidos. Foram utilizados

os softwares ídrisi for Windows 2.0 e Auto CAD R14. Os trabalhos envolveram atividades de gabinete, campo e laboratório.

Identificou-se através deste modelo duas direções de transporte de sedimento. A primeira é alimentada pela direção principal dos ventos de leste, e a segunda, corresponde à direção secundária dos ventos de sudeste. Foi constatado através da equação proposta por Simons et al (1965) que a estimativa total de transporte eólico proveniente dos ventos de leste em direção a Paracuru é de 93,02 $m^3/m/ano$, enquanto em direção ao mar (ventos de sudeste) é de 37,10 $m^3/m/ano$. Desta maneira o volume de material transportado em direção ao mar é de aproximadamente 1/3 da capacidade de transporte em direção à cidade de Paracuru. Mantidas as condições atuais de ventos e precipitações pluviométricas, a longo prazo, em torno de 120 anos, parte da cidade de Paracuru será soterrada pelas dunas.

Neste contexto o modelo de evolução geomorfológica empregado mostrou-se satisfatório para o entendimento dos mecanismos de transporte de sedimento através de dunas transversais. Considerando o prognóstico em relação ao soterramento da cidade de Paracuru e sua crescente ocupação urbana em direção ao campo de dunas, torna-se necessário à continuidade dos estudos sobre dinâmica eólica, que visem subsidiar a elaboração de planos diretores e de gestão ambiental.

ABSTRACT

The chosen area for this research, which is right inside Paracuru town, 90 km northeast of Ceará state capital, Fortaleza, has been named Aeolian Sedimentary System. The coastline morphology and the one-way-direction aeolian transportation, classifies this system a headland bypass dune field. The sediments are transported from the beach towards inland, migrate over the coastal flats and go back partially to the sea along the Boca do Poço / Lagoa Grande inlet or along the dunes that constitute the flats deflation.

This thesis has as its principal scope study the origin and morphological evolution of the aeolian system associated to the Paracuru headland, with special emphasis in the active transversal dunes migration, identifying the main responsible agents for the coastal flats burying. The environmental factors: geology, pluvial precipitation, wind conditions, and waves climate, combined and associated to the geomorphologic classification, produced a set of information needed to understand the reply – process model proposed by this study.

In complementation to this analysis, the linking of all collected information, obtained from geo-processing techniques and dune monitoring, established a better data integration, individualizing the proposed model in four well-defined cascading subsystems. The software used in this research was Ídrisi for Windows 2.0 and Auto CAD R14. This thesis work has included office, field and laboratory activities. Two sediment transportation directions were identified through this model. The first one is fed by the main direction of the east winds, and the second corresponds to the secondary direction of the southeast winds. Through the equation proposed by Simons *et al.* (1965), this study reveals that the total aeolian Transportation originated by the east winds towards Paracuru is estimated in 93,02 $m^3/m/year$, while towards the sea (by southeast winds) is estimated in 37,10 $m^3/m/year$. Consequently, the material bulk transported towards the sea is approximately 1/3 of the capacity of the one transported towards Paracuru town. With current wind conditions and pluvial precipitations

maintained, part of Paracuru town will be buried by the dunes in a long-term basis, approximately 120 years.

Within this context, the geomorphologic evolution model applied proved to be satisfactory to the comprehension of sediment transportation mechanisms along the transversal dunes. Considering the prognosis in relation to the burying of Paracuru town and its growing urban occupation towards de dune field, it is necessary to continue the studies about the aeolian dynamics, aiming a support for the elaboration of future projects and environmental management to the area.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Mapa de localização da área de estudo na região de Paracuru..... 3

FIGURA 2 - Mapa Geológico da Região de Paracuru – Taíba..... 29

FIGURA 3 - Seção colunar do ponto S1, localizado na planície costeira..... 30

FIGURA 4 - Região estudada por Alves e Ravelli (1992). Os pontos representam as estações utilizadas. As linhas cheias indicam os limites entre as sub-regiões..... 38

FIGURA 5 - Fotografia aérea de 1958 mostrando um conjunto de dunas barcanas associadas ao fenômeno El Niño. Fonte DNOCS (1958)..... 41

FIGURA 6 - Aerofoto 1969, mostrando a ocorrência de dunas parabólicas associadas ao fenômeno La Niña. Fonte: DNPM (1969)..... 41

FIGURA 7 - Variações dos dias de chuva num intervalo de 22 anos para o posto pluviométrico de Paracuru - Ce. 44

FIGURA 8 - Diagramas circulares referentes aos dados de ventos obtidos na estação Taíba – Ceará, entre os meses de janeiro a dezembro de 1997. 48

FIGURA 9 - Representação da velocidade média mensal dos ventos em Taíba – Ceará, entre os meses de janeiro a dezembro de 1997. 51

FIGURA 10 - Histograma de altura máxima das ondas durante o período de março/97 a março/98. Fonte INPH (1998). 55

FIGURA 11 - Histograma de altura significativa para o período de março/97 a março/98. Fonte INPH (1998). 56

FIGURA 12 - Histograma do Período de Pico (tp), entre março/97 a março/98. Fonte: INPH (1998). 57

FIGURA 13 - Histograma de direção das ondas de março/97 a março/98. Fonte: INPH (1998). 58

FIGURA 14 - Representação esquemática do transporte de sedimento em Pecém na situação atual. Fonte: INPH (1998). 62

FIGURA 15 - Trajetória do grão de areia em processo de saltação. Fonte: Allen (1970)..... 66

FIGURA 16 - Camada de grãos em saltação durante uma tempestade de vento. Fonte: Press & Silver (1978). 68

FIGURA 17 - Nuvem de grão em saltação, altura 1,80m em relação à superfície de uma duna barcanóide. 69

FIGURA 18 - Comparação entre fluxo laminar e fluxo turbulento. Observa-se que a variação da velocidade com a altitude é proporcional no caso do fluxo laminar, e exponencial no caso do fluxo turbulento.Fonte: Rebêlo (1995). 71

FIGURA 19 - Variação da velocidade com o logaritmo da altura. Observa-se que as duas retas representam ventos com velocidades distintas, sendo o de menor declive o de maior velocidade. Fonte: Bagnold (1954). 73

FIGURA 20 - Trajetória do grão de areia em saltação. Fonte: Bagnold (1941). 76

FIGURA 21 - Diagrama esquemático das relações entre vegetação,força do vento, suplemento de areia e tipo de duna. Fonte: Hack (1941). 79

FIGURA 22 - Lençóis de areia de Paracuru. Observe que cobertura vegetal uniforme, retém areia, impedindo a continuidade em seu movimento. 82

FIGURA 23 - Método de fixação de dunas através de palhas de coqueiro na região de Paracuru – Ce. 86

FIGURA 24 - Relação entre posicionamento das cercas de palha e a vegetação..... 87

FIGURA 25 - Relação entre posicionamento das cercas de palha e a vegetação. 88

FIGURA 26 - Lençóis de areia correspondente a zona de transito de sedimento em direção as dunas transversais..... 95

FIGURA 27 - Conjunto de 5 (cinco) feições lineares paralelas entre si, simétricas em seções de cruzamento com orientação aproximadamente norte – sul. Fonte: Base topográfica Geoconsult (1999). 97

FIGURA 28 - Feições transversais recobrindo o paleosistema de dunas longitudinais. A seta em preto aponta para as dunas transversais e a azul para as longitudinais. 97

FIGURA 29 - Duna piramidal (eólianitos) com orientação NE - SW, localizada sobre a planície de deflação de Paracuru. 99

FIGURA 30 - Dunas parabólicas migrando em direção ao mar, similar ao movimento das barcanas correspondentes a planície de deflação. 100

FIGURA 31 - Terminal da PETROBRAS, construído em 1986 na direção de migração das dunas parabólicas. A seta vermelha indica a direção das dunas. 101

FIGURA 32 - Desenvolvimento de um pequeno campo de dunas barcanas, localizado na zona de pós-praia, deslocado pela ação do vento em direção a oeste. 103

FIGURA 33 - Duna barcanóide servindo como barragem de lagoa freática por ocasião do período de chuva (fevereiro a maio). 105

FIGURA 34 - Duna transversal com cristas orientada aproximadamente na direção norte - sul. O contato com a planície costeira ocorre de maneira brusca. 106
FIGURA 35 - Foto aérea de 1958, mostrando as dunas longitudinais paralelas aos ventos dominantes de leste, controladas por vegetação. 109
FIGURA 36 - Foto aérea de 1999, observa-se que a remoção da vegetação nos últimos 40 anos, alterou a forma e o perfil das dunas longitudinais. 109
FIGURA 37 - Área de dunas coppice "nebka" constituída por topografia irregular e ondulada, associada à vegetação de porte arbustivo. 110
FIGURA 38 - Mapa de distribuição dos pontos de monitoramento. 114
FIGURA 39 - Conjunto de dunas barcanas, monitoradas por ocasião deste trabalho. 120
FIGURA 40 - Terminologia adotada para dunas barcanas. Adptado de Hesp & Hasting (1998). 122
FIGURA 41 - Relação entre altura e comprimento de dunas barcanas, obtida por Finkel no litoral Peruano. 123

FIGURA 42 - Conjunto de 5 (cinco) feições lineares paralelas entre si, simétricas em seções de cruzamento com orientação aproximadamente norte – sul. Fonte: Base topográfica Geoconsult (1999). 124
FIGURA 43 - Mapa de Paracuru – 1958 127
FIGURA 44 - Mapa de Paracuru – 1999 128
FIGURA 45 - Mapa de Paracuru – Superposição 129
FIGURA 46 - Variação das taxas de deslocamento por metro/ano, em 10 pontos distintos do sistema eólico de Paracuru. 134
FIGURA 47 - Variação dos índices pluviométricos durante período de monitoramento de uma duna barcana. (UTM 96221720)... 135
FIGURA 48 - Variação do processo de migração de dunas conforme monitoramento realizado entre abril/98 a junho/00. 136
FIGURA 49 - Estimativa de taxas de transporte eólico em $m^3/m/ano$ no campo de dunas de Paracuru. 138
FIGURA 50 - Modelo de Evolução Geomorfológica – Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru. 143
FIGURA 51 - Conjunto de 5 (cinco) feições lineares paralelas entre si, simétricas em seções de cruzamento com orientação aproximadamente norte – sul. Fonte: Base topográfica Geoconsult (1999). 144
FIGURA 52 - Rio São Gonçalo desempenha o papel de um obstáculo ao transporte eólico proveniente do campo de dunas de Taíba. 147
FIGURA 53 - Durante o período de estiagem a desembocadura do Rio São Gonçalo é assoreada por material das dunas, formando uma barreira transversal ao rio. 147

FIGURA 54 - Re-introdução de areia no sistema de deriva litorânea, antes da construção do terminal da PETROBRAS (1986). Observe o sentido de migração das dunas. 148
FIGURA 55 - Terminal da PETROBRAS construída em 1986. Observe o sentido do transporte de sedimento e a localização deste terminal. 149
FIGURA 56 - Erosão costeira nas imediações do terminal da PETROBRAS. 150
FIGURA 57 - Foto aérea de 1958, mostrando o subsistema (2) correspondente a zona de entrada (planície de deflação) coberta por lençóis de areia, período considerado extremamente seco. 152
FIGURA 58 - Foto aérea de 1969, mostrando o subsistema (2) correspondente à zona de entrada (planície de deflação) em deficiência de areia, durante período considerado muito chuvoso. 152
FIGURA 59 - Foto aérea de 1999, mostrando o subsistema (2) correspondente à zona de entrada (planície de deflação) recoberta parcialmente por material arenoso, período considerado normal. 153
FIGURA 60 - Migração de dunas sobre a cidade de Paracuru. Observe que o contato com a planície costeira ocorre de maneira brusca. 155
FIGURA 61 - Conjunto de dunas perpendiculares à linha de costa. 157
FIGURA 62 - Face lateral da duna fortemente erodida por ondas de tempestade..... 157
FIGURA 63 - Local da antiga Vila de Pescadores. Observe o posicionamento da castanheira (terminalia catappa) em junho de 1996. 160
FIGURA 64 - Processo de migração do sistema de dunas transversais sobre a antiga vila de pescadores. Observe o posicionamento da castanheira em junho de 1999. 161
FIGURA 65 - Processo de migração de dunas sobre a Lagoa Grande... 162
FIGURA 66 - Registro erosivo ao longo da costa do Ceará, incluindo Paracuru. Fonte: Castro (1996). 164
FIGURA 67 - Direção geral dos ventos durante o período correspondente ao ano 1997. Estação anemométrica situada em uma duna móvel na Praia da Taíba – Ceará.... 165
FIGURA 68 - Desembocadura do Riacho Boca do Poço..... 169
FIGURA 69 - Tendência de movimentação de dunas sobre a cidade de Paracuru (B) para um período de 120 anos. 171

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Datações ^{14}C em eólianitos (dunas cimentadas por carbonato de cálcio). Planície Costeira de Paracuru - Ceará. 34

Tabela 2 – Relação dos anos de ocorrência dos episódios El Niño e La Niña 39

Tabela 3 - Freqüência percentual dos ventos (direção e velocidade) registrada na estação meteorológica Praia da Taíba, entre 1° de janeiro a 31 de dezembro de 1997. 46

Tabela 4 - Compartimentação Geomorfológica do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru - Ce. 92

Tabela 5 - Representação e indicadores morfológicos para os diversos tipos de dunas ocorrentes na região de Paracuru. Adaptado de Thomas (1989)..... 93

Tabela 6 - Taxa de migração no campo de dunas de Paracuru, entre 1958 a 2000. 115

Tabela 7 - Taxa trimestral de avanço de dunas e pluviometria em Paracuru - Ce, entre abril/1998 a junho/2000..... 118

Tabela 8 - Relações morfométricas entre altura, comprimento e declive em um conjunto de dunas barcanas (B1, B2 e B3), situadas sobre a planície de deflação de Paracuru.– Ce. 121

Tabela 9 - Diferenças em recobrimento espacial do sistema sedimentar eólico de Paracuru no período de quarenta e um anos. 126

Tabela 10 - Estimativas de taxas de transporte eólico, obtidas em $m^3/m/ano$ para dunas transversais em Paracuru..... 132

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A - Mapa Geomorfológico "Região costeira de Paracuru" . Período de Estiagem.

ANEXO B - Mapa Geomorfológico "Região costeira de Paracuru" . Período de chuva.

ANEXO C - Report on Radiocarbon Age Determination for Wk 8228.

ANEXO D - Report on Radiocarbon Age Determination for Wk 8229.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS iv
RESUMO vii
ABSTRACT ix
LISTA DE FIGURAS xi
LISTA DE TABELAS xv
LISTA DE ANEXOS xvi
SUMÁRIO xvii

1.INTRODUÇÃO 01

1.1 - Localização da Área 04

1.2 - Objetivos 04

2. MATERIAL E MÉTODO 05

2.1 - Elaboração da Carta Base 05

2.2 - Técnicas de Aerofotointerpretação 06

2.3 - Técnicas de Geoprocessamento 06

2.3.1- Procedimento Teórico 06

2.3.2 - Procedimento Prático 08

2.4 - Trabalhos de Campo 09

2.4.1- Fase Inicial 09

2.4.2 - Arquivo Fotográfico 10

2.4.3 - Determinação Direta no Terreno (Monitoramento) 10

2.4.3.1 - Migração de Dunas Barcanas (Monitoramento) 11

2.4.3.2 - Morfometria 12

2.4.3.3 - Outras Medições 12

2.5 - Técnicas de Laboratório 13

2.5.1 - Datação Pelo Método ^{14}C 13

2.5.2 - Análise Textural 14

2.5.3 - Análise Petrográfica 15

2.6 - Sumários Meteorológicos 15

2.6.1 - Ventos 15

2.6.2 - Precipitações Pluviométricas 16

2.7- Clima de Ondas 17

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 18

3.1 - Revisão Bibliográfica 18

3.2 - Evolução do Conhecimento 19

4. CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL 26

4.1 - Caracterização Geológica da Área de Estudo 26

4.1.1 - Condicionantes Geológicos 26

4.1.1.1 - Aspectos Lito-Estratigráficos 27

4.1.1.2 - Formação Barreiras 30

4.1.1.3 - Depósitos Eólicos (Dunas) 32

4.1.1.4 - Arenitos de Praia 35

4.2 - Condicionantes Climáticos 36

4.2.1 – Considerações 36

4.2.2 - Efeito El Niño/La Niña e Formas de Dunas Resultantes 37

4.2.3 - Clima Local 42

4.2.3.1 - Precipitação Pluviométrica 42

4.2.3.2 - Regime de Ventos 45

4.3 - Condicionantes Oceanográficos 54

4.3.1 - Clima de Ondas 54

4.3.2 - Transporte litorâneo de sedimento 59

4.3.2.1 - Considerações Gerais 59

4.3.3 - Transporte de Sedimento na Região de Pecém - Paracuru 60

4.3.4 - Marés 63

5. PROCESSOS SEDIMENTARES 65

5.1 - Processos Físicos de Sedimentação Eólica 65

5.1.1 - Processo de Transporte 66

5.1.2 - Comportamento do Vento Junto a Superfície 70

5.1.3 - Perfil de Vento e Rugosidade Superficial 72

5.1.4 - Velocidade de Cisalhamento (U*) 74

5.1.5 - Relação Entre Velocidade do Vento e Velocidade de Cisalhamento (U*) 74

5.1.6 - Efeito do Processo de Saltação dos Grãos 75

5.2 - Fatores Ambientais que Interferem nos Processos de Sedimentação Eólica 75

5.2.1 - Efeito da Umidade 76

5.2.2 - Efeito da Vegetação 77

5.3 - Ação Antrópica Sobre Dunas 83

5.3.1 - Fixação de Dunas 83

6. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA 90

6.1 - Introdução 90

6.2 - Compartimentação e Evolução Geomorfológica 94

6.2.1 - Planície de Deflação 94

6.2.1.1 - Lençóis de Areia 94

6.2.2 - Compartimento "Feições Isoladas" Associadas à Planície de Deflação..... 96

6.2.2.1 - Cordões de Dunas Longitudinais Rebaixadas 96

6.2.2.2 - Dunas Oblíquas (Formas Piramidais) 98

6.2.2.3 - Dunas Parabólicas 100

6.2.3 - Compartimento "Feições de Dunas Transversais" 102

6.2.3.1 - Dunas Barcanas 102

6.2.3.2 - Dunas Barcanóides 104

6.2.3.3 - Dunas Transversais 106

6.2.3.4 - Compartimento "Feições de Dunas Longitudinais" de Retaguarda..... 107

6.2.3.4.1 - Dunas Longitudinais 107

6.2.3.4.2 - Dunas Coppice 110

7. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES 112

7.1 - Considerações Sobre Resultados Obtidos 112

7.1.2 - Determinação em Fotografias Aéreas Verticais 113

7.1.3 - Determinação Direta no Terreno (Monitoramento de Dunas) 116

7.1.4 - Morfometria de Dunas Barcanas (Monitoramento) 119

7.1.5 - Superposição de fotografias aéreas de diferentes datas de vôo . 125

7.1.6 - Cálculo da Taxa de Transporte Eólico 130

7.1.6.1 - Estimativa de Taxa de Transporte Eólico de Sedimento 131

7.2 - Discussão 132

8. MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA: SISTEMA SEDIMENTAR DE PARACURU – CEARÁ 140

8.1 – Introdução 140

8.2 - Modelo de evolução Geomorfológica 141

8.2.1 - Subsistema 1: Zona de Alimentação (Praia) 145

8.2.2 - Subsistema 2: Zona de Entrada (Planície de Deflação) 150

8.2.3 - Subsistema 3: Zona de Retenção (formas transversais) 153

8.2.3.1 - Depósitos Eólicos Transversais Ativos 153

8.2.4 - Subsistema 4: Zona de Saída (Área de Deposição Atual) 158

8.2.4.1 - Soterramento por dunas em Paracuru – Ce. 159

8.2.4.2 - Bancos de Areia Submerso ao Largo de Paracuru 162

8.3 - Discussão 163

9. CONCLUSÕES 172

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 180

1. INTRODUÇÃO

O Estado do Ceará possui cerca de 573 km de costa, estendendo-se do município de Icapuí, fronteira com o Rio Grande do Norte, no extremo sudeste, à Chaval, fronteira com o Piauí, no extremo oeste. Este trecho é caracterizado por apresentar uma série de arcos de praia de ajustes parabólicos, separados por promontórios rochosos cobertos por dunas.

Na região do promontório de Paracuru a evolução das dunas foi controlada pelas variações relativas do nível do mar durante o Quaternário (dunas longitudinais); pelo comportamento dos ventos de nordeste e presença de bioclastos na faixa de praia (dunas oblíquas); e por variações climáticas atuais, entre estas, regime pluviométrico anual, ventos de leste e sudeste, e fenômeno El Niño e La Niña (dunas transversais atuais). A ação antrópica ocorrida nos últimos anos (construção de estradas, extração de areia e fixação de dunas) interrompeu em parte o processo de migração das dunas atuais e, conseqüentemente, sua evolução.

Este trabalho foi desenvolvido numa área de aproximadamente 170 km^2 entre o Rio São Gonçalo, à sudeste do promontório de Paracuru, e a embocadura do Riacho Boca do Poço, à leste do mesmo (Figura 1). O conjunto de formas e feições que constituem o sistema estudado ocorre em uma faixa de terreno em forma de concha fechada para o mar. A maioria das formas eólicas são transversais, com cristas orientadas perpendicularmente ao vento dominante.

Foi desenvolvido um modelo de evolução geomorfológica que se baseia na compartimentação das feições e formas ocorrentes na área; no processo de migração das dunas; e na direção do transporte de sedimento induzidos por ondas e ventos. Na região, o sistema atual de dunas transversais, pela ação dos ventos, desloca-se em duas direções distintas: Na direção principal N 260° E, as dunas deslocam-se em direção a cidade de Paracuru, soterrando diversos recursos hídricos e a planície costeira. Na direção secundária, N 310° SE, desloca-se em direção à linha de costa até o Terminal da PETROBRAS,

sendo aí re-introduzida no sistema de deriva litorânea. Em ambas as situações o sistema é caracterizado como transposição de dunas sobre promontório "*headland bypass dune field*", em que a areia penetra na praia de Piriquara e sai parcialmente no sangradouro Boca do Poço ou no mar.

Na costa do Ceará o efeito do processo de migração de dunas se evidencia através do soterramento de amplas áreas agrícolas, de recursos hídricos, e pequenas localidades. Sendo assim, o modelo geomorfológico proposto poderá ser aplicado em projetos de fixação de dunas no litoral setentrional do nordeste brasileiro, desde que sejam desenvolvidos em sistemas eólicos transversais, similares à Paracuru.

Este trabalho tem como objetivo estudar a evolução geomorfológica recente do sistema sedimentar eólico de Paracuru, cujo capítulo 4 apresenta a identificação e análise dos condicionantes ambientais, entre estes, geologia e gênese das dunas, regime de ventos, precipitação pluviométrica, e clima de ondas / transporte de sedimento. No capítulo 5 comentam-se os processos físicos de sedimentação eólica e a interferência antrópica e da vegetação sobre estes. No capítulo 6 compartimenta-se as feições e formas ocorrentes na área, associando-as, quando possível, a períodos de estiagem e chuvas. No capítulo 7 são apresentados os resultados obtidos através de determinações diretas no terreno (monitoramento de dunas), sobreposição de fotografias aéreas com diferentes datas de vôo (geoprocessamento), cálculos de taxas de transporte eólico, e discussões. O modelo de evolução geomorfológica será tratado no capítulo 8. Em seguida são apresentadas as conclusões e recomendações.

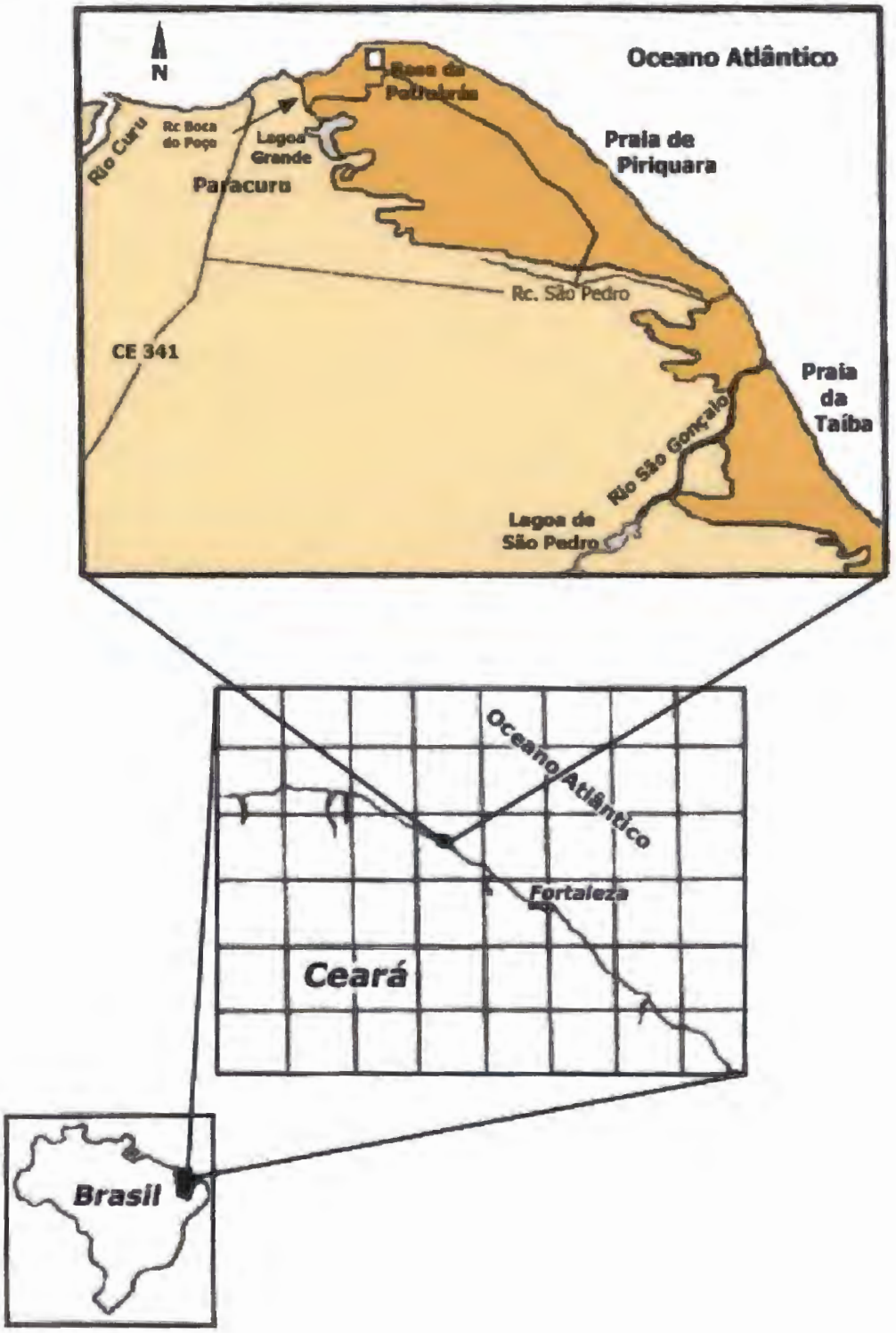


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo na região de Paracuru.

1.1 - Localização da Área

O conjunto de feições e formas, designado neste trabalho por sistema sedimentar eólico de Paracuru, situa-se 90 km à noroeste da cidade de Fortaleza–Ceará, entre as coordenadas: Latitude. 3° 25'37 "- 3° 27' 32" S, e Longitude. 38° 57' 07 "- 38° 58' 09".

Limita-se ao norte e noroeste com o Oceano Atlântico, à sudoeste com a foz do Rio São Gonçalo, à oeste com o sangradouro da Lagoa Grande – Riacho Boca do Poço, e ao sul com os tabuleiros dissecados da Formação Barreiras (Figura 1).

1.2 - Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo geral estabelecer a origem e evolução geomorfológica do sistema eólico associado ao promontório de Paracuru, com ênfase particular no processo de migração de dunas transversais, identificando os principais agentes ambientais responsáveis pelo soterramento da planície costeira.

Os objetivos específicos incluíram:

1) Reconhecimento dos condicionantes ambientais presentes na região, entre estes, geologia e gênese das dunas, regime de vento / precipitação pluviométrica, e clima de ondas / transporte de sedimento.
2) Investigar os mecanismos de formação dos depósitos eólicos (clima, e processos físicos de sedimentação), as interferências da vegetação, e ação antrópica sobre estes.
3) Estudar a geomorfologia e distribuição espacial das dunas, associando-as à períodos de seca e de precipitação pluviométrica (chuvas).
4) Estudar o processo de migração do sistema de dunas atuais e estimar taxas de transporte eólico para formas associadas ao mesmo.
5) Estabelecer um modelo de evolução geomorfológica (processo - resposta), relacionando-o com as variações do clima da região e sedimento transportado pelas dunas transversais em período de curta duração.

2. MATERIAL E MÉTODO

As principais técnicas empregadas foram as de fotointerpretação e geoprocessamento, combinadas, em todas as fases da pesquisa, a um controle sistemático de campo (monitoramento). Para o estudo da evolução do sistema sedimentar eólico, também foram importantes; a interpretação de dados geológicos, climáticos e oceanográficos, complementados por técnicas de laboratórios, entre estas; datações pelo método ^{14}C, análise granulométrica e petrográficas.

2.1 - Elaboração da Carta Base

A primeira etapa da pesquisa prendeu-se a elaboração de uma carta base, pela ausência de documentação cartográfica em grande escala.

A área restituída, com uma superfície aproximadamente de 170 km^2, está recoberta pelas fotografias aéreas do levantamento aerofotogramétrico do Departamento Nacional de Obras Contra a Seca – DNOCS (1958), escala 1:25.000 e fotos aéreas na escala 1:30.000 (1969), pertencentes ao Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM.

A identificação dos detalhes cartográficos foi realizada pela análise das fotos aéreas em visão estereocópica pelo sistema "stereo tripet", descrito por Ricci e Petri (1965), levando a obtenção do "overlay", correspondente a cobertura total da área.

Os pontos de controle referentes à migração de formas eólicas (dunas) foram estabelecidos a partir de levantamentos topográficos realizados pelo SEMACE (1991) na escala 1:4000 na área de entorno da Lagoa Boca do Poço, e pela GEOCONSULT (1998), escala 1: 10.000 na região do campo de eólianitos próximo a praia de Piriquara. Em seguida estes pontos foram transferidos para folha base, escala 1: 25.000.

2.2 - Técnicas de Aerofotointerpretação

As observações das feições e formas de interesse geológico - geomorfológico foram realizadas através de fotografias aéreas de diferentes datas de vôo, correspondentes a estação seca (1958) e chuvosa (1969), utilizando o estereocópico de espelho e o de refração Zeiss, este último na observação de detalhe.

Os dados obtidos foram registrados nos "overlays" e posteriormente transferidos por transparência para os mapas bases representando a estação seca e chuvosa.

Os trabalhos de fotointerpretação foram muito importantes em todas as etapas da pesquisa, não só como fonte direta de obtenção de dados, mas também, como base para o estabelecimento de roteiros e trabalhos de campo.

Certos detalhes variaram, devido a mudanças ocorridas na geomorfologia das dunas. Tais mudanças estão relacionadas à variabilidade anual do regime de ventos e pluviometria.

Após os trabalhos de fotointerpretação, foram elaborados os mapas geomorfológicos correspondente à estação seca e chuvosa e o mapa geológico. Nesta fase utilizou-se o processo de digitalização do programa Auto CAD em mesa digitalizadora MDD 1812.

2.3 - Técnicas de Geoprocessamento

2.3.1 - Procedimento Teórico

A utilização de técnicas de geoprocessamento aplicadas ao sistema sedimentar eólico de Paracuru, permitiu analisar as variações espaciais e temporárias ocorridas na região em um período de 41 anos. Foram utilizadas

fotografias aéreas correspondentes ao sobrevôo efetuado pelo DNOCS (1958) e Sobrevôo Aerofoto Nordeste (1999), ambos em escala 1:25.000.

Em geoprocessamento, a compatibilidade de dados é de extrema importância e as coordenadas geográficas devem ser geradas "in loco" com o uso de um GPS (Global Position System).

Como instrumental para realização desta etapa de trabalho contou-se apenas com o uso de fotografias aéreas citadas e coordenadas checadas em campo. As fotografias foram devidamente escaneadas e geo-referenciadas. Sabendo-se que é um procedimento passível de erro, procurou-se minimizar os mesmos através de desvio padrão.

O primeiro passo para resolução do problema proposto é o preparo das informações em base digital – Idrisi for Windows / Auto CAD – R14. Essas informações foram georeferenciadas com base em pontos conhecidos e predeterminados (coordenadas geográficas) para posterior elaboração dos planos de informações e vetorização das feições morfológicas. A partir dos vetores traçados em Auto CAD, foi realizada a exportação para o IDRISI em arquivo do tipo DXF. Nesta etapa tomou-se cuidado na nomeação dos arquivos gerados, no tipo de informação para o identificador dos layers e no sistema de projeção cartográfica.

Quanto ao importador, os arquivos vetoriais (.DXE) se transformaram em "*covereges*" que foram convertidos em planos de informação raster, necessários às interpolações de superfície realizadas na série temporal estabelecida.

O IDRISI é um sistema de informação geográfica que utiliza como análise a estrutura do raster. Contudo, permite que sejam sobrepostos estruturas vetoriais sobre o raster ou isoladamente.

2.3.2 - Procedimento Prático

Dentre os procedimentos que se fizeram necessários para a realização deste trabalho estão abaixo listados os de competência em si, em ordem de ocorrência:

a) Entrada de dados

- Primeiramente, as fotos de 1958 e 1999 foram escaneadas e receberam tratamento no Corel Photo Paint 8.0.
- Importação das imagens pelo IDRISI, transformando-a de formato .BMP para formato .IMG.

b) Georreferenciamento

- Criação do arquivo de correspondência para associação de coordenadas de telas para coordenadas geográficas.
- Escolha do sistema de projeção.

c) Importação pelo Auto CAD

- Importação.
- Vetorização das feições eólicas (1958 e 1999).

d) Importação pelo IDRISI

- Importação das feições como arquivos vetoriais.
- Implementação de cada atributo individualmente.

e) Conversão dos arquivos vetoriais em raster

- Criação de imagem zero.
- Rasterização das feições vetoriais.

f) Elaboração dos mapas de 1958 e 1999 correspondentes a estação seca e chuvosa respectivamente

- Criação dos mapas a partir das estruturas raster.

- Introdução de legendas, título, grades e escala gráficas.

g) Finalização da série temporal

- Cruzamento das informações dos mapas de 1958 e 1999.
- Formulação de tabulação cruzada e índice de Kapra.
- Cálculo da área em metros quadrados.
- Confecção do mapa de variação espacial do campo de dunas de Paracuru – Ce nos últimos 41 anos.

2.4 - Trabalhos de Campo

2.4.1 - Fase Inicial

Os trabalhos iniciais de campo tiveram como finalidade conferir e aperfeiçoar o mapeamento inicial desenvolvido em gabinete. O esboço provisório obtido por fotointerpretação, serviu de roteiro e base a esses trabalhos, efetuados de forma clássica pelo levantamento de perfis transversais ao longo das estradas de acesso às dunas.

Toda a área foi percorrida sistematicamente. Certos aspectos morfológicos, pouco nítidos nas fotos aéreas por motivos decorrentes da escala das fotos, foram observados com ênfase especial. Esse foi o caso das dunas barcanóides, que só puderam ser cartografadas depois do reconhecimento no terreno.

A esquematização dos níveis topográficos existentes no campo de dunas, apesar de esboçada por fotointerpretação e análise de dados topográficos pré - existentes, só foi definitivamente estabelecida por trabalhos de campo.

A delimitação das formas de dunas foi realizada a partir de contatos marcados em campo, transportadas para as fotos e unidas pela interpretação das mesmas.

No decorrer desta fase de trabalho foram coletadas 20 amostras de sedimentos superficiais em diversos pontos da área, 2 amostras de rocha de praia e 2 de eólianitos (dunas cimentadas por carbonato de cálcio) para uma definição dos materiais em laboratório. A amostragem dos sedimentos superficiais foi realizada através de perfis transversais sentido, praia – interior. As amostras de arenitos foram coletadas junto à face da praia. Os testemunhos de eólianitos para fins de datação pelo método ^{14}C foram tirados em cortes previamente limpos e colocados em sacos escuros para evitar penetração da luz solar.

2.4.2 - Arquivo Fotográfico

A observação visual direta das formas eólicas foi registrada através de fotografias por mais de 4 (quatro) anos, constituindo um acervo com aproximadamente 150 fotos, contendo fichas anexas com data/hora e informações de caráter geológico – geomorfológico. Essa documentação de campo foi iniciada com uma câmera Kodak KB 10, posteriormente substituída por uma Olympus Pen. Também foi realizado um recobrimento aéreo "aerofotográfico" utilizando uma câmera não – métrica modelo Canon EOS – 5000, 35 mm com motor-drive e auto focus com abertura do diafragma autométrico. Foram utilizados filmes coloridos Fuji ASA 100, de 36 poses.

2.4.3 - Determinação Direta no Terreno (Monitoramento)

As determinações diretas no terreno (monitoramento) na região do sistema sedimentar eólico de Paracuru foram realizadas de duas maneiras distintas. Na primeira realizou-se uma campanha de monitoramento sobre migração de dunas em uma "forma" tipo barcana situada sobre a planície de deflação a cada 3 meses, utilizando como referência uma cerca de arame farpado paralelo a esta. Na segunda foi realizado um estudo morfométrico em três dunas barcanas, denominadas neste trabalho B1, B2 e B3 a cada seis meses.

Essa metodologia, apesar de simples, pode ter resultados significativos em dunas transversais móveis, onde os processos de migração de formas têm atingido vastas áreas, especificamente na região costeira do nordeste brasileiro.

2.4.3.1 - Migração de Dunas Barcanas (Monitoramento)

Buscando estabelecer com maior precisão a taxa de migração média das formas eólicas da área de estudo, bem como, prováveis variações trimestrais e sazonais desta migração, foi selecionada para monitoramento uma duna barcana (posição UTM 9624316) localizada sobre a planície de deflação. Esta duna encontra-se a sotavento de um campo de eólianitos, afastada de qualquer tipo de obstáculo que pudesse influenciar os processos sedimentares de trânsito e deposição de areia.

Por ocasião da primeira campanha de monitoramento a duna escolhida para controle apresentava os seguintes parâmetros geomorfológicos:

Feição: Embrionária Transversal.

Forma: Barcana.

Largura: 35 metros.

Altura média: 2.20 metros.

Sentido de migração: NW.

Mergulho da face de deslizamento: 24° .

Declive do flanco direito: 11° .

Declive do flanco esquerdo: 11° .

Para a realização do monitoramento, tomou-se como referência uma cerca de arame farpado, orientada paralelamente à crista da duna. Foram utilizados também marcos de madeira segundo uma linha orientada perpendicular à crista, ou seja, disposta segundo a direção dominante de migração. A medida

Em campo foi observado que uma duna para se desenvolver morfologicamente, necessita de ventos com velocidades superiores a 5m/s durante o período de estiagem. Por ocasião do período chuvoso mesmo com ventos de 10m/s não há mobilização de sedimento. Neste experimento foi utilizado um anemômetro portátil modelo Kestrel - Pocket Wind Meter.

Para avaliação da progressão vertical das formas de dunas submetidas à fixação por "palhagem" foi realizado também um outro monitoramento de 1,3 (um ano e três meses), entre março/99 a maio/00 na margem da estrada de acesso a Base da PETROBRAS na posição UTM 9623083 com o intuito de verificar o crescimento vertical da superfície (aumento de rugosidade) após uma ação antrópica (Projeto de fixação de dunas de Paracuru).

Foi definida uma área de 2.500m^2 ,com variações topográficas de 10 m, entre as cotas 20 e 30 m, utilizando a base topográfica 1: 4.000 (SEMACE, 1991).

Para realização do experimento foram fixados 8 marcos de madeira, demarcados com tinta acrílica junto ao limite da superfície, segundo uma linha perpendicular a estrada de acesso. No fim do período de 1,3 (um ano e três meses) foram realizadas as medições com régua em dois marcos de madeira, já que os outros 6 foram danificados. Os resultados deste experimento se encontram inseridos no capítulo 5 e 7.

2.5 - Técnicas de Laboratório

2.5.1 - Datação Pelo Método ^{14}C

Foram coletadas duas amostras em pontos distintos do campo de eólionitos (dunas obliquas cimentadas por carbonato de cálcio) para datação pelo método ^{14}C, com o objetivo de identificar a idade dessas rochas, e estimar através de uma avaliação espaço – temporal a deposição do sistema eólico atual (dunas transversais).

em que a duna avançava, a cerca de arame era marcada com tinta acrílica e realizada, conseqüentemente, a medição.

O monitoramento envolveu um período de tempo de mais de dois anos, entre abril de 1998 a junho de 2000. As medidas foram tomadas em intervalos de três meses para que se pudesse detectar possíveis variações no regime pluviométrico e de ventos. Os resultados obtidos se encontram resumidos através da Tabela 7.

2.4.3.2 - Morfometria

O estudo dos parâmetros morfométricos, foi efetuado em um conjunto de dunas barcanas denominadas neste trabalho de B1, B2 e B3, situadas sobre a planície de deflação (posição UTM 9624337 e 0499975) a 150 metros da atual linha de praia.

As medidas de altura, comprimento e declives foram realizadas com o auxílio de trena, régua e bússola de geólogo a cada seis meses conforme estações do ano.

A finalidade deste procedimento teve como objetivo examinar as relações morfométricas principalmente entre altura e comprimento para poder compará-las a outros experimentos realizados em dunas barcanas em diversas partes do mundo. Os resultados obtidos se encontram resumidos na Tabela 8.

2.4.3.3 - Outras Medições

Durante observações de campo foram realizadas outras medições sobre velocidade de vento, variação de rugosidade da superfície eólica e altura dos grãos em suspensão, apenas visando comparar resultados durante a interpretação e análise de dados. Também foram realizados experimentos sobre movimentação de sedimento na estação seca e chuvosa.

O material foi analisado e datado no Radiocarbon Dating Laboratory - University of Waikato: Hamilton / Nova Zelândia. As datações das amostras Brasil 01P WK 8228 e Brasil 02B WK 8229, revelaram idades distintas. Devido à ausência de orientação no afloramento Brasil 02B WK 8229, considerou-se apenas o último segmento de duna correspondente à amostra 01P WK 8229 (NE – SW), para efeito de interpretação.

O procedimento adotado por este laboratório envolveu alguns pré-tratamentos como "acid/álcali/acid" e "acid washes" em ambas as amostras. Os resultados foram baseados em uma vida média de 5560 anos com correções por fracionamento isotópico aplicado, $\delta\ ^{13}C$.

2.5.2 - Análise Textural

A análise textural dos sedimentos foi realizada no Laboratório de Geografia Física do Departamento de Geografia e no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia, ambos da UFRJ. Foram analisadas 20 amostras, as quais foram peneiradas em vibrador mecânico, utilizando peneiras com abertura de malha com intervalos de ½ ϕ, a fim de obter maior precisão na definição dos parâmetros estatísticos de distribuição granulométrica.

Os valores de pesagens, acumulados em cada fração granulométrica foram inseridos no programa de computador desenvolvido por Toldo e Medeiros (1986), em que são digitados os pesos retidos em cada peneira, tendo como saída final os valores referentes à média, mediana, simetria, desvio padrão, curtose e porcentagem de cada classe granulométrica, calculadas segundo as equações proposta por (Folk e Ward, 1957).

2.5.3 - Análise Petrográfica

Para o estudo comparativo da composição dos cimentos carbonáticos e caracterização petrográfica dos eólianitos e arenitos de praia foram coletadas 4 amostras nas principais ocorrências dessas rochas na região de estudo.

A caracterização do arcabouço (mineralogia, cimento, diagênese, grau de arredondamento, etc.) foi determinada através de um microscópio petrográfico Zeiss - modelo Axioplan, pertencente ao Laboratório de Petrografia Sedimentar do Departamento de Geologia – UFRJ.

A interpretação e origem dessas rochas, relacionando-as ao ambiente de formação, foram realizadas através de um estéreo – microscópio (lupa binocular) da marca Zeiss - modelo Stem 1000, com aumento variando de 0,7 a 3,5, do Laboratório de Micropaleontologia / Departamento de Geologia – UFRJ.

2.6 - Sumários Meteorológicos

2.6.1 - Ventos

O estudo do regime de ventos foi executado com base em registros cedidos pelo Departamento de Fontes Alternativas e Conservação de Energia (COELCE), efetuados na Estação Meteorológica Costeira de Paracuru, e em registros obtidos numa estação instalada a leste da área, situada no topo de uma duna móvel, no Distrito de Taíba – Ce.

Foram também recolhidos dados de vento relativo a estação da FUNCEME (série temporal de 1977 a 1994). Estes dados, no entanto, não foram integrados neste trabalho devido a problemas referente à urbanização da cidade de Fortaleza. A sua localização na parte central desta cidade coloca questões quanto à validade dos dados existentes, uma vez que os valores de

velocidade são significativamente menores em relação aos encontrados em Paracuru e em outras praias do Estado do Ceará.

A série de medições realizadas na Estação de Paracuru teve início em maio de 1993 e os últimos dados disponíveis referem-se a outubro de 1995. Os dados de velocidade média dos ventos e direção foram sumarizados mensalmente com interrupções em novembro e dezembro de 1994 devido a atos de vandalismo. Tendo em vista a perda de continuidade de dados, utilizaram-se estas medições apenas como informações comparativas.

Para efeito de análise e interpretação dos condicionantes climáticos (velocidade e direção do vento) foram utilizados os dados referentes à Estação Anemométrica do Distrito de Taíba, localizada a 2 km a leste da área. Nesta estação as variáveis eólicas foram coletadas a 10m de altura em relação ao solo e registradas a cada 1 (uma) hora durante o período de 1 (um) ano, série 1997. Estes registros foram obtidos através de um chip dotado de memória magnética do tipo EEPKOW. Este chip tem capacidade para armazenar até 256 KB de dados e foi substituído no início de cada mês.

Os chips retirados desta estação foram lidos e transferidos para um computador no escritório, com auxílio de equipamento "EE Reader II", e processado através do aplicativo "Datalog 2", que gerou o relatório mensal de informações. O equipamento de leitura, assim como o aplicativo, é produto da NRG Systems, Inc.

O sumário estatístico de dados pode ser visto através da Tabela 1, inserida no capítulo 3.

2.6.2 - Precipitações Pluviométricas

Em relação à precipitação pluviométrica foram consideradas as variações dos dias de chuva registradas através do Posto Pluviométrico de Paracuru, referente ao período de 1977 a 1999.

Com os dados desta série de 22 anos, foi possível interpretar as variações pluviométricas ocorridas neste período e suas conseqüências sobre o transporte de sedimento.

A análise dos totais anuais e mensais de precipitações teve interesse específico sobre o ponto de vista do transporte de sedimento durante o ano, tendo-se a chuva como fator climático de maior relevância para estimar taxas de migração de dunas, onde a intensidade é um fator pluviométrico importante.

2.7 - Clima de Ondas

A caracterização do clima de ondas da região foi baseada nos registros e informes de 1 ano de medição (março/97 a março/98), realizado durante a instalação do Porto de Pecém – Ce (localizado aproximadamente 20 km a oeste da área de estudo). Os dados foram coletados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias – INPH.

Os registros foram obtidos a longo do litoral de Pecém, por um ondógrafo Waverider direcional, instalado a 18m de profundidade em um ponto ao largo do promontório de Pecém, em águas intermediárias com as seguintes coordenadas geográficas: Lat.: 03° 29'31" S e Long.: 38° 59'03" W. O sistema receptivo encontrava-se localizado na base do INPH.

A eficiência da campanha no período de medição foi de 84%, um valor considerado bom.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O presente trabalho apoia-se em diversos autores internacionais e nacionais que tem contribuído nos últimos 70 anos com a difusão do conhecimento geológico - geomorfológico sobre dunas costeiras e ambientes eólicos. A consulta a estes artigos, livros, boletins e resumos, teve como principal objetivo fundamentar o caráter científico da pesquisa, visando subsidiar não só as bases conceituais e metodológicas como também as bases teóricas que possibilitaram a compreensão dos processos eólicos e formas resultantes presentes na área de estudo.

3.1 - Revisão Bibliográfica

Estudos relacionados a geomorfologia eólica (aeolian geomorphology) são multivariados e interdisciplinares no campo das geociências. Podem abranger diversos aspectos, entre estes, citam-se: Evolução geológica – geomorfológica. Aufrère (1931), Smith (1939), Thornbury (1954); Variações do nível do mar e desenvolvimento de dunas transgressivas. Thom *et al.* (1979), Kocurek (1988); Influência de fatores tectônicos no desenvolvimento de dunas. Yeates (1978), Orme e Tchakerian (1986); Estruturas sedimentares. Bigarella (1972), Kocurek (1986); Classificação de formas. Melton (1940), Hack (1941), Wilson (1972), Mabbut (1977), Mckee (1979), Davies (1980), Tinley (1985), Tomazelli (1990), Gonçalves (1997); Processos eólicos. Bagnold (1941), Allen (1970), Rosen (1979), Carter (1977), Nickling (1986), Goldsmith (1988), Shermam e Hotta (1990), Sherman (1995), Rebêlo (1995); Migração de dunas. Finkel (1959), Parker Gay Jr (1962), Letau & Letau (1978), Tomazelli (1990); Morfometria e formas resultantes. Finkel (1959), Tsoar (1984), Hesp e Hasting (1998), Sauermann *et al.* (2000); *Balanço* Sedimentar. Carter (1977), Werner, Illenberger e Rust (1988), Psuty (1988), Valentini (1994), Kona (1995), Maia (1998); Relação vegetação e desenvolvimento de dunas. Hack (1941), Pye

(1982), Tsoar e Mollen (1986); Relação clima de ondas e desenvolvimento de dunas. Short (1988), Bird e Jones (1988), Hesp (1988); Variações sazonais do clima e desenvolvimento de dunas. Goldsmith (1977), Moreira (1988), Domingues e Bittencourt (1994), Barbosa (1997); Escala de tempo/espaço e evolução de dunas. Alcântara-Carrió (2000); Eólianitos. Sayles (1931), Gardner (1983), Xitão (1988), Castro (1998); Técnicas em sedimentologia eólica (armadilhas de areia). Morais e Souza (1971), Leatherman (1978), Rebêlo, (1995), Muehe, Ribeiro e Bentes (1996), Alcântara-Carrió (2000); Dunas e intervenções antrópicas. Tinley (1985), Carter (1988), Nordstron (1989), Pilkey *et al.* (1996); Dunas frontais. Hesp (1988), Bird e Jones (1988), Angulo (1993), Muehe, Ribeiro e Bentes (1996), Ribeiro (2000), entre outros temas.

3.2 - Evolução do Conhecimento

Aufrere (1931), estudando as cadeias de dunas no deserto do Sahara, admitiu que a evolução das dunas é cíclica. O estágio juvenil é marcado pelo desenvolvimento de formas barcanas, ou parabólicas se ocorrer vegetação. A maturidade é atingida quando as formas paralelas ao vento sobrepõem a altura das dunas transversais. Durante a fase de senilidade as cadeias de dunas continuam crescendo em dimensões; no entanto, o volume diminui devido à ação dos agentes intempéricos. O produto final do ciclo é uma área de deflação, na qual o substrato compreende a maior parte.

Bagnold (1933), define uma duna como uma acumulação de areia móvel cuja existência é independente tanto da forma do terreno como de obstáculos fixos. Os grupos de dunas são denominados como complexos de dunas. Neste trabalho, Bagnold considera que as dunas barcanas e seif são as únicas formas verdadeiras de dunas, no entanto não se apresentam juntas.

Madigan (1936), descreve o paralelismo das notáveis dunas longitudinais dos desertos de Great Sandy - Austrália, como produto dos ventos alísios predominantes de sudeste. Observou, também, que as dunas barcanas em forma de meia lua são praticamente ausentes nestes lugares.

Smith (1939), reconhece que o ciclo das dunas é constituído por duas fases, uma eólica e outra eluvial. A fase eólica é marcada pela diminuição da vegetação e o crescimento ativo das dunas. A fase eluvial é caracterizada pela degradação das dunas por agentes naturais. Começa quando a vegetação torna-se suficientemente extensa. Durante esta fase predominam os processos formadores do solo.

Melton (1940), estudando dunas continentais e costeiras na América do Norte, propõe uma classificação com bases em critérios genéticos e descritivos, estabelecendo dois grandes grupos de dunas. O primeiro classifica as formas em superfícies expostas e o segundo em função da ausência ou presença de vegetação. Neste trabalho, Melton descreve detalhadamente as características das formas barcanas como sendo uma feição crescente que se desloca lentamente ao longo de uma superfície relativamente plana, apresentando dois braços que crescem com o avanço da massa de areia, sendo o lado de barlavento (windward) o de menor inclinação, comparado ao lado de sotavento (lee side) onde há queda de areia (sand fall).

Bagnold (1941), precursor da Escola Inglesa de processos eólicos, em seu clássico trabalho ("The Physics of Blown Sand Desert Dunes") destaca o papel do movimento de sedimentos em três situações: suspensão, saltação e rastejamento superficial. Estes critérios foram definidos a partir de experimentos com velocidade e direção de vento. Neste trabalho enfoca-se, também, que a subida inicial do grão após o impacto é praticamente vertical, mas a parte final da trajetória é longa e aplanada, fazendo um ângulo com a superfície entre 3 a 10° .

Hack (1941) desenvolve um modelo esquemático das relações entre vegetação, força do vento, suplemento de areia e tipo de duna. Embora neste trabalho não tenha sido feita nenhuma consideração a respeito do papel do regime direcional dos ventos, Hack reconhece a importância da vegetação como a variável mais significativa no desenvolvimento de dunas.

Na superfície das dunas, observam-se algumas estruturas que são preserváveis: marcas onduladas e marcas de chuva. Os sinais se

deslizamento, embora menos comumente, também se preservam. Pegadas e pistas de animais conservaram-se em muitos arenitos considerados depósitos eólicos de antigos desertos. Trabalhos experimentais fazem supor que tenham sido produzidos em areias secas. (Mckee, 1945).

Em 1954, Bagnold, estudando a trajetória dos grãos de areia, observou que estes, ao ultrapassarem o valor de velocidade de cisalhamento, começam a mover-se, subindo uns sobre os outros, sob ação direta do vento. Este estágio inicial de movimento, rapidamente dá lugar a outros processos de movimentação.

Thornbury (1954), reconhece que a abrasão eólica pode formar ventifactos, os quais mostram uma ou mais faces facetadas e polidas, por isso, são relativamente raros por que sua formação depende de ventos fortes, abundância de areia e ausência de vegetação. Comumente são produtos da meteorização diferencial, lavagem pluvial e deflação.

Finkel (1959) medindo a morfologia de várias dunas barcanas com altura de 1 a 6m, descobriu que havia uma forte correlação linear entre a altura da face de deslizamento da barcana (h) e a distância entre os braços (w).

Parker Gay Jr. (1962) estudando a distribuição e evolução das dunas na área de Yauca à Palpa, no litoral Peruano, quantificou pela primeira vez o movimento das dunas dentro de um raio de 80 km. As referências utilizadas foram fotografias aéreas na escala de aproximadamente 1:30.000 de diferentes datas de vôo.

Sharp (1966) distingue duas modalidades de depósito em uma duna: depósito de acreção (accretion deposits) e depósitos de deslizamento (encroachment deposits). No flanco de barlavento (windward slope), menos inclinado, os grãos de areia deslocam-se por saltação e rastejamento até a crista da duna, de onde deslizam pelo flanco de sotavento (leeward slope). Quando a quantidade de grãos estacionados supera a de grãos mobilizados, aqueles originam lâminas bem distintas, dispostas com inclinação suave ou quase horizontalmente. Correspondem essas lâminas a depósitos de acreção. Para esse autor, sempre que a inclinação do flanco de sotavento ultrapassar ao ângulo limite de repouso

(34°) ocorre um deslizamento. Mas a "avalanche" afeta apenas uma parte do flanco. Resultariam disso a produção de sucessivas camadas lingüiformes e a típica estrutura laminar inclinada.

De acordo com Kukal (1971), o tamanho médio das areias eólicas varia de 0,15 a 0,25 mm; o índice de seleção (So) de Trask é inferior a 1,25. Comumente as areias são unimodais mas, às vezes, marcadamente bimodais. Os grãos de 0,5 a 1,0 mm tendem a ser bem arredondados. Uma das características dos grãos de areias eólicas é a sua aparência fosca.

Wilson (1972) propõe uma classificação dos depósitos eólicos, reconhecendo cinco principais grupos de formas de leito, em função de parâmetros como comprimento (distância entre uma crista e outra), altura, orientação, origem e ordem de grandeza. As formas variam desde marcas onduladas de alturas centimétricas até formas complexas com alturas da ordem de 450 metros denominadas de "draas".

Shepard (1976), um dos grandes nomes da oceanografia geológica, propõe uma classificação pormenorizada dos tipos de costa. Esta classificação partiu da idéia que os sistemas naturais apresentam comportamento cíclico. Nas costas primárias (jovens) os ambientes eólicos (dunas) são classificados como costa de sedimentação subaérea. Os promontórios são caracterizados como costas secundárias de sedimentação marinha.

Goldsmith (1977) sugere uma classificação com quatro tipos básicos de dunas costeiras conhecidas como VAMP: (V) Dunas vegetadas (vegetaded dunes), (A) Dunas artificialmente induzidas (artificially induced dunes) (M) Monte de areia costeira (Medaño) e (P) corresponde às clássicas dunas parabólicas.

Goldsmith (1978) define que a presença de ambientes eólicos costeiros é determinada pela relação entre três variáveis: a disponibilidade de sedimento solto, a atuação do vento com suficiente intensidade e duração para remobiliza-lo do substrato e transporta-lo, e a existência de uma superfície adequada para este ambiente se desenvolver morfologicamente. Tais condições são encontradas em regiões de clima seco, tanto quente quanto frio, envolvendo

por conseguinte, as planícies costeiras, planícies de inundação, linha de praia, deltas e desertos.

Mckee (1979) propõe uma classificação de dunas de caráter universal que ainda hoje é bastante adotada por geocientistas. Esta classificação fundamenta-se tanto em aspectos morfológicos, como na organização estrutural interna dos corpos de areia.

Davies (1980) apresenta uma proposta de classificação para dunas costeiras com base em critérios morfogenéticos, estabelecendo dois principais tipos definidos com dunas vegetadas e cordões de dunas transversais.

Estudos efetuados por Tsoar e Mollen (1986) na região do Negev - Israel, revelam uma marcante influência da vegetação no desenvolvimento de dunas lineares. Para estes autores, mesmo com taxas anuais de precipitação pluviométrica muito baixa (78 a 284 mm) é possível o surgimento de vegetação em dunas. Tal fato deve-se à capacidade de retenção de umidade da areia. Neste estudo também foram identificados três tipos de dunas lineares: dunas lineares retas levemente arredondadas; dunas lineares retas com vegetação espaças em torno das cristas; e dunas lineares sinuosas com cristas geralmente simétricas.

Em setembro de 1986, foi realizado o Primeiro Simpósio Internacional sobre Geomorfologia Eólica (Aeolian Geomorphology) na Universidade de Binghamton - USA. Foram apresentados 16 trabalhos sobre as mais variadas linhas de pesquisa, entre estas: processos eólicos, morfologia e desenvolvimento de dunas, evolução de dunas no Quaternário, e formas associadas à erosão e deposição. Posteriormente estes trabalhos foram publicados através do livro Aeolian Geomorphology editado por William G. Nickling: University of Guelph, Canadá.

Werner, Illemberguer e Rust (1988), realizam o primeiro trabalho sobre balanço sedimentar em dunas na região de Alexandria, costa da África do Sul. A taxa de transporte eólico foi calculada através da migração de dunas transversais. As medidas foram obtidas por fotografias aéreas de diferentes datas de vôo e pelo método de ortofotocartas na escala de 1:10.000. Em seguida os citados

autores utilizaram uma expressão desenvolvida por Simons, Richardson e Mordin (1965) para o cálculo de estimativa de taxas de transporte eólico em diversos pontos do campo de dunas estudado. Também chegaram a conclusão que o processo de transporte eólico é lento e estável, e menor em termos de taxas, comparado ao transporte fluvial e de deriva litorânea.

Desde o início dos anos 90, tem crescido o interesse pelos temas ligados a processos eólicos e dinâmica sedimentar, tanto em geologia como em geografia física. Tal fato pode ser constatado através de inúmeras publicações, entre estas, citam-se: Goldsmith, Rosen e Gertner (1990), Pye e Tsoar (1990), Lancaster (1991), Burkinshaw, Werner, Illemberger e Rust (1993), Sherman (1995), Alonson (1998) e Alcântara-Carrió (2000). Em geral, na maior parte desses trabalhos, os autores buscam aprimorar conceitos e experiências desenvolvidas por Bagnold (1941 e 1954). No entanto, apesar dos esforços, algumas dificuldades permanecem, entre estas, a compreensão dos efeitos da turbulência em escalas, temporal e espacial, e o entendimento dos processos eólicos em si, que ainda não estão compreendidos fisicamente e desenvolvidos matematicamente.

Mais recentemente, Alcântara-Carrió (2000) propõe uma metodologia de estudo para os ambientes eólicos costeiros atuais, levando em consideração as relações espaço-tempo, sintetizadas da seguinte forma: Microescala (elementos texturais e processo de seleção do grão); Mesoescala (tipo de estratificação, marcas onduladas e processos eólicos); Macroescala (nível de estrutura sedimentar; nível de evolução do ambiente eólico e evolução do ambiente em relação à mudança climática); e Escala Global (nível de comparação entre ambientes eólicos e caracterização global dos ambientes eólicos no planeta). Segundo Alcântara-Carrió *Op.cit.*, a análise de um ambiente eólico antigo deve ser concentrada nos aspectos litológicos, textura e tipo de estratificação. Estes estudos se complementam com trabalhos paleontológicos, de paleoventos e de paleoclima em geral. No caso dos ambientes eólicos atuais os estudos devem ser voltados para geomorfologia, processos eólicos, regime de ventos e a influência de fatores ambientais, entre eles, a ação antrópica.

No Brasil, estudos sobre dunas costeiras são relativamente recentes. Bigarella *et al.* (1971), Bigarella (1972a e b) e Mckee e Bigarella (1979) são importantes contribuições sobre o tema. Esses autores dedicaram-se, principalmente, a estudos dos campos de dunas do sul do Brasil. Seus trabalhos referem-se a estruturas sedimentares em dunas, visando principalmente uma comparação com os sistemas eólicos antigos.

A partir do início dos anos noventa o interesse pelo tema foi renovado com a publicação de algumas teses de doutorado: Tomazelli (1990), Angulo (1993), Barbosa (1997) e Gonçalves (1997). Estudos sobre sedimentação eólica têm se tornado um tema bastante relevante em Congressos de Geologia, e em encontros da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, entre estes, citam-se: Fortes (1992), Meireles *et al.* (1992), Domingues e Bittencourt (1994), Tomazelli (1994), Morais *et al.* (1994), Bagnoli (1995), Barbosa e Domingues (1996), Correia (1996), Castro (1998), Maia (1998), Gonçalves *et al.* (1998), Ribeiro e Muehe (1998), Castro (2000), entre outros.

4. CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL

4.1 - Caracterização Geológica da Área de Estudo

4.1.1 - Condicionantes Geológicos

As variações climáticas durante as fases glaciais e interglaciais do Quaternário produziram uma sucessão de ciclos erosivos responsáveis pela degradação das rochas por ocasião de períodos mais úmidos. A mudança de um clima úmido para um clima semi-árido no fim do Terciário e início do Quaternário facilitou a propagação dos agentes erosivos sobre a superfície exposta do relevo.(Bigarella e Ab'Saber, 1964)

Neste período transitório ocorreram enxurradas violentas, provocadas por chuvas concentradas com torrentes de lama e areia que se acumularam, formando depósitos da Formação Barreiras. Este episódio marca a provável origem dos tabuleiros e início de sua evolução (Bigarella e Andrade, 1965).

Costa e Perrin (1981) estudando as dunas costeiras do litoral sententrional do nordeste brasileiro, atribuíram a origem destes depósitos a períodos interglaciais que possibilitaram ambientes de transporte, deposição e fixação de material arenoso. Com o nível do mar mais baixo, ocorreu emersão dos sedimentos da Formação Barreiras. Este material em seguida foi transportado pelo vento e depositado em diferentes pontos da costa, inclusive na borda dos tabuleiros costeiros. O processo de dissecação e produção de sedimento ao longo do Quaternário resultou no desenvolvimento de uma extensa planície costeira constituída por material de origem fluvial, lacustre, marinha, e eólica.

Segundo Domingues (1994), o clima, através da precipitação pluviométrica, controla não somente a migração das dunas ativas, mas também, o suprimento de sedimento para os campos de dunas. Durante a estação chuvosa, a migração é virtualmente interrompida, e as áreas interdunares são alagadas,

originando pequenas lagoas que se tornam interconectadas, drenando para o mar. Por ocasião da estação seca, a migração das dunas é retomada e as áreas interdunares secam.

A presença de dunas costeiras atuais é determinada pela relação de três variáveis: a disponibilidade de sedimento solto; a atuação do vento de suficiente intensidade e direção para remobilizar o sedimento e transportá-lo; e a existência de uma superfície de dimensões adequadas para que o ambiente eólico se desenvolva (Goldsmith,1978).

Considerando a herança dos processos anteriores, remodelados pela dinâmica costeira hoje prevalecente e a natureza das unidades geológicas, passamos a comentar em seguida os aspectos genéticos e lito-estratigráficos da área de estudo.

4.1.1.1 - Aspectos Lito-Estratigráficos

Do ponto de vista lito-estratigráfico a Região Costeira de Paracuru, conforme Mapa Geológico do Estado do Ceará, Castro (1986), é constituída por sedimentos terciários da Formação Barreiras e sedimentos quaternários representados por depósitos eólicos (dunas), aluviões e arenitos de praia (Figura 2).

As rochas de embasamento são constituídas por gnaisses e migmatitos, localizadas a 20 km a sul do campo de dunas nas proximidades de São Gonçalo do Amarante. Caracterizam-se por apresentar um relevo bastante dissecado e relativamente rebaixado, com vertentes largas e declives suaves.

Ao longo da faixa costeira os sedimentos da Formação Barreiras, apoiam-se indistintamente sobre o embasamento cristalino. O contato desta unidade terciária com os depósitos quaternários é caracterizado por discordância erosiva.

A porção superior do empilhamento estratigráfico (depósitos quaternários) reúne litologias de origem fluvial, marinha, e eólica. Dessa seqüência apenas as rochas de embasamento não afloram na região.

De acordo com os dados de sondagem (percussão e eletroresistividade) realizada pela Geoconsult (1998), os pontos S1 e S2 (Figura 2), localizados na planície costeira, revelaram as seguintes fácies de subsuperfície, que podem ser interpretadas da seguinte forma:

- A planície costeira é constituída por uma cobertura de sedimento incoeso não saturado até uma profundidade de 2 metros. O material é de origem eólica.
- A medida em que a profundidade avança, ocorre um provável aumento gradual do teor de argila ou intercalações de lentes de argila. O material é de origem lacustre.
- Os arenitos de praia alcançados pela sondagem a percussão, próxima a linha de maré alta se encontram no intervalo de 7,5 a 16 m de profundidade. O material possivelmente é de origem fluvial.
- Abaixo dos arenitos de praia foi identificada uma seqüência sedimentar correlacionada a Formação Barreiras. O material é de origem fluvial.
- O embasamento cristalino regional se encontra a uma profundidade entre 40 e 100 m. Essa irregularidade reflete possivelmente as direções regionais de falhamento.

A seção colunar representada pela Figura 3, ilustra uma significativa variação faciológica e ambiental do material de subsuperficíe no ponto S1. Os sedimentos de origem eólica que constituem a atual planície de deflação apresentam uma espessura de aproximadamente 2m. Esse material, em geral, repousa sobre sedimentos de provável origem lacustre com significativo teor de argila. Pelos dados de sondagem a Formação Barreiras se encontra a uma profundidade média de 16 m, não se constituindo localmente a base dos sedimentos eólicos.

MAPA GEOLÓGICO REGIÃO DE PARACURU - TAÍBA

1 - UNIDADES GEOLÓGICAS

- DEPÓSITOS DE PRAIA
- ARENITOS DE PRAIA

DEPÓSITOS EÓLICOS

- DEPÓSITOS TRANSVERSAIS ATUAIS
- EÓLIANITOS
- DEPÓSITOS LONGITUDINAIS

FORMAÇÃO BARREIRAS

- PLATAFORMA DA FM. BARREIRAS (CONGLOMERADOS POLIMODAIS)
- FM. BARREIRAS CAPEADA POR SEDIMENTOS ARENO - ARGILOSOS
- FALÉSIAS VIVAS

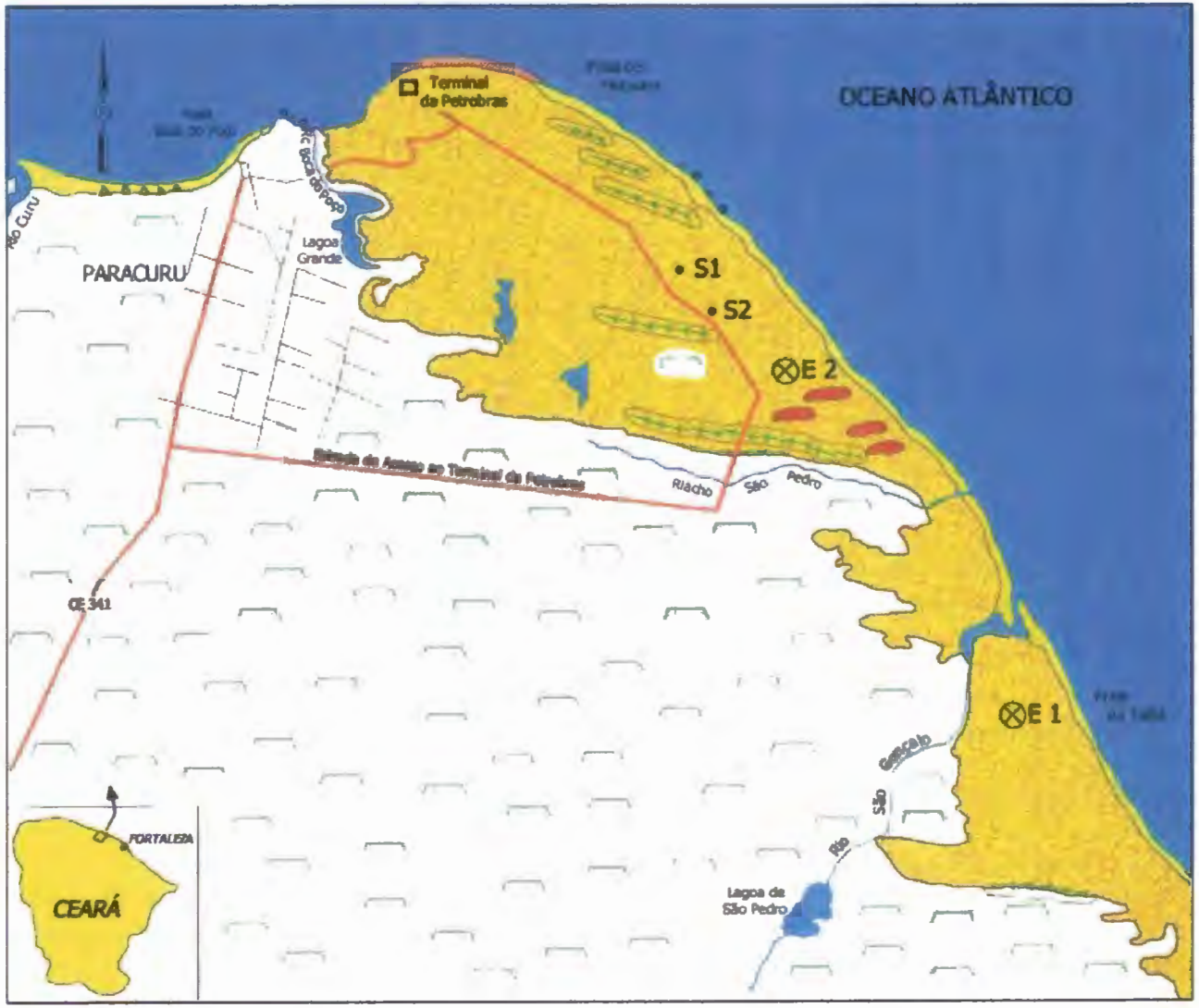
2 - LEGENDA

- ⊗ E 1 ESTAÇÃO ANEMOMÉTRICA DE TAÍBA
- ⊗ E 2 ESTAÇÃO ANEMOMÉTRICA DE PARACURU
- • S1 E S2 PONTOS DE SONDAGEM
- ESTRADAS
- RIOS E RIACHOS
- LAGOAS FREÁTICAS

FONTE: SUDENE - SUDEC 21 21 . ESCALA 1:170.000

FIGURA 2

1000 METROS



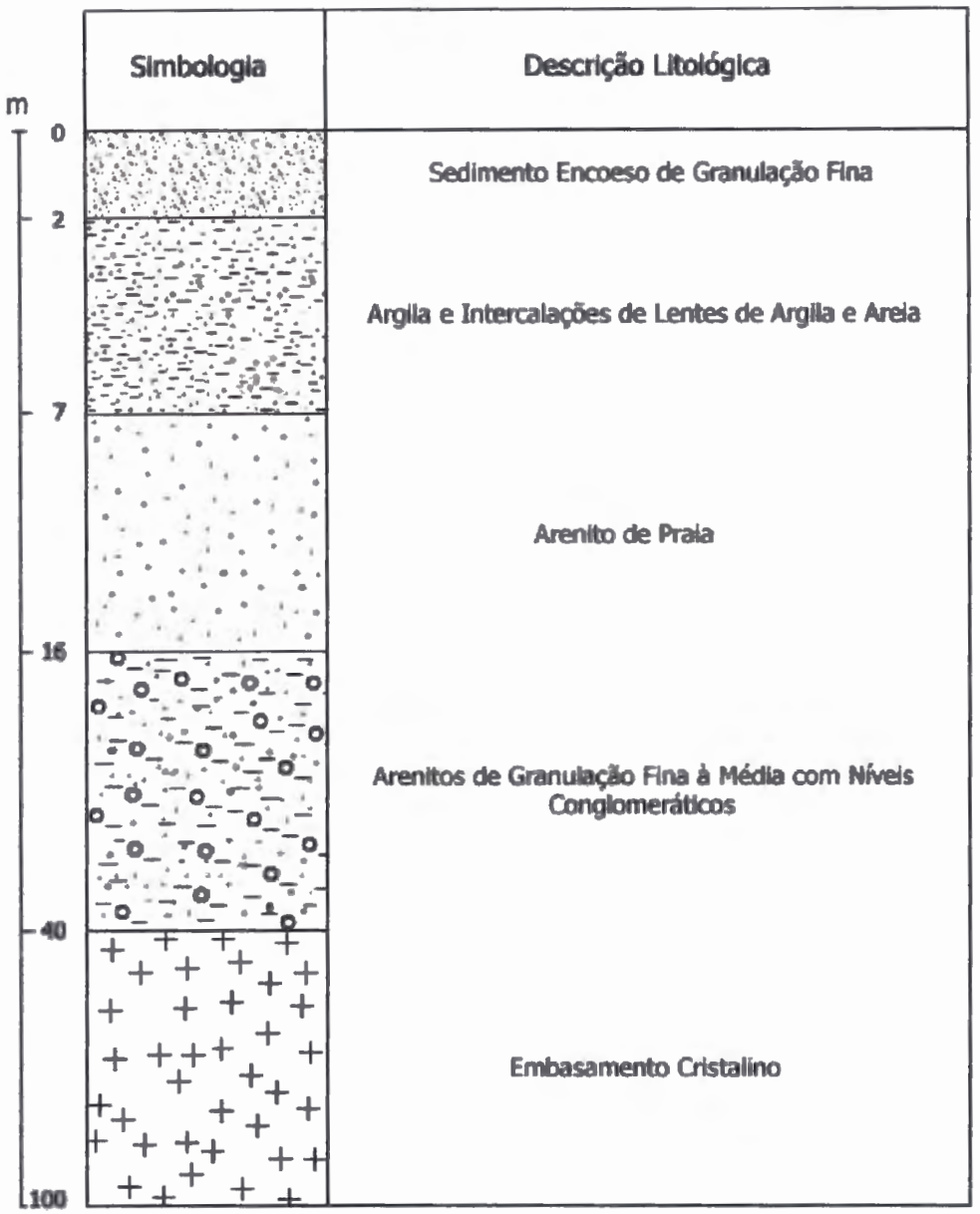


Figura 3 - Seção colunar do ponto S1, localizado na planície costeira.

4.1.1.2 - Formação Barreiras

Compreende o pacote de sedimentos clásticos pouco consolidados, litologicamente representados por material areno-argiloso de cor avermelhada, com fácies extremamente heterogêneas, onde são comuns níveis conglomeráticos, envolvendo seixos angulosos.

Apresentam, localmente, porções argilosas em forma de lentes ou camadas horizontais, onde se observa, em alguns pontos, a presença de camadas compactas, devido à concentração de óxido de ferro. Afloramentos desse material expõem-se a sudeste e ao sul da área, devido à remoção do capeamento de dunas para uso na construção civil. Neste local, as seguintes fácies sedimentares podem ser descritas (Figura 2):

- Fácies areno-siltica: constituída por arenito pouco consolidado, pobremente selecionado, de composição quartzo e feldspato e matriz sílica;
- Fácies areno-argilosa: constituída por arenito friável com grãos de quartzo e feldspato e matriz argilosa de coloração amarelada;
- Fácies areno-siltica-argilosa: arenito de textura fina com minerais de quartzo e feldspato em matriz siltica-argilosa de coloração amarelada e manchas avermelhadas, produtos da oxidação.

Segundo estudos realizados por Bigarella e Andrade (1965), esses sedimentos foram depositados sob a forma de leques aluviais coalescentes no sopé das encostas em uma fase de clima mais seco que o atual. Ocorrem ao longo do litoral brasileiro, desde o norte do Estado do Rio de Janeiro até o Estado do Pará, recobrindo em inconformidade erosiva as rochas Pré-Cambriana e os sedimentos mesozóicos das bacias sedimentares costeiras.

A sedimentação "Barreiras" foi denominada "Série Barreiras" por Oliveira e Leonardo (1943), depois designada "Grupo Barreiras" por Bigarella e Andrade (1965), passando o termo a ser usado por geólogos durante muito tempo.

Mais recentemente Mabesoone e Silva (1991) estudando diversos afloramentos no litoral oriental do Nordeste, concluíram que não se trata de um grupo, como se definia antes, e sim, uma unidade estratigráfica com variações faciológicas, que refletem diferentes sistemas deposicionais de ambiente fluvial e litorâneo, designado em conjunto de Formação Barreirras.

A presença de fácies da Formação Barreiras mais resistentes à erosão, originou uma seqüência de promontórios em toda costa do Estado do Ceará, entre os quais, a Ponta de Paracuru. Esta feição tipo "*Headland bypass*" ocorre

ao longo de uma faixa de terreno em forma de concha fechada para o mar, com aproximadamente 2.400 metros de extensão e 600 metros de largura. Em geral os campos de dunas mais representativos do estado associam-se à estas feições, devido sua resistência litológica e conseqüente acúmulo de material arenoso a barlamar.

4.1.1.3 - Depósitos Eólicos (Dunas)

As dunas são formas de acumulação comum ao longo do litoral brasileiro, e especialmente na faixa setentrional do Nordeste, desde Natal (RN) até os Lençóis Maranhenses (MA). Na costa do Estado do Ceará alcançam dimensões notáveis, podendo atingir 70 metros acima do substrato areno-argiloso da Formação Barreiras.

Costa e Perrin (1981) identificaram dois sistemas de dunas no Nordeste Brasileiro, baseados na idade, extensão e coloração dos sedimentos. O sistema mais antigo, estende-se continente adentro na forma de línguas escalonadas, cujo eixo alcança em média 10 km de comprimento. Ao passo que o sistema mais recente, segue a linha da costa, é mais delgado e não passa de uma largura de centenas de metros.

O modelo de evolução proposto por Costa e Perrin (1981), mostra que a formação das dunas se efetuou durante uma fase climática pelo menos semi-árida. A seca climática era concomitante de uma fase caracterizada por ventos violentos e freqüentes, cuja direção correspondia aproximadamente à orientação das dunas atuais. Para estes autores, é verossímil que o fim da progressão das dunas tenha sido provocado pela interrupção do fornecimento de areia. Este fenômeno ocorreu durante o máximo da transgressão marinha consecutiva a fusão das geleiras do último período glacial das altas latitudes (transgressão flandriana). A água recobria todas as praias cuja à extensão era importante quando o nível do mar era mais baixo. O oceano invadiu igualmente os estuários dos rios costeiros, alargando desta maneira o obstáculo transversal à propagação das dunas. O máximo transgressivo correspondeu ao

retorno do clima à condição de vento ameno e mais úmido, favorecendo o desenvolvimento de vegetação estabilizadora da areia, e a intemperização. A areia das dunas antigas correspondentes as paleodunas é de cor ocre com matizes avermelhadas.

Maia (1998) estudando as relações estratigráficas das dunas na Costa Oeste do Ceará, identificou três gerações, e em alguns pontos uma quarta geração. A geração mais antiga foi identificada como depósito eólico de paleodunas sem forma definida, em contato direto com a Formação Barreiras. A segunda geração consiste em dunas parabólicas inativas de cor alaranjada, altura entre 20 a 40 metros, e forma alongada. A terceira é constituída por dunas arenosas cimentadas por carbonato de cálcio (eólianitos), localizada sobre terraços marinhos, antes do início do sistema de dunas atuais. A quarta e última geração consiste de um único sistema de dunas que se distribui em forma de manto aproximadamente paralelo à linha da costa.

Na região costeira de Paracuru foram identificadas, através deste trabalho, cinco feições lineares, paralelas entre si, levemente arredondadas, e geralmente simétricas em secções de cruzamento. Tais feições demonstram que a sedimentação eólica ao longo desta região foi controlada, fundamentalmente, pelas variações climáticas e do nível do mar durante o Quaternário. Para efeito deste estudo, denominam-se estas cinco feições de 1ª geração de depósitos longitudinais.

A 2ª geração é constituída por eólianitos. A origem destes depósitos, deve-se às acumulações de bioclastos marinhos, entre estes, foraminíferos das classes miliolídio e rotaleídio (Castro *et al.*, 1998). Estes organismos na faixa da praia foram submetidos a ventos constantes de direção nordeste. Em princípio, tentou-se estabelecer uma correlação entre arenitos de praia (beach rocks) adjacentes e estes depósitos eólicos. Todavia, estudos realizados através de seções delgadas e análise petrográfica, provaram exatamente o contrário. Ou seja, não foram identificadas nos arenitos de praia associações de faunas de foraminíferos, bastante comuns nos eólianitos. Uma outra diferença é quanto ao grau de arredondamento. Nos arenitos de praia os grãos mostram-se de

subarredondados a arredondados, cimentados por óxido de ferro. Ao passo que o material que compõe os eólianitos, principalmente os grãos de quartzo, apresenta-se geralmente angulosos. Observa-se, também, que as carapaças dos foraminíferos guardam suas formas originais, nas quais definem um pequeno transporte. A distinção cronológica dos diferentes afloramentos de eólianitos na área de estudo, foi realizada utilizando-se critérios topográficos, morfológicos, e de datação pelo método ^{14}C, conforme (tabela 1).

Local	Latitude	Longitude	Idade Anos BP	Referência (Laboratório)
Paracuru 01	3° 24' 91" S	38°59' 92" W	1320 +/- 50	WK 8228. Brasil 01P
Paracuru 02	3° 24' 94" S	38°59' 94" W	1780 +/- 60	WK 8229. Brasil 02B

Tabela 1 - Datações ^{14}C em eólianitos (dunas cimentadas por carbonato de cálcio). Planície Costeira de Paracuru - Ceará.

A terceira e última geração é constituída pelos depósitos transversais atuais. Estas feições apresentam cristas orientadas na direção norte-sul, impulsionadas pelos ventos do quadrante leste e secundariamente sudeste. A granulometria é de fina (D50 0,15mm) à média (D50 0,25mm), relativamente bem selecionada, com tonalidades variáveis que vão do amarelo claro ao amarelo escuro. Tomando como referência as datações realizadas através do método ^{14}C para a segunda geração de dunas (eólianitos), e levando em consideração a falta de competência dos ventos atuais provenientes do quadrante nordeste (<5m/s) para o desenvolvimento de dunas, estima-se que este sistema tenha menos de 1320 anos AP.

4.1.1.4 - Arenitos de Praia

Segundo Maia (1998), a presença de arenitos de praia (beach rocks) ao longo do litoral do Estado do Ceará se encontra relacionada às desembocaduras dos rios principais, com sua origem associada às interações físico-químicas entre os ambientes estuarino e marinho.

Na região de Paracuru, os arenitos de praia dispõem-se paralelamente à atual linha de praia, variando de corpos contínuos de mais de 1km a pequenas ocorrências isoladas. A espessura aflorante apresenta-se variável entre 1,5 m no promontório de Paracuru e 0,70 m na Praia de Boca do Poço.

A mineralogia é composta principalmente por grãos de quartzo, geralmente subarredondados a arredondados, cimentados por óxido de ferro. Secundariamente observa-se a presença de feldspato e fragmentos de rocha.

Oliveira *et al.* (1990) estudando os arenitos de praia entre a cidade de Natal e Barra do Cunhaú, no Estado do Rio Grande do Norte, identificaram dois alinhamentos próximos à linha de costa atual. O alinhamento mais contínuo e distante da costa foi denominado de beach rock 1, e o menos contínuo e mais próximo da linha da costa, de beach rock 2. As datações pelo método ^{14}C indicaram idade média de 6250 anos A.P. para o beach rock 2 e 4700 anos A.P. para o beach rock 1.

Estudos efetuados por Silva (1994) sobre a estratigrafia e evolução holocênica do delta do Rio Açu no Rio Grande do Norte, revelam que os arenitos de praia que afloram no interior da planície costeira com uma altitude de pelo menos 1 m acima do nível do mar atual, forneceram uma idade de radiocarbono de 5020 +/-120 AP.

Mais recentemente, Sales (2000), informação verbal, desenvolvendo estudos sobre arenitos de praia em Sabiaguaba, região metropolitana de Fortaleza - Ce, identificou um afloramento junto à linha de praia com idade entorno de 2200 anos A.P. Tomando como referência esta informação, considera-se que

os arenitos de praia são mais antigos em termos de posicionamento estratigráfico do que a geração II e III de dunas em Paracuru (Figura 2).

4.2 - Condicionantes Climáticos

4.2.1 - Considerações

O clima na superfície da terra é condicionado por mecanismos, que regem a circulação geral da atmosfera e dos oceanos, responsáveis pelos regimes meteorológicos envolvendo vento, precipitação, temperatura, ondas, correntes, etc. Desta forma, este conjunto de fenômenos determina muitas das características geomorfológicas das regiões costeiras, uma vez que controlam em geral as taxas de erosão e deposição, além do transporte do sedimento.

Segundo classificação de Koppen, citado por Silva (1998) o litoral do Estado do Ceará insere-se na zona tropical tipo AW' caracterizada por um período quente durante o ano inteiro com precipitações médias anuais irregulares. Os totais pluviométricos nesta região decrescem em direção ao interior, atingem o mínimo no sertão semi-árido e voltam a crescer em direção à Amazônia.

Os ventos na região são caracterizados pela presença de um forte ciclo sazonal controlados pelo movimento da zona de convergência intertropical (ZCIT), que se desloca do norte para o sul conforme mudanças de estação (FUNCEME, 1996).

A ZCIT corresponde a uma larga faixa de confluência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, caracterizada por intensa nebulosidade e baixa pressão atmosférica. Em geral a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte, no atlântico, para posições mais ao sul durante o verão austral. Os ventos alísios de sudeste são mais intensos quando a ZCIT encontra-se ao norte (agosto a outubro), diminuindo progressivamente sua migração ao equador, para alcançar valores mínimos anuais durante os meses de março e abril quando os ventos de sudeste são mais fracos (Rapelli, 1998).

A movimentação para norte da ZCIT e a intensificação dos ventos de sudeste que se inicia em março, apresentam-se forte no oceano, com as variações no padrão de circulações oceânicas, variações do nível do mar e aumento da velocidade das correntes costeiras (Alves & Rapelli, 1997). Além deste ciclo sazonal, o clima da região apresenta uma série de modificações interanuais geralmente associadas ao fenômeno El Niño (FUNCEME, 1999).

4.2.2 - Efeito El Niño/La Niña e Formas de Dunas Resultantes

A atmosfera terrestre, um fluido gasoso que pode sofrer tanto efeitos de compressão como de expansão, é regida por uma circulação geral, que implica basicamente em ar ascendente nas regiões mais quentes e ar descendente nas regiões menos aquecidas. Esta circulação, sem levar em conta os efeitos de rotação da terra, é o princípio fundamental para definir as condições climáticas predominantes, particularmente no que diz respeito à precipitação, para as várias regiões do globo (Alves & Rapelli, 1992).

Um fenômeno que interfere nas características climáticas desta circulação de grande escala da atmosfera terrestre é o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS)

Conceitualmente, o fenômeno El Niño é o aquecimento das águas superficiais do setor centro-oeste do Oceano Pacífico predominantemente na região equatorial. As principais anomalias climáticas observadas no Brasil na presença do El Niño são:

- Áreas com chuvas superiores a média na região sul e sudeste do Brasil (especialmente durante o período de verão e outono, de dezembro a março), por exemplo, os anos de 1996 e 1997, estas características se devem a uma permanência maior das frentes frias, que migram do extremo sul do continente para latitudes tropicais.

- Secas ou estiagens durante o quadrimestre de fevereiro a maio no setor norte do nordeste (Estado do Ceará, centro-oeste dos Estados do Piauí, Rio

Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, norte da Bahia e extremo nordeste de Alagoas e Sergipe).

O setor norte do Nordeste do Brasil, particularmente o semi-árido, constitui-se numa região extremamente anômala quanto à distribuição de chuvas, em relação a outras regiões localizadas nas mesmas latitudes (como é o caso da Amazônia). Para essa região, alguns trabalhos têm mostrado que o El Niño provoca uma redução das chuvas (Alves & Rapelli, 1992)

A sub-região mais afetada aparentemente pelo fenômeno El Niño, conforme Alves e Rapelli *Op cit.*, é a sub-região 1, na qual faz parte o sistema sedimentar eólico de Paracuru (Figura 4).

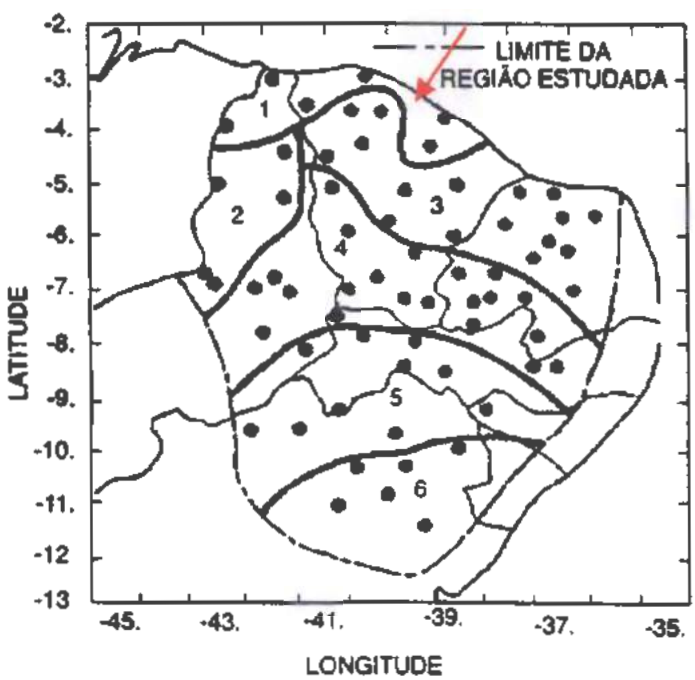


Figura 4 - Região estudada por Alves e Rapelli (1992). Os pontos representam as estações utilizadas. As linhas cheias indicam os limites entre as sub-regiões.

O fenômeno inverso é chamado de La Niña, que se caracteriza pelo esfriamento das águas na faixa equatorial do Oceano Pacífico. Ressalta-se que a magnitude das anomalias negativas de temperatura na superfície do mar durante este fenômeno é maior do que as anomalias positivas observadas nos episódios El Niño (FUNCEME, 1999).

Nos anos de La Niña, persiste um forte movimento ascendente (formação de nuvens e presença de chuva) no setor centro-oeste da bacia do Pacífico, principalmente na região da Indonésia, setor norte e nordeste da Austrália, e um fortalecimento do movimento de descida na parte centro-oeste da bacia, particularmente na costa oeste da América do Sul. Este trecho impede a formação de nuvens e conseqüentemente pouca chuva na região Nordeste (Alves & Rapelli, 1997).

No nordeste brasileiro, em anos de La Niña, as áreas mais localizadas ao sul desta região, tendem a receber um índice mais significativo de chuvas, entre os meses de novembro a janeiro (pré-estação chuvosa). Em alguns destes anos, período de maior pluviometria no setor norte do nordeste apresentam chuvas superiores a média. A tabela 2 demonstra a relação dos anos correspondentes aos episódios El Niño e La Niña no Estado do Ceará, entre 1912 e 1989 (Silva *et al.*, 1998).

Anos de El Niño	13, 18, 25, 30, 40, 51, 53, 57, 58, 63, 65, 70, 72, 86, 87
Anos de La Niña	16, 24, 28, 33, 42, 44, 49, 54, 55, 56, 64, 67, 69, 75, 88

Tabela 2 - Relação dos anos de ocorrência dos episódios El Niño e La Niña. Fonte: Silva *et al.* (1998).

Como os regimes meteorológicos em geral determinam as características geomorfológicas das formas móveis costeiras (dunas), é possível que em anos do episódio El Niño, caracterizados por secas na sub-região 1 do Nordeste,

tenha-se um aumento da quantidade de dunas barcanas no sistema eólico de Paracuru. Segundo Pye (1984) estas formas são típicas de clima árido e semi-árido, e geralmente se desenvolvem com mais freqüência em pavimentos desérticos.

Em anos de La Niña, constituído por período chuvoso ou muito chuvoso no Estado do Ceará, verifica-se o desenvolvimento com mais freqüência de formas tipo parabólicas, já que estas tem origem a partir da presença da vegetação.

Comparando fotografias aéreas de diferentes datas de vôo com a ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña no Estado do Ceará, observou-se que na foto aérea, escala 1:25.000 de 1958, as lagoas freáticas do campo de dunas de Paracuru se encontravam em processo de soterramento devido ao intenso transporte eólico. Observou-se também um número significativo de dunas barcanas isoladas principalmente associadas à planície de deflação (Figura 5).

Na foto aérea de 1969, escala 1: 30.000, a situação é contrária ao episódio de 1958. Verificou-se um número expressivo de lagoas freáticas, típicas de período muito chuvoso. Registrou-se também a ocorrência de dunas parabólicas que se desenvolvem sobre a presença de vegetação e nível do lençol freático elevado (Figura 6).

Analisando os anos de ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña (tabela 2), interpretou-se que o ano de 1958 é caracterizado por El Niño, cuja fotografia aérea aponta o desenvolvimento de formas barcanas. Ao passo que o ano de 1969 é constituído por La Niña, verificando-se a ocorrência de formas parabólicas.

Porém, como não se tem dados de monitoramento sistemático, torna-se difícil correlacionar estas variações morfológicas ao efeito exclusivo de El Niño e La Niña. Entretanto a simples análise aerofotogramétrica de um maior número de vôos, acompanhada de uma metodologia adequada, poderá oferecer respostas mais conclusivas sobre estas relações.

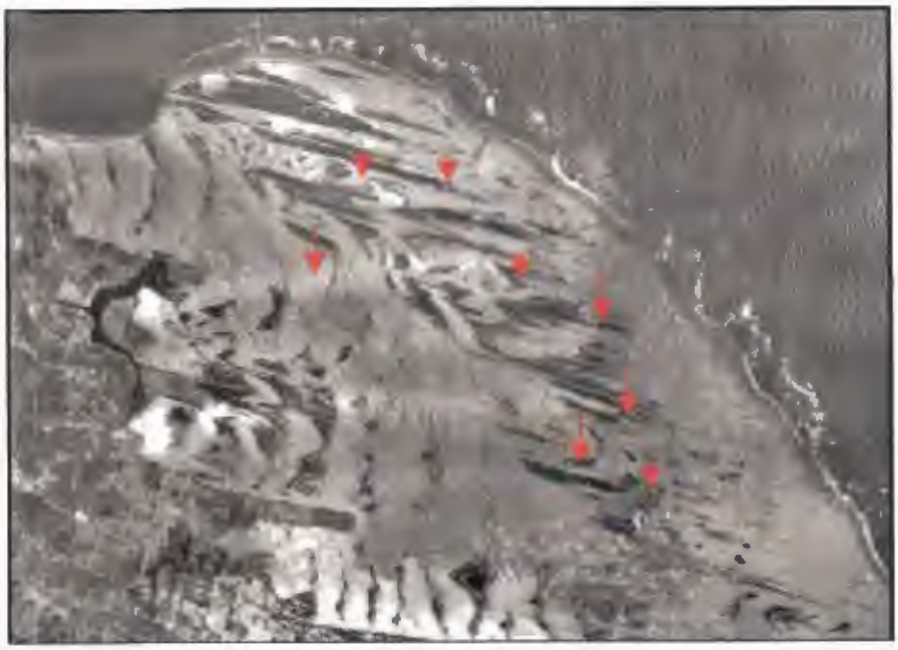


Figura 5 - Fotografia aérea de 1958 mostrando um conjunto de dunas barcanas associadas ao fenômeno El Niño. Fonte DNOCS (1958)

Figura 6 - Aerofoto 1969, mostrando a ocorrência de dunas parabólicas associadas ao fenômeno La Niña. Fonte: DNPM (1969).

4.2.3 - Clima Local

4.2.3.1 - Precipitação Pluviométrica

Do ponto de vista climático, a região costeira de Paracuru (Costa Oeste do Ceará) é considerada semi-árida por apresentar substanciais variações temporais e espaciais de precipitação pluviométrica e elevada temperatura ao longo do ano (Azevedo *et al.*, 1998).

Climatologicamente, esta região apresenta uma pré-estação, de novembro a janeiro, uma estação chuvosa propriamente dita, a qual manifesta-se durante os meses de fevereiro a maio e a estação seca entre junho a início de novembro (Alves, 1993).

O regime de precipitação durante os períodos de pré-estação e estação chuvosa é registrado pela atuação e/ou influência de diversos sistemas meteorológicos que variam desde pequeno até escalas sinóptica, tais como: as linhas de instabilidade que se formam na faixa litorânea; as incursões pronunciadas de sistemas frontais advindos das altas latitudes austrais; os vórtices ciclonais que se formam nos altos níveis topográficos; e a manifestação da Zona de Convergência Intertropical (ZICT) principal sistema indutor de chuvas, durante a estação chuvosa (Souza, Alves e Rapelli, 1996).

A estação seca (estiagem) nesta região se manifesta entre os meses de junho a novembro, caracteriza-se por apresentar intensa mobilidade de sedimento decorrente da ação do vento.

Objetivando estudar o comportamento climatológico das precipitações pluviométricas ocorridas em Paracuru, utilizaram-se informações do posto pluviométrico local, série 22 anos, entre 1977 e 1999.

A média pluviométrica para o período analisado é de 1.200 mm anuais. Constatou-se substanciais variações, como por exemplo no ano de 1993, onde choveu apenas 353 mm, ao passo que no ano de 1995 as precipitações foram na ordem de 2.352 mm/ano.

Segundo Xavier (1998), a determinação das normas climáticas é classificada através da técnica dos quantis, que pode ser definida para o Estado do Ceará nos seguintes intervalos de chuva: Muito Seco (0 - 555 mm/ano); Seco (556 - 799 mm/ano); Normal (800 -1095 mm/ano); Chuvoso (1096 - 1721 mm/ano) e Muito Chuvosos (> 1722 mm/ano).

Analisando as médias pluviométricas do posto de Paracuru, observa-se a ocorrência de dois períodos muito secos (1983 e 1993), três períodos secos (1978, 1979 e 1990), seis períodos normais (1980, 1981, 1991, 1992, 1997 e 1998), seis períodos chuvosos (1982, 1984, 1987, 1988, 1996 e 1999), e cinco períodos muito chuvosos (1985, 1986, 1989, 1994 e 1995).

A variação dos dias de chuva registrados através do posto pluviométrico de Paracuru apresenta as seguintes médias anuais para o período de 22 anos:

- Período muito seco: 29 dias de chuva/ano;
- Período seco: 55,6 dias de chuva/ano;
- Período normal: 64,2 dias de chuva/ano;
- Período chuvoso: 67,2 dias de chuva/ano;
- Período muito chuvoso: 78,6 dias de chuva/ano.

A significativa variabilidade de dias de chuva ao longo dos 22 anos (1977 a 1999) tem interferência direta no transporte anual de sedimento. Dessa forma o período muito chuvoso é caracterizado por apresentar menor volume de sedimento transportado, uma vez que as areias após uma precipitação acima de 40 mm levam aproximadamente 5 dias para secar e entrar em trânsito novamente. Por ocasião do período muito seco, o volume de material carreado pelo vento é intenso, visto que são aproximadamente 336 dias de insolação e vento. Entre o período seco e chuvoso, observa-se uma pequena diferença entre os dias de chuva/ano. Nestas condições, considera-se que o volume de material transportado pelo vento é normal (Figura 7).

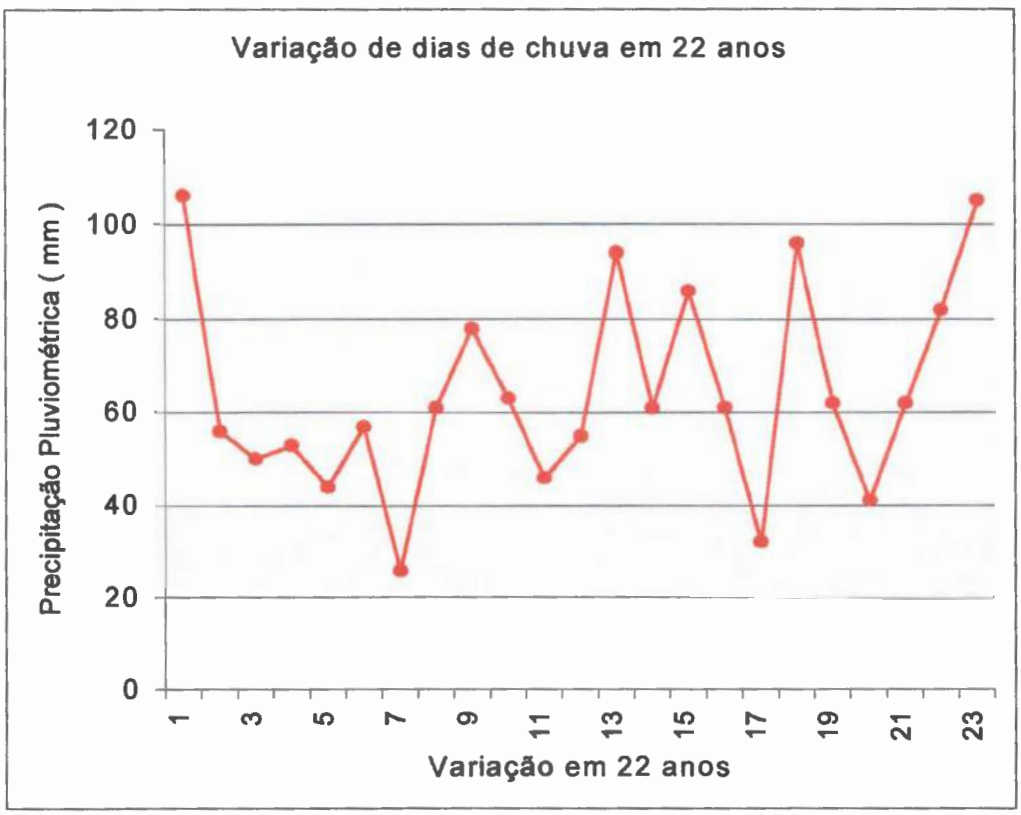


Figura 7 - Variações dos dias de chuva num intervalo de 22 anos para o posto pluviométrico de Paracuru - Ce.

Portanto, o efeito da precipitação pluviométrica no transporte de sedimento no campo de dunas de Paracuru é bastante significativo. Por ocasião de um período muito seco considera-se o transporte de sedimento intenso; entre o período seco e chuvoso, o transporte é normal; e por ocasião de um período considerado muito chuvoso, o volume de material transportado é menor. Desta forma os processos de transporte eólico não apresentam comportamento uniforme, variam não só em função da velocidade do vento mas também em relação ao regime pluviométrico.

4.2.3.2 - Regime de Ventos

Como foi visto anteriormente, a origem dos ventos na região é caracterizada pela presença de um forte ciclo sazonal, controlado pelo movimento da Zona de Convergência Intertropical (ZICT) que se desloca de norte para sul, conforme estações do ano.

Buscando aprofundar o conhecimento deste regime de vento, analisaram-se dados registrados em duas estações meteorológicas situadas nas cidades litorâneas de Paracuru e Taíba. Ambas as estações pertencem ao Departamento de Fontes Alternativas e Conservação e Energia da Companhia Energética do Ceará – COELCE. As estações operam segundo as normas meteorológicas internacionais. De acordo com estas normas, as leituras de velocidade dos ventos são realizadas a uma altura padronizada de 10 metros.

A partir dos registros disponíveis, optou-se por trabalhar com duas séries de dados:

- Dados diários com medições de hora em hora, referentes à estação da Praia da Taíba (leste da área), série 1997;
- Dados mensais referentes à estação localizada na planície de deflação do campo de dunas de Paracuru. Estas informações foram utilizadas apenas como estudo comparativo, devido às interrupções de leituras entre 1993 e 1995.

Foram analisados os dados de velocidade e direção de proveniência dos ventos superficiais.

A tabela 3 resume os dados da freqüência percentual (direção e velocidade) dos ventos superficiais registrados na estação da Praia da Taíba (leste da área) durante o período de um ano de observação. Os valores foram agrupados em classes distintas. Para uma melhor visualização dos dados de direção e velocidade de ventos mensais foram elaborados diagramas circulares de rosas de vento e gráficos contendo índices pluviométricos mensais (Figuras, 8 e 9).

Estação	Direção	Intervalo de velocidade (m/s)				%	V. média (m / s)	Total de Obs.
		1 a 5	>5 a 7	>7 a 9	> 9			
Praia da Taíba	N	-	1,3	-	-	1,3	7,0	8760
	NE	6,65	2,19	-	-	8,84	4,2	
	E	12,05	46,0	17,26	2,46	76,76	6,8	
	SE	3,36	4,09	4,36	1,36	13,10	6,7	

Tabela 3. Freqüência percentual dos ventos (direção e velocidade) registrada na estação meteorológica Praia da Taíba, entre 1° de janeiro a 31 de dezembro de 1997. Fonte: COELCE (1998).

A análise dos dados mostra claramente que os ventos mais freqüentes (76,76%) na região do sistema eólico de Paracuru, provêm do quadrante leste (E). Os ventos de sudeste (SE) ocupam a segunda posição com 13,10%; em seguida os ventos de nordeste (NE), atingem percentuais de 8,84%, e praticamente desprezíveis em termos de freqüência, os ventos de norte (N) apresentam percentuais de apenas 1,3%.

Embora os ventos de leste (E) sejam os mais freqüentes em todos os meses do ano, existem, no entanto, importantes variações sazonais. Estas variações ficaram bastante evidentes por ocasião do mês de outubro, quando os ventos de sudeste atingem os maiores picos de velocidade, entre 7,7 a 9,4 m/s. Possivelmente o desenvolvimento morfológico de um pequeno campo de dunas embrionárias (barcana – barcanóide) de orientação E-SE esteja relacionado a estas variações de direção.

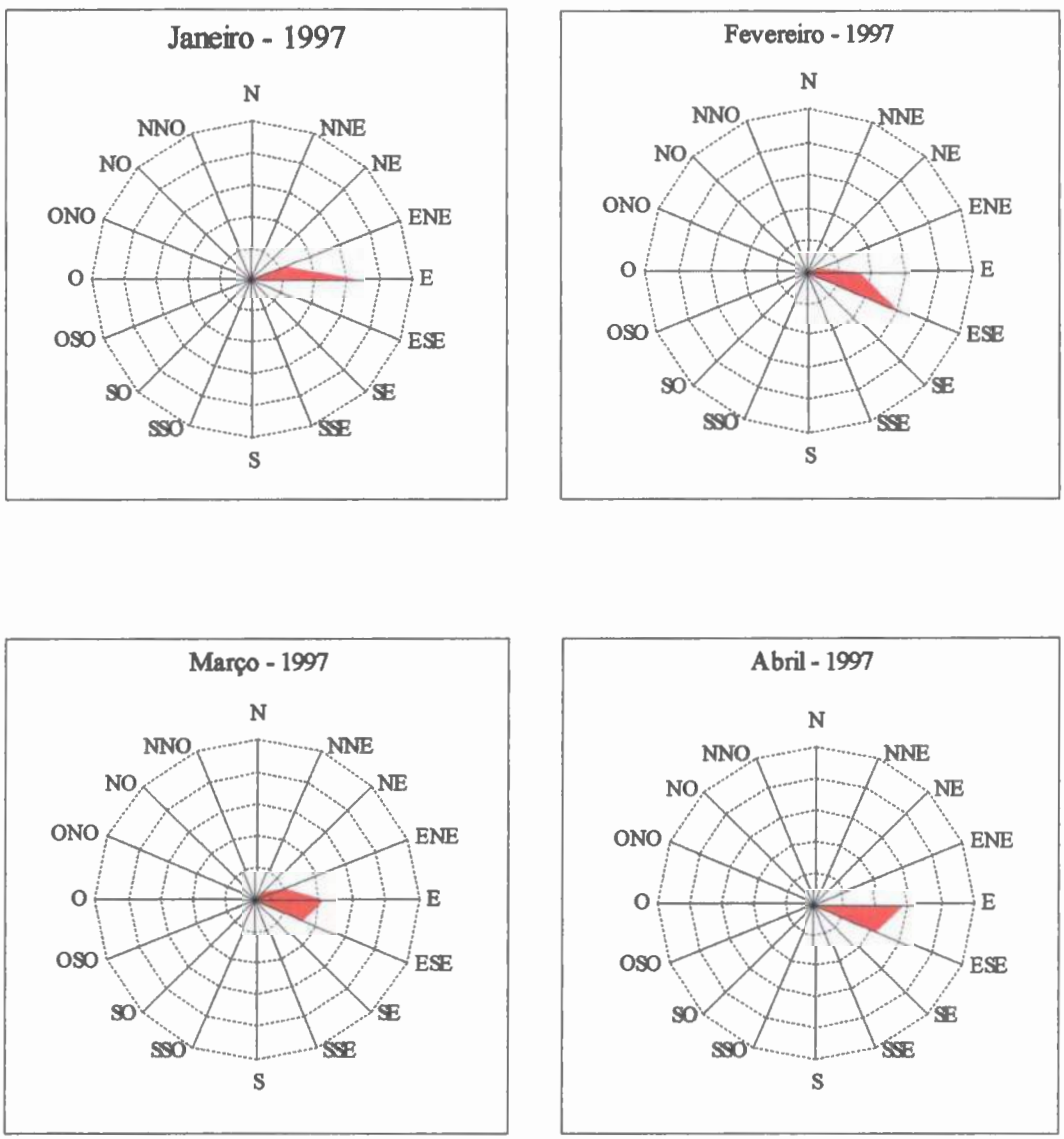
Quando se analisam as freqüências por faixa de velocidade, observa-se que a dominância dos ventos de leste (E) apresenta-se mais forte entre os meses de julho a outubro (estações secas). Os ventos com velocidades superiores a 5 m/s representam 77,94% do total de medições. Destes, os provenientes de

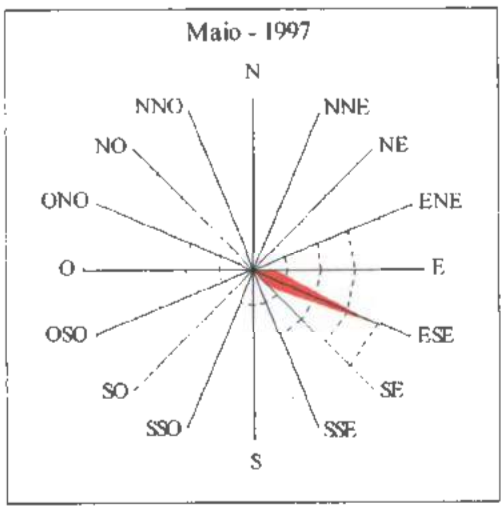
leste correspondem a 65,72% e os de sudeste 9,81%, restando apenas 2,19% para nordeste e 1,3% de direção norte.

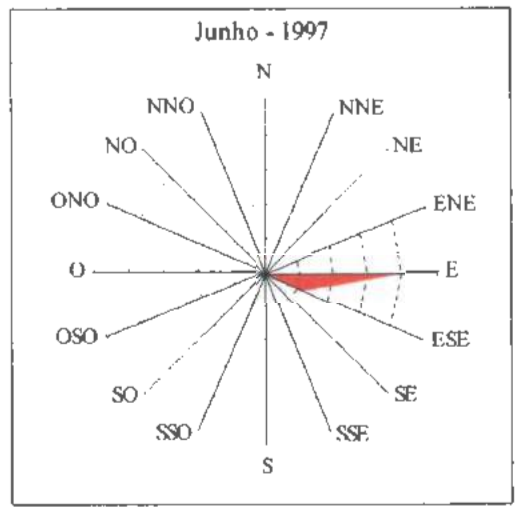
Apesar dos dados diários representarem apenas um ano de medição, pode-se observar que, em Paracuru, os ventos efetivos no transporte de areia são provenientes predominantemente do quadrante leste (E) e secundariamente do quadrante sudeste (SE). Conforme experimentos de campo realizados através de anemômetro, ao longo deste trabalho, observou-se que só é possível o desenvolvimento morfológico de uma duna durante a estação seca com ventos superiores a 5 m/s. Neste caso, apesar dos ventos de nordeste atingirem velocidade superiores a 6,0 m/s durante o mês de janeiro, os mesmos não têm competência na formação das dunas, devido sua ocorrência se concentrar na pré-estação chuvosa. Tais conclusões justificam a ausência de dunas atuais nesta direção.

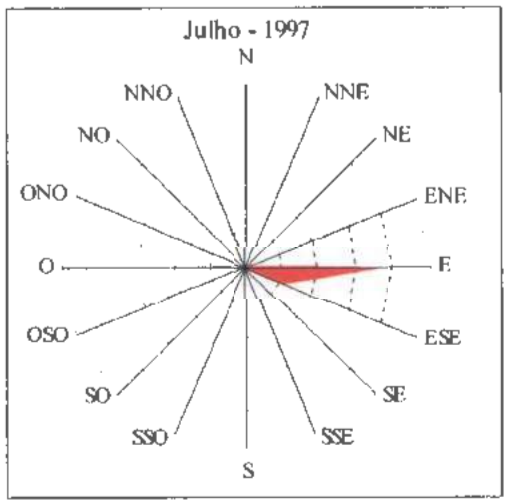
Comparando a sazonalidade dos ventos efetivos no transporte de areia com as precipitações pluviométricas registradas no ano de 1997 em Paracuru, observa-se que durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) as velocidades dos ventos em geral são menores, comparadas à estação seca (junho a janeiro). Assim, pode-se considerar que as maiores taxas de transporte de sedimento ocorrem durante a estação seca, quando os ventos com velocidades superiores a 5 m/s encontram uma maior disponibilidade de areia seca para transportá-lo.

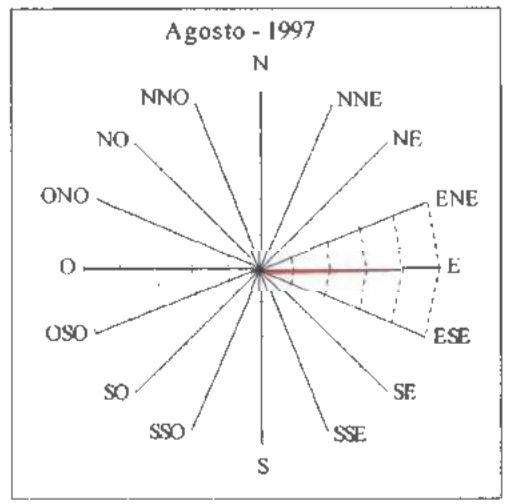
Figura 8 - Diagramas circulares referentes aos dados de ventos obtidos na estação Taíba - Ceará, entre os meses de janeiro a dezembro de 1997.

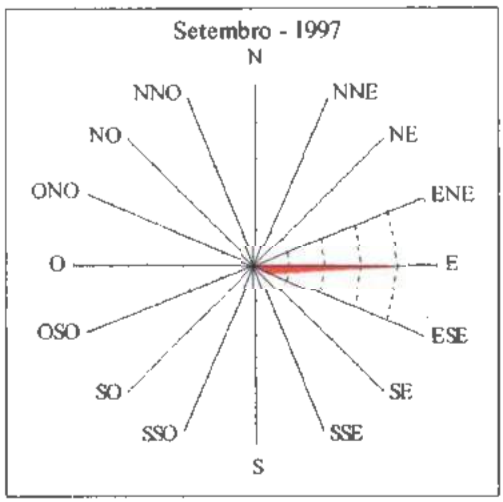


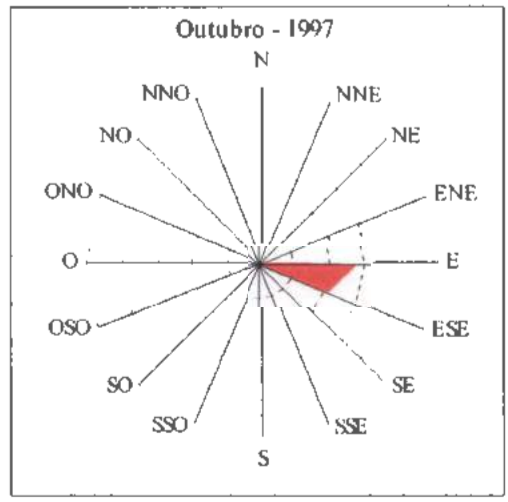

Maio - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S

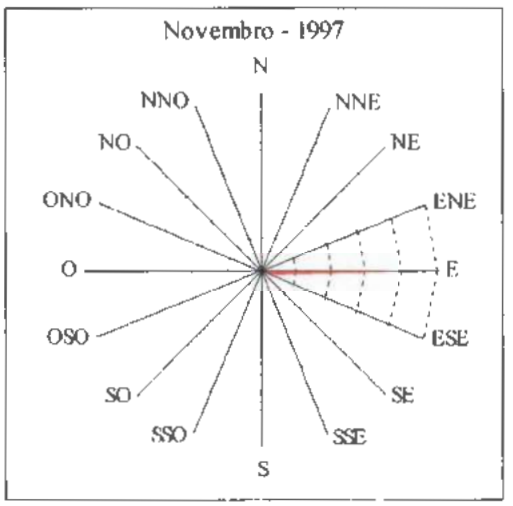

Junho - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S


Julho - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S


Agosto - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S


Setembro - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S


Outubro - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S


Novembro - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S

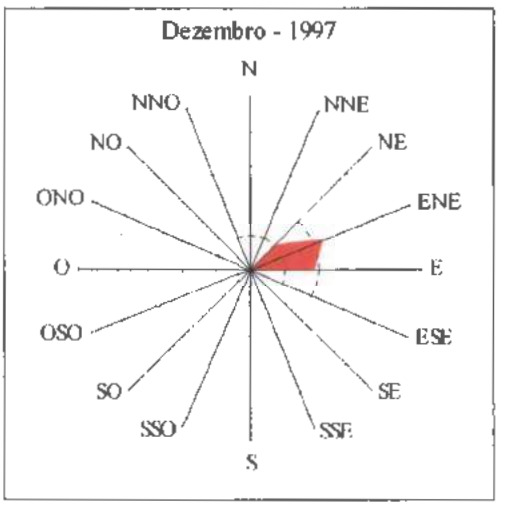
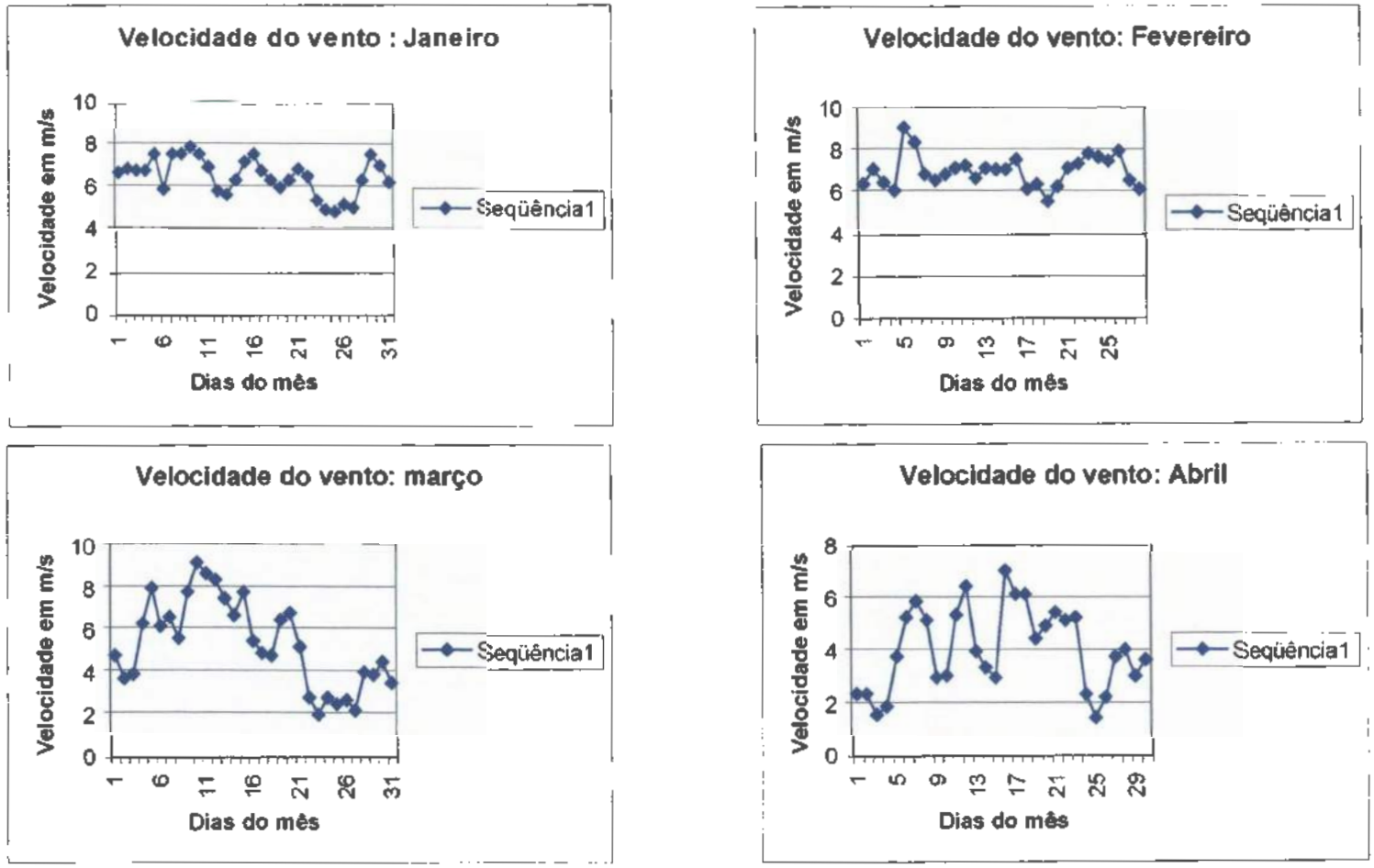
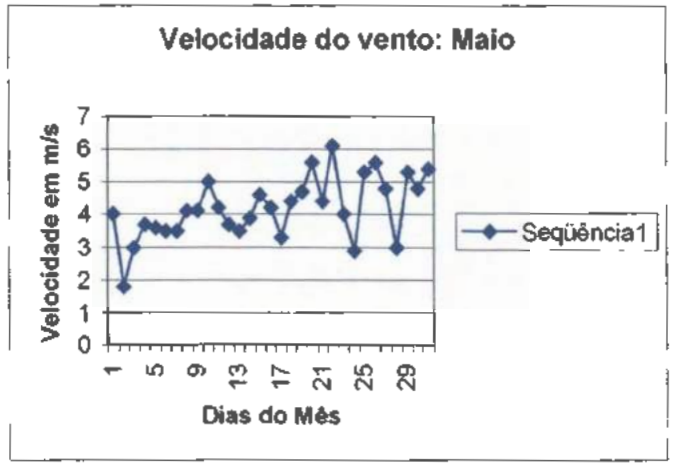
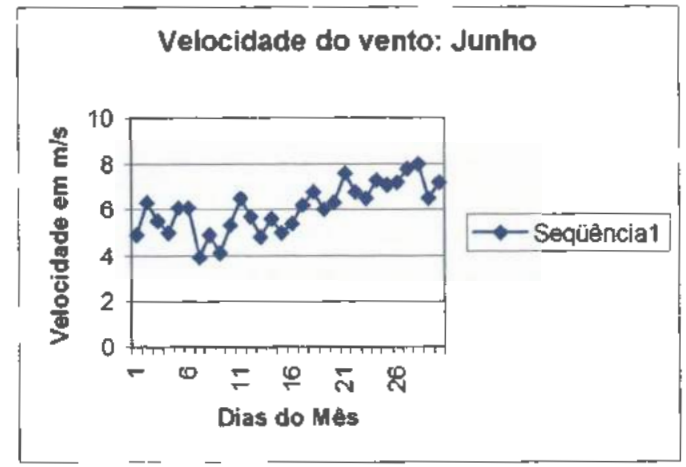
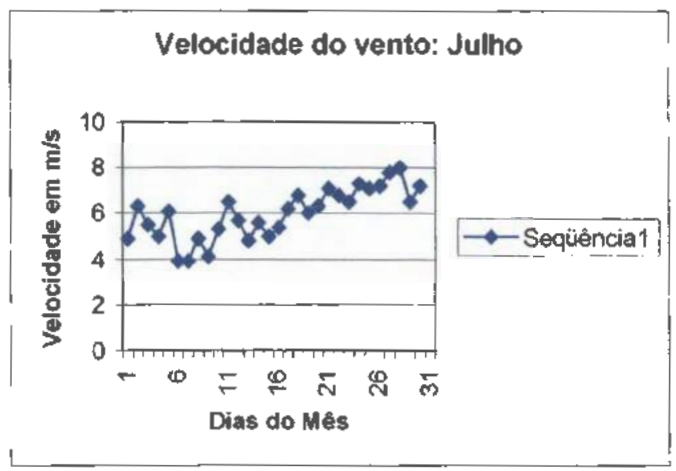

Dezembro - 1997
N
NNO
NNE
NO
NE
ONO
ENE
O
E
OSO
ESE
SO
SE
SSO
SSE
S

Figura 9 - Representação da velocidade média mensal dos ventos em Taíba – Ceará, entre os meses de janeiro a dezembro de 1997.

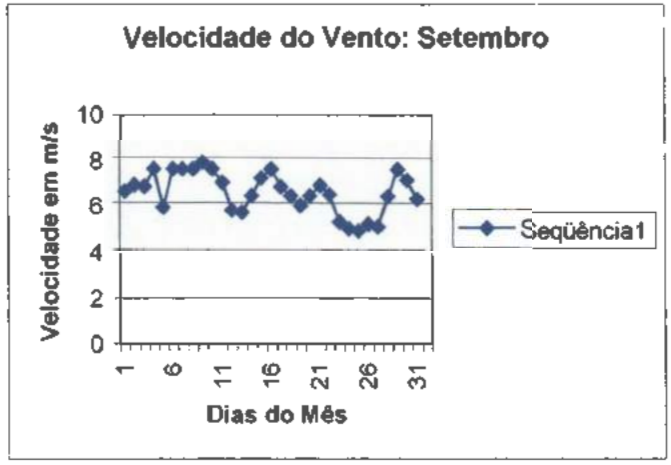


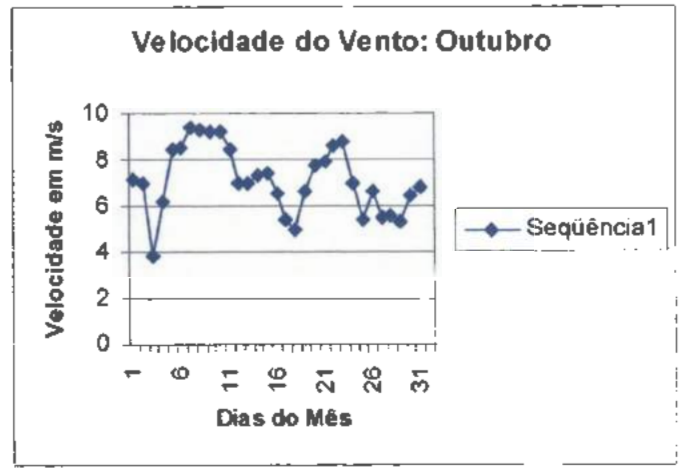

Velocidade do vento: Maio
Velocidade em m/s
0
1
2
3
4
5
6
7
1
5
9
13
17
21
25
29
Dias do Mês
Seqüência1


Velocidade do vento: Junho
Velocidade em m/s
0
2
4
6
8
10
1
6
11
16
21
26
Dias do Mês
Seqüência1

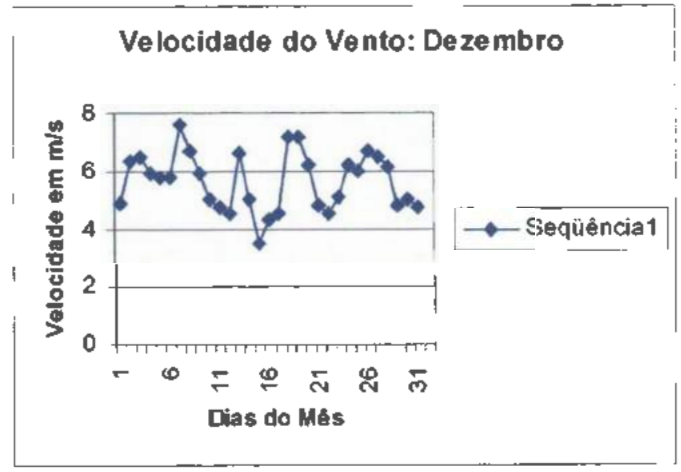

Velocidade do vento: Julho
Velocidade em m/s
0
2
4
6
8
10
1
6
11
16
21
26
31
Dias do Mês
Seqüência1

Velocidade do Vento: Agosto
Velocidade em m/s
0
2
4
6
8
10
12
1
6
11
16
21
26
31
Dias do Mês
Seqüência1


Velocidade do Vento: Setembro
Velocidade em m/s
10
8
6
4
2
0
1
6
11
16
21
26
31
Dias do Mês
Seqüência1


Velocidade do Vento: Outubro
Velocidade em m/s
10
8
6
4
2
0
1
6
11
16
21
26
31
Dias do Mês
Seqüência1

Velocidade do Vento: Novembro
Velocidade em m/s
12
10
8
6
4
2
0
1
6
11
16
21
26
Dias do Mês
Seqüência1


Velocidade do Vento: Dezembro
Velocidade em m/s
8
6
4
2
0
1
6
11
16
21
26
31
Dias do Mês
Seqüência1

4.3 - Condicionantes Oceanográficos

4.3.1 - Clima de Ondas

Ao se propagar em direção à costa as ondas encontram profundidades cada vez menores, aumentando assim as tensões oscilatórias tangenciais ao fundo por elas geradas (Rosman & Valentini, 1991). Dependendo da intensidade destas tensões os sedimentos do fundo são movimentados, resultando numa nova configuração do mesmo conforme o clima das ondas. A movimentação dos sedimentos pelas ondas ocorre de modo mais visível nas praias, pois estas são feições naturais de dissipação de energia. Esta dissipação se dá não apenas no mecanismo de arrebentação das ondas em si, mas também no transporte de sedimentos, que pode envolver, como é o caso do litoral do Ceará, grandes volumes de material, processo este, comum entre a linha de arrebentação e a face da praia.

A caracterização do clima de ondas para a região de Paracuru foi obtida através de registros e informes de um ano de medição (março/97 a março/98) realizados durante a instalação do Porto de Pecém, a 20 km a leste desta região.

Os registros foram obtidos por um ondográfo do tipo waverider direcional, instalado a cerca de 4 km ao largo da Praia de Pecém, numa lâmina d'água de aproximadamente 17 m, no ponto de coordenadas geográficas: latitude 03° 29' 31" S e longitude 38° 59' 03" W. O sistema receptivo encontráva-se localizado na base do Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias - INPH.

Conforme estudos realizados pelo INPH (1998), a eficiência da campanha durante o período analisado foi de 84%, considerado bom. O motivo pelo qual a campanha não alcançou um ótimo rendimento foi decorrente da utilização simultânea de computadores para interpretação de dados do correntógrafo, manutenção de equipamento e substituição de computadores.

Para uma análise anual das ondas em relação a sua altura máxima (Hmax), observou-se que o intervalo de ondas está entre os limites de 2,0 ≤ Hmax ≤ 2,1 m, com uma freqüência em torno de 9,4%, concentrando-se no mês de julho (Figura 10).

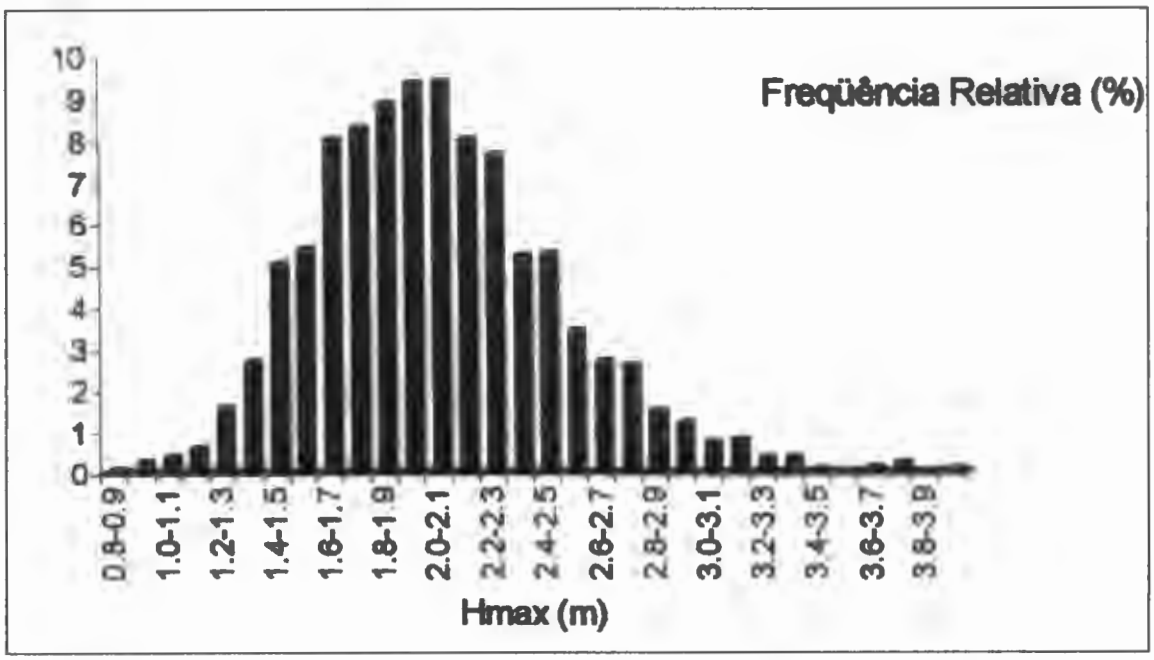


Figura 10 - Histograma de altura máxima das ondas durante o período de março/97 a março/98. Fonte INPH (1998).

A classe de ondas máximas entre 3,00 a 4,00 m ocorreu com uma freqüência de 2% no ano em questão, nos meses de julho e agosto.

A altura significativa no período mostra uma distribuição homogênea, que pode ser caracterizada como uma função normal (Figura 11).

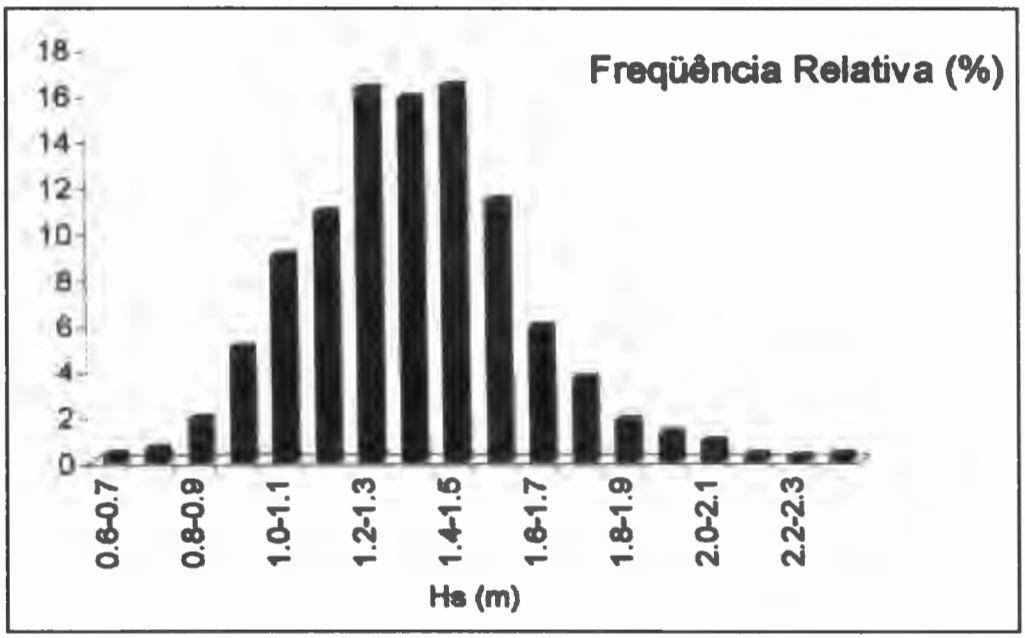


Figura 11- Histograma de altura significativa para o período de março/97 a março/98. Fonte INPH (1998).

Para a análise estatística anual, a maior freqüência de valor na ordem de 85%, ocorreu no intervalo de $1,0 \leq Hs \leq 1,7$. Os meses em que se verificou ondas com alturas significativas (Hs) foram de julho a novembro. Em 51 dias do período considerado ocorreram ondas significativas superiores a 1,6m e inferiores a 2,4m.

Em relação aos períodos de pico, os quais são utilizados para classificação dos tipos de ondas, distingüe-se ondas acima de 10s como marulho (swell) e entre 4 e 9s como vagas (sea) sendo as ultimas geradas por ventos locais (Figura12).

No intervalo em questão observou-se que 27,5% dos períodos de pico estão compreendidos entre 10 a 16s, indicando ondas do tipo marulho (swell). Ocorre também um período de 0,4% entre 17 a 19s. Porém a maioria dos períodos (72%) ocorreu entre 4 e 9s, relacionados com ondas tipo vagas (sea).

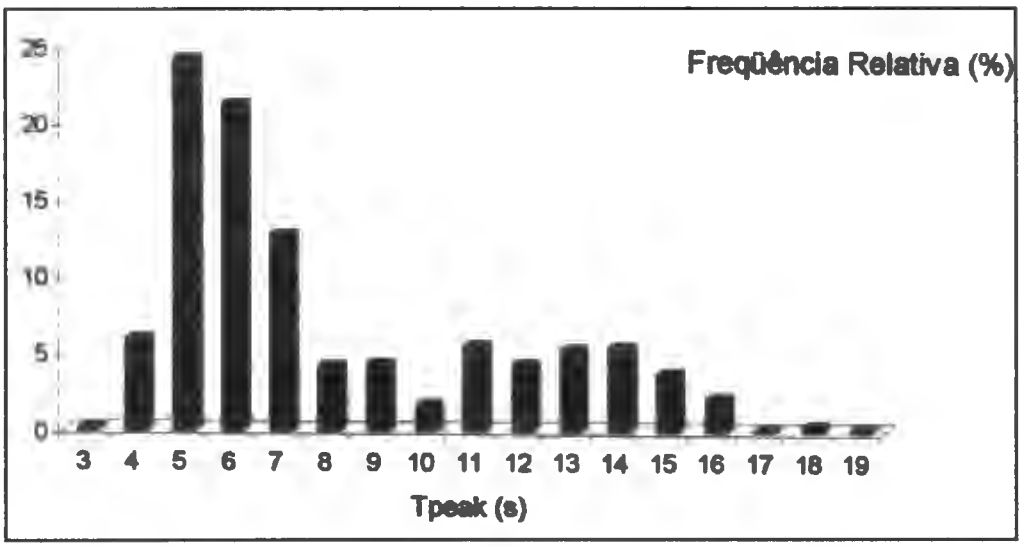


Figura 12 - Histograma do Período de Pico (tp), entre março/97 a março/98. Fonte: INPH (1998).

Conforme estudos realizados pelo INPH (1998), foi possível dividir em dois grupos de tendências a direção das ondas no litoral em questão:

- O primeiro grupo de: 0° a 45°, com 39,4% de freqüência;
- O segundo grupo de: 46° a 120°, com 60,6% de freqüência.

A direção mais comum foi de 90°, segue-se de 60° e 105°, ocorreu ondas com direção de até 120° nos meses de maio, julho, setembro, fevereiro e março (Figura 13).

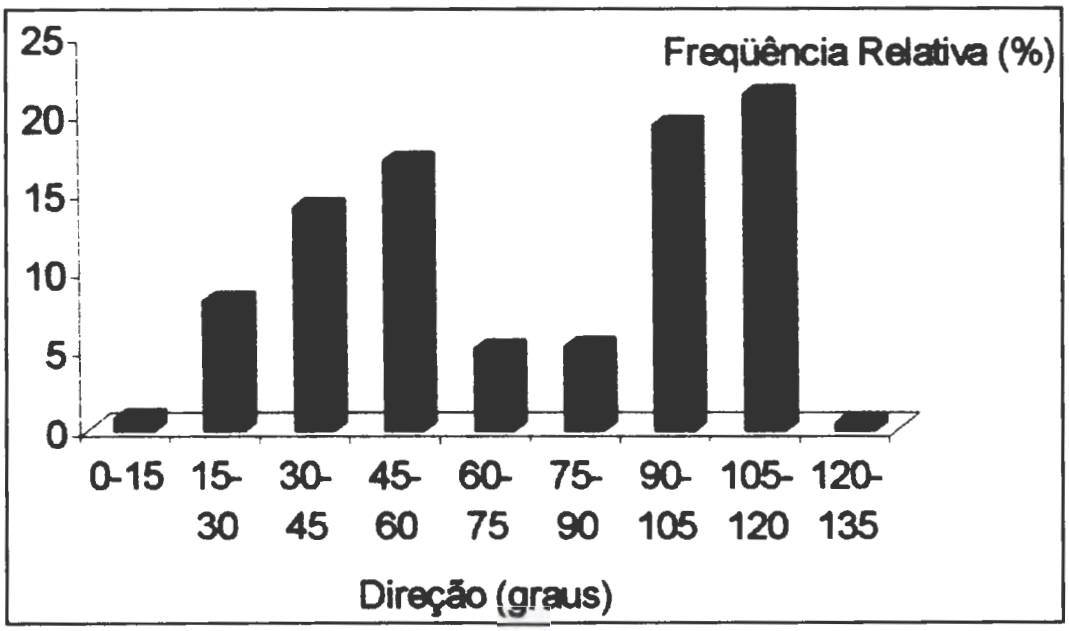


Figura 13 - Histograma de direção das ondas de março/97 a março/98. Fonte: INPH (1998).

Conforme dados analisados, nota-se claramente que mais de 50% das ondas são provenientes do quadrante leste em qualquer época do ano. Tal constatação implicará em transporte litorâneo de leste para oeste, rumo ao promontório de Paracuru. Verifica-se também que a maioria dos períodos de pico (72%) ocorrem entre 4 e 9s. Estas informações permitem concluir que a maior parte das ondas nesta região são governadas pelo clima local. Entretanto observou-se que 27,5% dos períodos de pico estão compreendidos entre 10 a 16s, caracterizado como ocorrência de ondas longas provenientes das regiões de tempestade do atlântico norte, constatados anteriormente por Melo (1991) e Castro (1994).

Em relação à classe de ondas máximas entre 3,0 a 4,0m, constatou-se que nos meses de julho e agosto, estas ocorrem com mais freqüência. Portanto, as distribuições anuais de período e alturas não apresentam sazonalidade marcante, apenas variações entre julho e agosto, indicando que não ocorrem grandes modificações do clima de ondas ao longo do ano.

4.3.2 - Transporte litorâneo de sedimento

4.3.2.1 - Considerações Gerais

Na zona costeira o movimento das águas decorrente da ação combinada de ondas e correntes cria uma força de atrito no fundo, onde uma fina camada limite se desenvolve, na qual as velocidades de escoamento aumentam de zero, no leito, até um valor máximo no topo. A espessura dessa camada não é constante, mas cresce a partir de zero após cada reversão do escoamento, durante um período de onda. Se a tensão cisalhante no leito excede a um valor crítico, inicia-se o movimento de sedimento. A velocidade com que os grãos se movem é determinada pelo balanço entre a força de arrasto, devido a velocidade de escoamento e a força de fricção originada do leito (Fredsoe e Deigaard, 1992).

Dentro da camada limite é gerada uma turbulência, que propicia ao sedimento se manter em suspensão. Se ocorrer a arrebentação da onda, grandes turbulências são geradas na superfície, e que se propagam para parte de baixo da coluna d'água através da difusão.

Na análise do transporte de sedimento é usualmente feita uma distinção entre transporte por arrasto e transporte em suspensão. O transporte por arrasto é definido como a parte do transporte total de sedimento que fica mais ou menos em contato contínuo com o leito, enquanto que o transporte em suspensão é a parte que se move devido às interações fluido - partícula (INPH, 1998).

Na zona litorânea o transporte de sedimento é quase sempre dominado pelo transporte em suspensão, devido aos altos níveis de turbulência causados pela arrebentação das ondas. Se estas aproximam-se da costa com um certo ângulo, as forças associadas com a arrebentação irão criar uma corrente litorânea paralela à linha de costa. Devido aos altos níveis de turbulência na zona de arrebentação, grandes quantidades de sedimento são mantidos em suspensão e transportados ao longo da costa pela corrente litorânea

(longshore current). A deriva litorânea é, usualmente, o mais importante parâmetro no balanço sedimentar. A sua magnitude é muito sensível ao ângulo entre as cristas das ondas e a linha da costa. Uma pequena variação no ângulo da onda dá origem a variações consideráveis no transporte litorâneo de sedimento. Em geral o transporte litorâneo máximo ocorre para um ângulo de 50 graus entre a linha de costa e a crista das ondas (Fredsoe e Deigaard, 1992).

O transporte de sedimento na direção perpendicular à costa em geral é um fenômeno periódico. Sob condições severas (tempestades) as correntes de retorno (rip current) irão causar um transporte dirigido para o largo, o qual resulta na migração de sedimento no sentido do mar, e o conseguinte achatamento do perfil de praia. Sob condições amenas (perfil de verão) os sedimentos são gradualmente transportados de volta para a costa devido ao movimento assimétrico das ondas. Uma descrição detalhada dos mecanismos de transporte de sedimento induzido por ondas pode ser encontrada em (Fredsoe e Deigaard, 1992).

4.3.3 - Transporte de Sedimento na Região de Pecém - Paracuru

O transporte litorâneo ao longo das praias da região de Pecém - Paracuru é dominado pela ação combinada de ondas e correntes geradas por ondas (INPH,1998). Devido ao ataque oblíquo das ondas, fortes correntes litorâneas podem ser geradas pelas forças associadas com a arrebentação destas. A combinação de grandes ângulos de incidência das ondas e a batimetria irregular em torno desta região causam complexos campos de transporte litorâneo de sedimento (INPH, 1998). A presença de ondas de tempestade (marulho), com ângulos de incidência bem diferentes das ondas geradas por ventos locais (vagas) complica ainda mais a análise desse processo.

O aspecto principal do campo de transporte de sedimento ao longo das localidades de Pecém e Paracuru é o suprimento de areia à barlamar dos promontórios. Devido à orientação da linha de costa em ambas as localidades

serem similares (SE-NW), as praias são altamente expostas às ondas tipo vagas vindas de direções mais orientais. Uma vez que a corrente longitudinal atinge os promontórios, as velocidades de escoamento e a capacidade do transporte litorâneo decrescem consideravelmente, devido à redução da ação das ondas.

Face ao grande ângulo de ataque das ondas e a presença do promontório, parte do material transportado pela corrente longitudinal se desprende da linha de costa, depositando-se ao largo. O transporte de sedimento em torno do promontório através deste mecanismo é de fundamental importância não só para estabilidade da linha de costa em frente à cidade de Paracuru como também para entender a evolução das dunas naquela região.

Uma grande parcela dos sedimentos transportados pela corrente longitudinal fica retida a barlamar (leste do promontório de Paracuru). Esses sedimentos são submetidos a ventos com velocidades acima de 5 m/s mais ou menos 8 meses por ano, originando desta forma os campos de dunas atuais.

Como o material transportado em direção à oeste é desprendido do promontório, uma parcela dos sedimentos é depositada ao largo em forma de pequenos bancos submersos. Possivelmente a inexistência de campos de dunas na área correspondente a cidade de Paracuru e arredores a oeste, esteja relacionada a este processo deposicional.

Os cálculos das taxas anuais de transporte de sedimento para a região de Pecém (proximidades de Paracuru) foram realizados com o sistema de modelagem de transporte litorâneo "LITPACK" desenvolvido pelo Danish Hydraulic Institute (DHI) e empregado pelo (INPH, 1998). Os climas de ondas calculados podem ser vistos através da representação esquemática contida na (Figura 14).

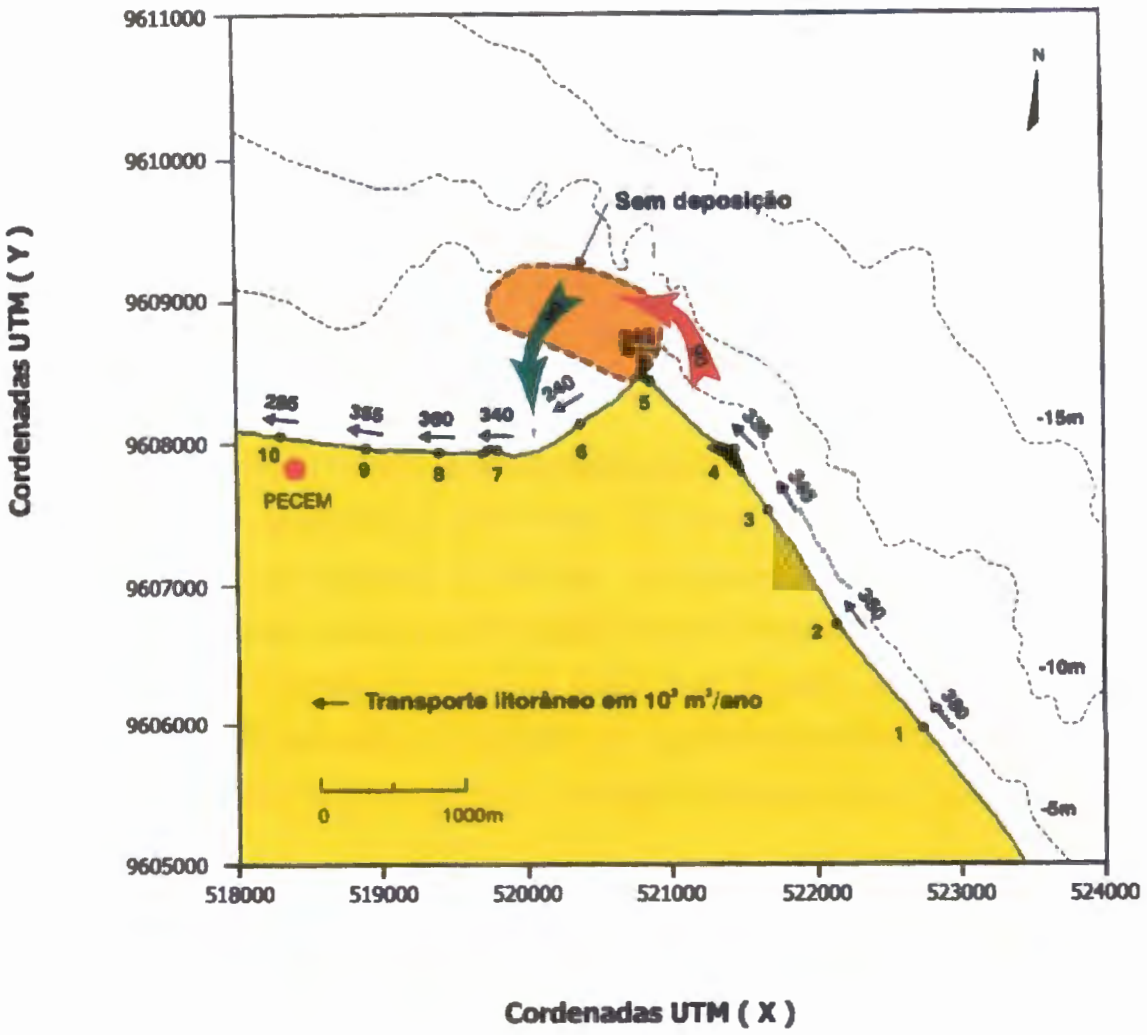


Figura 14 - Representação esquemática do transporte de sedimento em Pecém na situação atual. Fonte: INPH (1998).

O LITPACK é um modelo linear, que significa que o transporte litorâneo de sedimento é calculado ao longo de perfis de praia isolados (aproximação 1 D). Este modelo assume que localmente as condições morfológicas e hidrodinâmicas variam lentamente ao longo da costa. O LITPACK pode produzir todos os detalhes importantes do transporte litorâneo de sedimento, com uma alta resolução. Contudo, nem sempre a hipótese de condições uniformes ao longo da linha de costa é preenchida no caso do litoral em

estudo. Assim sendo, os resultados dos padrões 2 D de ondas, corrente e transporte de sedimento devem ser mantidos em mente, enquanto se calcula o volume de sedimento (INPH, 1998).

Assumindo que a condições de transporte litorâneo do sedimento em Paracuru são similares a Pecém, devido a proximidade, ocorrência de promontórios e mesma orientação da linha de costa, ou seja, a direção a leste do Promontório de Paracuru corresponde a direção a leste da Ponta de Pecém. Adota-se para efeito deste trabalho os cálculos de estimativa de transporte litorâneo realizados pelo INPH (1998), na região de Pecém - Ce.

De acordo com o INPH (1998), a deriva litorânea de sedimentos é da ordem de 350.000 m^3/ano transportados para oeste ao longo das praias de Pecém. Como foi visto anteriormente, e também constatado por Castro (1998), o material transportado pela corrente longitudinal ao encontrar um promontório ou espigão se desprende da linha de costa. Por ocasião da construção do Porto de Pecém foi calculado um volume de aproximadamente 90.000 m^3/ano de sedimento transportado para o largo devido a este processo (Figura 14).

4.3.4 - Marés

As variações de maré foram classificadas por Davies (1980) como sendo micro (< 2m), meso (2 – 4m) e macro (> 4m); conseqüentemente as praias arenosas podem ser classificadas da mesma maneira. Na costa do Ceará são classificadas como meso - marés.

Nesta região as marés são semidiurnas, com níveis de preamar atingindo, em média , 2,82 m durante sizigias e 2,20 durante quadraturas. O nível médio do mar no Porto de Mucuripe é de 1,55m. Estes valores são relativos ao zero hidrográfico da DHN, que corresponde ao nível dado pela média dos níveis de baixa-mar de sizigia (C.D.C, 1994).

Durante um período de duas semanas, em março de 1997, foram realizadas medições de marés ao largo do promontório de Pecém pelo Instituto de

Pesquisas Hidroviárias - INPH, utilizando um correntógrafo eletromagnético S4, da Inter Ocean, capaz de medir ondas, correntes, salinidade, temperatura e maré simultaneamente. As medições demonstraram que as correntes de marés são muito fracas, da ordem de 0,1 m/s, não tendo, portanto, uma importância significativa para o transporte litorâneo de sedimentos na região. O efeito principal das marés é a mudança dos padrões de transporte de sedimento na direção perpendicular à praia, os quais são ditados pelas variações do nível d'água. Durante a baixamar a arrebentação das ondas ocorre a uma distância de várias centenas de metros da linha de costa, enquanto que durante a preamar a praia e parte da berma ficam parcialmente inundadas.

O transporte de sedimento para os campos de dunas geralmente é realizado por ocasião da baixa-mar. Nesta situação as praias apresentam um perfil mais largo (> 300m) o que aumenta a pista de vento "fetch" submetida à deflação, e o conseguinte carreamento de material para o desenvolvimento destes depósitos eólicos.

5. PROCESSOS SEDIMENTARES

5.1 - Processos Físicos de Sedimentação Eólica

Introdução

A erosão, o transporte e a subseqüente deposição de areia pelo vento são os mais significativos processos geomórficos em algumas regiões áridas e semi-áridas da terra (Watson, 1988). A gênese e evolução dos depósitos eólicos costeiros dependem, em essência, dos processos básicos pelos quais o vento, soprando sobre a praia, principalmente em maré baixa, consegue remover a areia de sua superfície e transportar para o interior do continente, dando assim origem às dunas. Sendo o vento um dos principais agentes na gênese e evolução das dunas, a compreensão dos processos eólicos junto à superfície, torna-se importante, uma vez que um dos objetivos deste trabalho é estudar a geomorfologia das feições e formas resultantes destes processos.

O transporte eólico de sedimento em dunas, com base em velocidade e direção do vento, vem sendo estudado por vários autores, como Bagnold (1941 e 1954), Kawamura (1951), Zingg (1952), Belly (1964), Allen (1970), White (1977), Letau e Letau (1977), Nickling (1986), Goldsmith (1988), Sherman e Hotta (1990). Estes estudos apresentam uma síntese dos vários métodos de cálculo bem como das diferenças entre eles. Segundo Rebêlo (1995), as expressões matemáticas obtidas para o cálculo do transporte eólico se aplicam a ambientes dunares mais próximos a desertos do que aos ambientes temperados ou úmidos. Na costa semi-árida do Estado do Ceará, a sua utilização pode revelar-se útil, principalmente se aferida por método de determinação direta no terreno, como por exemplo, a taxa de transporte de sedimento sobre a taxa de migração de dunas.

5.1.1 - Processo de Transporte

A sedimentação eólica atual processa-se em três situações diferentes: em ordem decrescente de importância.

- Saltação
- Rastejamento
- Suspensão

Uma vez atingido ou ultrapassado o limiar de resistência de cizalhamento pela velocidade do vento, os grãos de areia começam a mover-se, rolando uns sobre os outros. Este estágio inicial de movimento rapidamente dá lugar a outros processos de movimentação (Bagnold, 1954).

Saltação: Uma vez iniciado o movimento dos grãos de areia, estes são impulsionados pelo vento e atirados de encontro a grãos em repouso. Os grãos, enquanto no ar, adquirem energia proveniente do vento, que tendem liberar energia ao colidir com os grãos em repouso. Esta liberação de energia pode gerar a movimentação de novos grãos, iniciando assim o movimento de saltação de areia (Figura15).

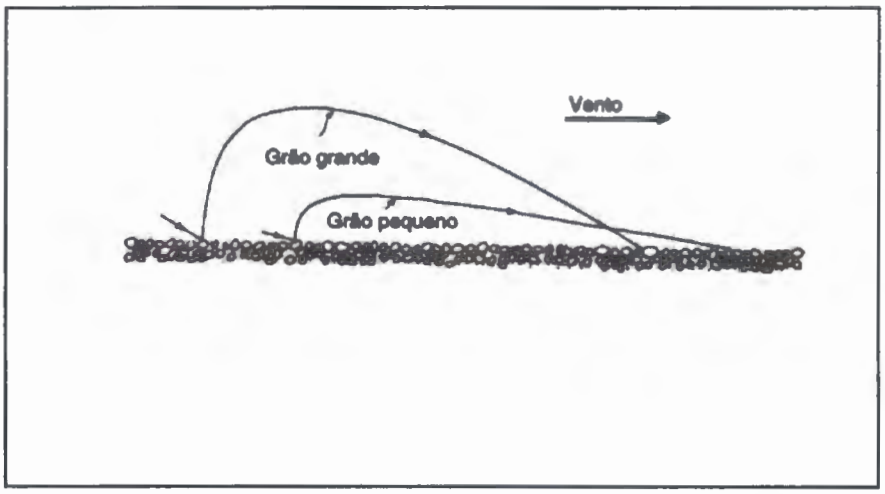


Figura 15 - Trajetória do grão de areia em processo de saltação. Fonte: Allen (1970)

A subida inicial dos grãos após o impacto é praticamente vertical, mas a parte final da trajetória é longa e aplanada, fazendo um ângulo com a superfície que raramente se afasta do intervalo entre 3° e 10° (Allen, 1970 citando Bagnold, 1954).

Ainda segundo Allen, a dimensão dos grãos e a velocidade do vento influenciam a trajetória do grão. O comprimento (L) e a altura (H), da trajetória, se relacionam com a intensidade do vento da seguinte maneira:

$$L = k_2 \frac{(U_* + U_{*crit})^2}{g} \qquad (1)$$

$$H = k_3 \frac{(U_* + U_{*crit})^2}{g} \qquad (2)$$

Onde K_2 e K_3 são constantes empíricas adimensionais, dependentes das dimensões dos grãos, U_* é a velocidade de atrito, e g é a aceleração da gravidade. No entanto, a constante K_2 mostrou-se pouco sensível às variações de dimensão, levando o comprimento da trajetória crescer exponencialmente com o aumento da velocidade do vento, sendo pouco influenciado com a variação da dimensão dos grãos. Ao contrário, a constante k_3 parece variar com a dimensão dos grãos, o que vai originar, para o mesmo valor de vento, alturas de trajetórias diferentes em relação à dimensão dos grãos.

A descrição teórica efetuada por Allen pode ser referida como a trajetória característica. (Rebêlo, 1995). No entanto, nem sempre os impactos se efetuam de modo a originar uma trajetória inicial vertical e ascendente. Em locais onde a superfície é composta por grãos grossos, a altura da trajetória pode atingir 2m, enquanto que em superfícies compostas por grãos de areia fina e uniforme é bastante mais baixa (Bagnold 1954).

Este processo de transporte, descrito por Bagnold (op cit) é responsável pelo aparecimento de nuvens de grãos em movimento que cobrem a superfície de areia solta em dias de ventos muito fortes (Figura 16).

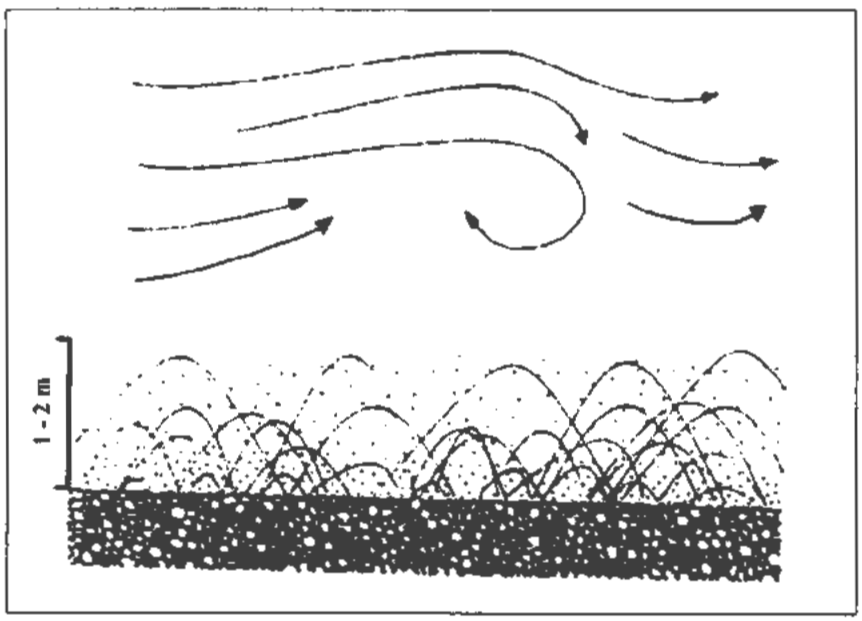


Figura 16 - Camada de grãos em saltação durante uma tempestade de vento. Fonte: Press & Silver (1978).

Foi realizado um experimento numa duna barcanóide (posição UTM 9622559) na parte central do sistema eólico estudado com uma velocidade média de vento de 10 m/s. Observou-se que para uma superfície composta por grãos finos, a altura da trajetória do grão atingiu valores de 1,80m (Figura 17). Portanto o resultado se contrapõe ao experimento realizado por Bagnold (*op cit*).

Figura 17 - Nuvem de grão em saltacão, altura 1,80m em relação à superfície de uma duna barcanóide.

Portanto, o processo de saltação é mantido até que a velocidade do vento diminua abaixo de determinado valor, denominado de cizalhamento limiar de impacto.

Rastejamento: Quando um grão que se encontra em saltação cai sobre a areia da praia, ele pode se chocar com um grão bem maior, o qual, devido ao seu peso, não consegue ser lançado para o ar, mas ao invés, responde ao impacto através de um movimento de rolamento para frente.

Como a trajetória dos grãos em saltação tem uma direção preferencial, a resultante dessas pequenas movimentações, ocasionadas pelos impactos, acaba por se refletir num movimento superficial dos grãos de areia, com determinada direção e sentido, chamada de rastejamento.

Suspensão: Este movimento se desenvolve sempre que o fluxo turbulento do ar exceder à velocidade de assentamento dos grãos menores. No entanto, com estes grãos muito pequenos, freqüentemente se encontram abaixo da altura de velocidade zero, normalmente eles não são movidos nem mesmo pelos ventos

de maior velocidade (Bagnold 1941). Quando colocados em movimento podem se deslocar por grandes distâncias para fora do campo de dunas.

Segundo Goldsmith (1978), devido a grande diferença de densidade entre a areia e o ar, o transporte por suspensão, em dunas costeiras, é pouco significativo. No entanto, sob a ação de ventos fortes, a força gravitacional exercida sobre o grão pode ser igualada pela força ascensional característica do fluxo turbulento. Neste caso, o grão move-se em relação à velocidade do vento, em suspensão, até atingir novamente o chão.

Seguindo Bagnold (1941), Goldmith op cit assume que a maior parte do transporte de areia ocorre na forma de saltação, cerca de 25% sob a forma de rastejamento superficial e apenas uma pequena parte em suspensão.

5.1.2 - Comportamento do Vento Junto a Superfície

A camada de massa de ar em movimento, em que se faz sentir o efeito da superfície terrestre na diminuição da velocidade, é denominada por camada limite (boundary layer). No interior desta camada de ar, o movimento do fluxo pode ser caracterizado como laminar ou turbulento, sendo que, em cada situação, o movimento e a relação entre as partículas constituintes do ar são muito diferentes. A variação da velocidade em relação à altitude é proporcional. No fluxo laminar esta velocidade é linear e no fluxo turbulento é exponencial (Figura 18).

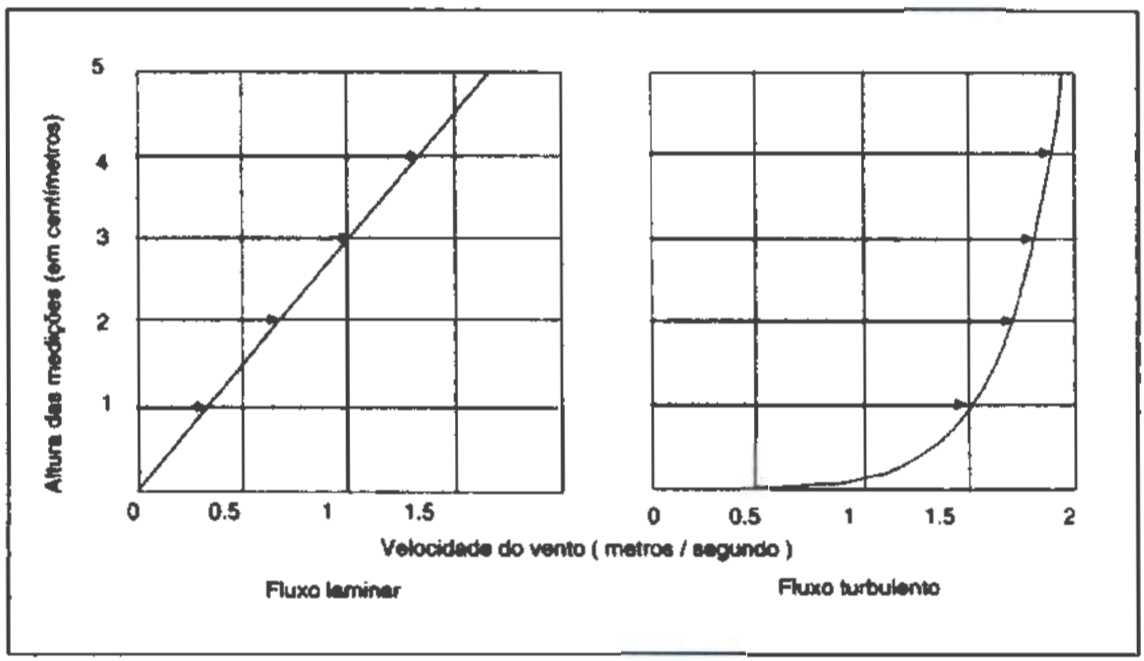


Figura 18 - Comparação entre fluxo laminar e fluxo turbulento. Observa-se que a variação da velocidade com a altitude é proporcional no caso do fluxo laminar e exponencial no caso do fluxo turbulento.Fonte: Rebêlo (1995).

O número de Reynolds, (U* d)/n, onde d representa a dimensão média da rugosidade superficial, n a viscosidade cinemática do fluido (0,14 para o ar) e U* a velocidade de cizalhamento do mesmo fluido, caracteriza o fluxo junto à superfície (Bagnold, 1954).

Se (U*d)/n > 3,5, a superfície é considerada rugosa e a velocidade do vento é decorrente das leis aplicáveis aos fluxos turbulentos. Se (U* d)/n < 3,5, é porque a dimensão dos grãos ou a velocidade de cizalhamento do vento é muito pequena e a superfície pode ser considerada lisa, regendo-se o movimento do ar por outras leis (Bagnold, 1954).

Bagnold (1954), estimou que para um vento com velocidade superior a 1 metro por segundo, apresenta movimento turbulento, por mais calmo e suave que pareça. Sendo assim, é conveniente se concentrar apenas nas leis que regem os fluxos turbulentos, visto que, devido à dimensão dos grãos de areia e à baixa densidade do ar em relação ao sedimento, o transporte eólico de areia das dunas se verifica em velocidades muito superiores. Em experimento

realizado no campo de dunas de Paracuru, verificou-se que o transporte de areia se inicia a partir de 5 metros por segundo.

Em regimes turbulentos, a velocidade linear do vento diminui exponencialmente desde o topo da camada limite até uma altitude não fixa e dependente da rugosidade da superfície. A variação da velocidade do vento, segundo Bagnold (1954) é designada por perfil do vento (Figura 19).

5.1.3 - Perfil de Vento e Rugosidade Superficial

Bagnold (1954), realizando experimentos de velocidade de vento (com velocidades constantes) a diferentes alturas, chegou a conclusão que, se os resultados forem registrados num gráfico em que a altura seja representada numa escala logarítmica, constatar-se-á que os pontos se encontram sobre uma reta. Esta reta representa o perfil de vento.

Se o vento apresentar diferentes velocidades, verifica-se, que a variação da sua velocidade com a altitude é também linear se for representada numa escala logarítmica, mas a inclinação da reta, representativa do perfil de vento, tem uma inclinação diferente (Figura 19).

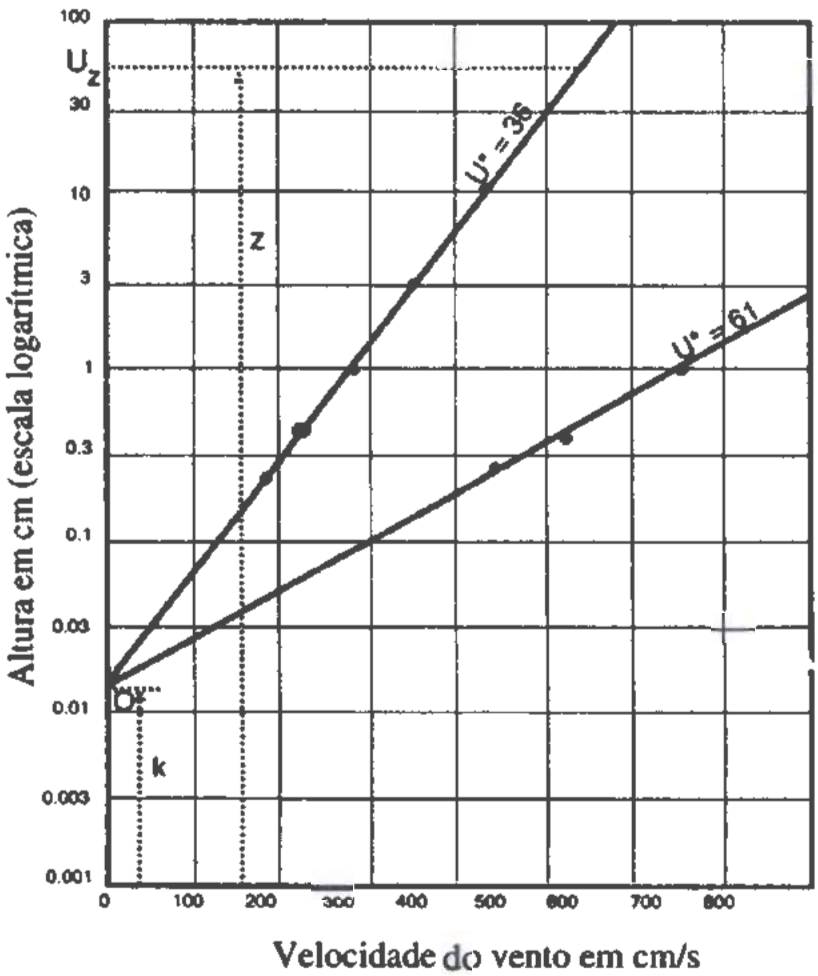


Figura 19 - Variação da velocidade com o logaritmo da altura. Observa-se que as duas retas representam ventos com velocidades distintas, sendo o de menor declive o de maior velocidade. Fonte: Bagnold (1954).

Na Figura 19 observa-se, ainda, que a intercessão das duas retas com o eixo das ordenadas, quando a velocidade é igual a zero, corresponde à mesma altura. Essa altura denominada de pontos de rugosidade da superfície é representada por K. Numa superfície arenosa plana K representa 1/30 do diâmetro médio dos grãos. Quanto maior é a velocidade do vento, menor será a inclinação da reta, convergindo sempre para o mesmo valor K de altura. Este ponto tem o nome de ponto focal "0". A altura de "0" está, assim, relacionada com a rugosidade da superfície.

Portanto, o que foi afirmado anteriormente é válido para superfícies uniformes, em que a rugosidade superficial depende apenas da dimensão dos grãos e pressupondo que as partículas se mantêm imóveis por maior que seja a velocidade do vento.

5.1.4 - Velocidade de Cisalhamento (U*)

Segundo Bagnold (1954), o vento origina uma força de cisalhamento ou de arrasto numa superfície paralela à direção desse mesmo vento, que pode ser expressa por:

$$\tau = \rho\, U^{*2} \qquad (3)$$

onde:

τ : força de arrasto ou tensão de cisalhamento por cm^2;

ρ : densidade do fluido ($1{,}22 \times 10^{-3}\, gcm^{-3}$ para o ar atmosférico);

U* : velocidade de cisalhamento. É uma quantidade, com a dimensão da velocidade definida como um símbolo que representa a expressão $\frac{\sqrt{\tau}}{\rho}$

5.1.5 - Relação Entre Velocidade do Vento e Velocidade de Cisalhamento (U*).

De acordo com Bagnold (1954), a relação entre a velocidade do vento U, a qualquer altura Z, sobre uma superfície com a rugosidade constante K, e a força de arrasto τ, por unidade de área é dada pela seguinte equação:

$$U = 5.75 \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \log \frac{z}{k} \qquad (4)$$

Considerando a velocidade do vento uniforme, U* tem significado físico importante. Nestas condições, U* é diretamente proporcional à taxa de aumento da velocidade com o logaritmo da altura, e assim, além de indicar a velocidade de arrasto, é também medida do gradiente de velocidade, ou seja, da taxa de aumento da velocidade com a altura. Assim a velocidade do vento Uz, a qualquer altitude Z, a rugosidade superficial K e U* relacionam-se da seguinte forma (Bagnold 1954):

$$U_Z = 5.75\ U^* \log \frac{z}{k} \qquad (5)$$

5.1.6 - Efeito do Processo de Saltação dos Grãos

Após o início do processo de movimentação de sedimento, a presença de grãos em saltação altera profundamente o perfil do vento. Segundo Bagnold (1954) a presença de grãos em saltação junto à superfície provoca alterações na massa de ar. Os grãos projetados que possuem pouca ou nenhuma velocidade no sentido do vento, terminam no fim de sua trajetória, com uma velocidade semelhante a do vento no ponto mais alto da trajetória do grão (Figura 20).

Por ocasião da ocorrência de muitos grãos em saltação, a taxa de transferência do momento do vento para estes equivale a uma força contínua, que se opõe ao avanço do vento. Quanto maior a velocidade do vento maior é a quantidade de grãos em saltação e maior é o momento transferido do vento para carga sedimentar em saltação.

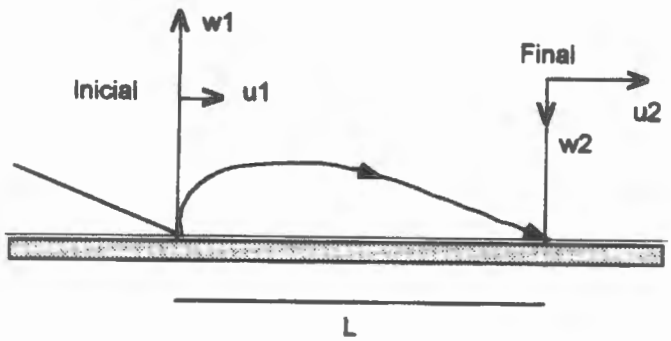


Figura 20 - Trajetória do grão de areia em saltação. Fonte: Bagnold (1941).

Portanto a evolução do conhecimento sobre os processos físicos de sedimentação eólica com base em dados de vento tem merecido atenção de muitos pesquisadores, destacando os trabalhos de Bagnold (1941 e 1954), Allen (1970) e Rebêlo (1995). A compreensão destes processos facilita o estudo da gênese e evolução das dunas. Não obstante a dinâmica do ar em condições naturais é difícil de simular. Fatores como o efeito da vegetação, inclinação da superfície, umidade e ação antrópica são determinantes para correta avaliação do transporte eólico.

5.2 - Fatores Ambientais que Interferem nos Processos de Sedimentação Eólica

5.2.1 - Efeito da Umidade

Segundo Thomas e Tsoar (1990) as areias de dunas geralmente são consideradas como solos estéreis e de vegetação pobre. No entanto, estudos realizados em diversos desertos do mundo indicam, que a vegetação das dunas em regiões secas desenvolve-se facilmente, mesmo com índices pluviométricos reduzidos. Essa aparente contradição vem da capacidade de retenção de umidade da areia.

A reserva de umidade do solo após uma precipitação pluviométrica depende da textura determinada pela tensão de umidade trazida pelas forças de aderência que une a água ao solo. A tensão de umidade em solos arenosos é muito inferior à de solos mais ricos em teor de argila para a mesma quantidade de umidade em proporção. Assim, em uma cobertura arenosa a infiltração para as camadas mais profundas é maior (Thomas e Tsoar, 1990).

Goldsmith (1978), desenvolvendo experimentais em campo, concluiu que para uma cobertura arenosa com elevado teor em água (acima de 1%), a velocidade do vento necessária para iniciar a movimentação de sedimento deve ser elevada.

Rosen, (1979) em estudos de campo, verificou que o transporte de areia por ocasião de chuvas intensas pode variar de nulo a valores elevados. Este fato parece estar relacionado com a dificuldade de medição do teor de umidade, pois o vento ao exercer uma tensão de cisalhamento sobre o sedimento provoca também evaporação, tornando essa medição extremamente difícil.

Foram realizadas no campo de dunas de Paracuru observações quanto ao comportamento do grão durante uma precipitação de 40 mm em 4 horas. Foi constatado que os sedimentos eólicos após a chuva, levaram aproximadamente 85 horas para secar e entrar em transito novamente. Constatou-se também, que durante as chuvas, mesmo os ventos, atingindo velocidades de até 10 m/s não ocorre transporte de sedimento.

5.2.2 - Efeito da Vegetação

A importância geomorfológica da vegetação está na interface entre a camada atmosférica e a superfície sedimentar potencialmente deflacionável (Thomas e Tsoar, 1990). Embora seja comum a não consideração da presença da vegetação em estudos geomorfológicos sobre dunas, optamos por incluir este item devido ao significativo aporte vegetal no campo de dunas de Paracuru. Durante os meses correspondentes ao outono austral, isto é, março, abril e

maio, período coincidente com a estação chuvosa, 50% da área é coberta por vegetação, principalmente gramíneas. Ao passo que nos outros meses do ano, correspondentes ao período de estiagem, a cobertura vegetal é em torno de 15%. Sendo assim, a presença da vegetação irá influenciar a dinâmica sedimentar, por modificar a rugosidade aerodinâmica da superfície.

Tsoar e Thomas (1990) estudando a influência da vegetação no transporte eólico, dividiram em três categorias: I) Vegetação como estabilizador de superfícies; II) Vegetação como foco de acreção; III) Vegetação como fator determinante na morfologia das dunas.

I) Vegetação como estabilizador de superfície da duna

O esquema de classificação proposta por Hack (1941), incorporou o conceito de que quanto mais a vegetação cobre a superfície, menor é a possibilidade de desenvolvimento de dunas (Figura 21). Ainda segundo Hack, até mesmo em dunas de desertos é possível encontrar vegetação, com densidades e espécies que variam de acordo com o nível de umidade, regime climático e força do vento.

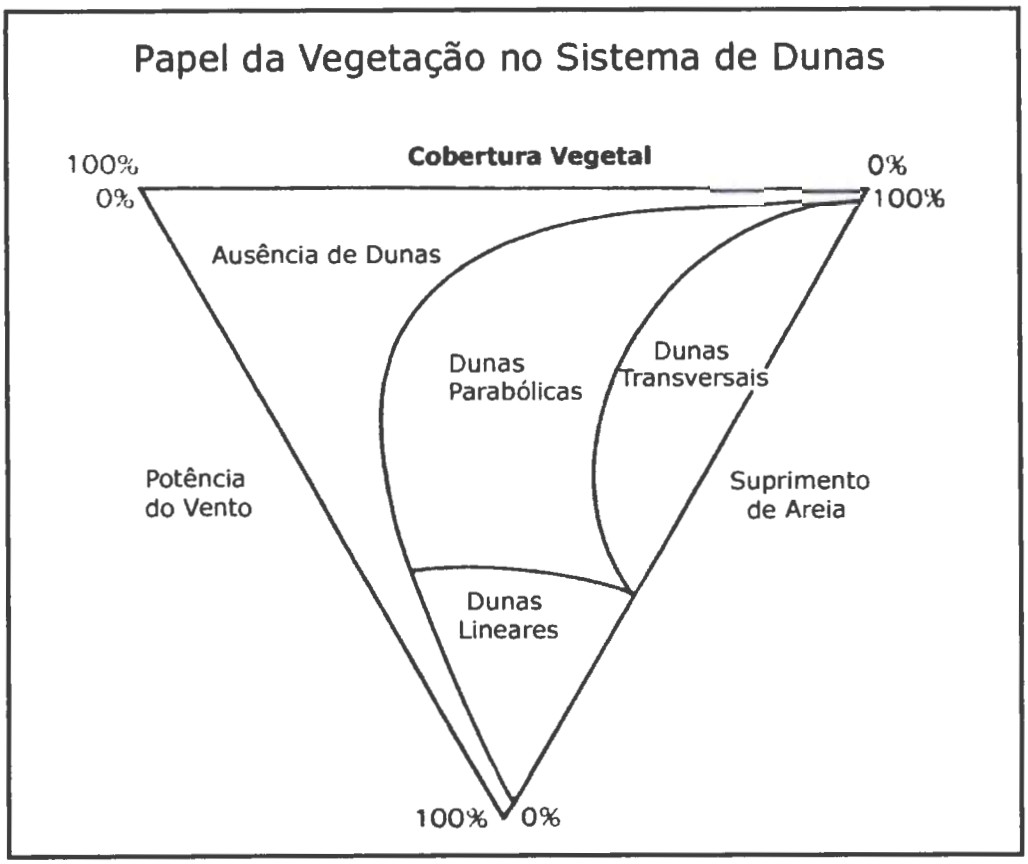


Figura 21 - Diagrama esquemático das relações entre vegetação,força do vento, suplemento de areia e tipo de duna. Fonte: Hack (1941).

Estudos realizados por Tsoar e Moller (1986), demonstraram que espécies de plantas com raízes curtas, têm menor possibilidade de se desenvolverem em dunas móveis do que espécies com raízes bem profundas e ancoradas. Gramas geralmente se adaptam melhor às partes de dunas menos ativas, como setores mais baixos da base (planície de deflação e flancos de dunas lineares). Tais observações realizadas por Thomas e Tsoar *Op cit.*, também são constatadas na área de estudo, principalmente no limite sul, e na região correspondente aos lençóis de areia. Ressalta-se que a fixação da vegetação, na maior parte de área, acontece por ocasião do período de chuva.

Considerações sobre os efeitos da estabilização de dunas com vegetação têm sido intimamente ligadas a delimitação da média anual de precipitações

pluviométricas (Lancarter, 1981). No entanto, valores apresentados por Tsoar e Moller (1986), demonstram que fatores além da precipitação devem contribuir para o processo de estabilização de dunas. Entre estes, destaca-se o papel da temperatura na evapotranspiração. A fisiologia das espécies vegetais e o regime de vento, que através da movimentação de sedimento, pode afetar o processo de colonização e crescimento.

Os mais importantes atributos de uma cobertura vegetal que influencia no movimento eólico de sedimento em dunas são as composições comunitárias, densidade e forma das plantas. Enquanto uma maior densidade vegetal tem maior probabilidade de promover estabilização da superfície, incluindo o efeito de retenção das raízes (Hesp 1981), a movimentação efetiva de areia pode ocorrer em até 35% da superfície protegida por vegetação (Thomas, 1989).

Portanto, o papel da vegetação como estabilizador da superfície não pode ser analisado isoladamente de outros fatores ambientais, tratando-se de transporte eólico de sedimento. Para uma determinada cobertura vegetal em duna, quanto maior for a velocidade do vento, menor é a proteção existente contra a movimentação de sedimento. Na verdade, a velocidade do vento deve aumentar à medida que o fluxo de ar é canalizado ao redor de gramas e arbustos, de forma que a varredura eólica e o transporte de sedimento devem crescer ao redor destas.

II) A vegetação como foco de acreção

A vegetação pode contribuir para a gênese e desenvolvimento de dunas, agindo como um foco de acumulação de sedimento (Thomas e Tsoar 1990). O efeito causado pela canalização do fluxo de ar da vegetação agrupada, induz à deposição de sedimento a barlavento deste. (Hesp 1981).

A morfologia de dunas favoráveis ao desenvolvimento de vegetação é dependente das características das espécies envolvidas, regime de vento e disposição dos sedimentos (Bagnold 1954).

Segundo Purdic (1984) citado por Tsoar e Moller (1986), formas arredondadas (coppice dune) sem faces inclinadas podem ser encontradas nas cristas de dunas lineares, parcialmente cobertas por vegetação, ou em vales de rios temporários, ou secos. Em todas estes locais as plantas são capazes de interceptar umidade da subsuperfície que sustentam um crescimento em ambiente seco.

No sistema sedimentar eólico de Paracuru, as formas arredondadas (coppice dunes) se desenvolvem através das feições lineares de retaguarda, onde a vegetação tem papel extremamente importante no início do processo de desenvolvimento. No entanto, com o passar do tempo a importância geomorfológica da vegetação diminui em função do crescimento vertical da duna que pode atingir 20 cm por ano.

Uma outra feição extremamente importante no processo de acreção são os lençóis de areia, caracterizados por uma lâmina de sedimento de baixo ângulo, que favorece a atividade eólica mas não ao desenvolvimento de dunas (Thomas, 1989), geralmente à margem dos campos de dunas costeiras ou desertos (Figura 22).

Bagnold (1941) ao estudar este tipo de feição, sugeriu que uma cobertura de grama, uniforme, seria o tipo de vegetação que provavelmente levaria à formação desses lençóis, que retêm areia impedindo uma continuidade em seu movimento. As condições necessárias para que esta situação persista, é que a taxa de acreção não exceda aquela que permite o crescimento da grama.

Enquanto a vegetação pode favorecer o desenvolvimento de lençóis de areia, o papel destes, também pode favorecer o crescimento de espécies vegetais, principalmente em áreas com a presença de sedimentos bimodais, que permitem uma maior retenção de umidade e conseqüentemente o crescimento de plantas. (Korurek e Nielson, 1986).

Figura 22 - Lençóis de areia de Paracuru. Observe que cobertura vegetal uniforme, retém areia, impedindo a continuidade em seu movimento.

III) Vegetação como fator determinante na morfologia das dunas

Como foi visto anteriormente, poucos trabalhos enfatizam a importância da vegetação no desenvolvimento morfológico dos campos de dunas. Entretanto, é aceito que a vegetação se constitui numa superfície rugosa que retém areia (Bagnold 1941, Olson 1958, Pye 1982 e Hesp 1981).

Algumas formas de dunas se desenvolvem em ambientes, onde a velocidade e a direção do vento com potencialidade para mover sedimento variam diariamente ou sazonalmente. O impacto geomorfológico da vegetação pode se diferenciar de acordo com o componente do efeito do regime de vento (Tsoar e Moller, 1986).

No caso das dunas lineares de retaguarda de Paracuru a vegetação é um dos componentes mais importantes, visto a função de inibir a movimentação de

sedimento para o interior da planície costeira. A redução da cobertura vegetal dessas formas nos últimos anos, por meios naturais ou excessos de desmatamento, resultam em mudanças significativas na morfologia da zona de crista e no alinhamento das dunas.

As figuras 35 e 36, mostram duas fotografias aéreas. A primeira corresponde ao ano de 1958 e a segunda, representa o ano de 1999. As dunas lineares com vegetação, foto aérea 1958, mostram as linhas de cristas bem definidas e alinhadas. Já na foto aérea 1999, observa-se uma modificação no traçado anteriormente retilíneo, ocorrendo uma permutação de duna longitudinal para forma "seif" devido à ausência de vegetação.

O crescimento máximo de elevação da crista de duna como resultado desta permutação de duna linear com vegetação para seif atinge aproximadamente 2 m. O total de areia adicionado entre 1958 e 1999 é estimado em aproximadamente 750.000 m^3, ou seja, 18.292 m^3 / ano. A diferença de contorno entre as fotos aéreas foi calculada e marcada na escala de 1:25.000. Levou-se também em consideração uma acreção vertical de 10cm/ano para este setor de duna.

5.3 - Ação Antrópica Sobre Dunas

5.3.1 - Fixação de Dunas

A introdução de barreiras artificiais, como forma de impedir o trânsito de sedimento e o plantio de espécies vegetais, é a prática mais utilizada para conter o avanço de dunas no litoral setentrional do nordeste brasileiro. Estes processos de retenção geram a fixação e o crescimento vertical das formas eólicas, evitando a progressão horizontal dos sedimentos.

Segundo Rebêlo (1995), estes métodos de contensão, apesar de serem utilizados com a mesma finalidade, têm características diferentes. As plantas

apresentam a vantagem de serem "naturais", proporcionando um menor impacto visual, enquadrando-se, geralmente, com a paisagem circundante. O seu crescimento acompanha a evolução vertical da duna, desenvolvendo um amplo sistema radicular na busca de água doce e nutrientes, que auxiliam a fixação num eventual desaparecimento episódico da cobertura vegetal. No entanto, é necessário que as condições ambientais à sua subsistência e desenvolvimento sejam garantidos. São geralmente estruturas muito vulneráveis à pressão humana, sendo facilmente destruídas por pisoteio.

Ainda segundo Rebelo *Op cit.*, a exigência ambiental que as plantas possuem no seu primeiro estágio de desenvolvimento, para que se possam fixar é incompatível com a forte projeção de areia e com uma deficiente alimentação de água doce. Se a ausência de água doce pode ser determinante para o sucesso do plantio, a migração eólica pode ser atenuada pela utilização temporária de cercas ou palhagem (como é o caso do litoral cearense), com o intuito de proteger as plantas em crescimento.

Conforme Goldsmith (1978), o plantio artificial em dunas deve seguir alguns procedimentos e regras, entre estes citam-se:

- Espaçamento de 10 a 15m entre as cercas, seguindo a direção de deslocamento do vento;
- Padrão de espaçamento não uniforme (aproximadamente 0,5m de defasagem) com amplos espaços nas bordas externas e espaços mais apertados no interior como forma de reter mais areia e garantir uma maior vida às plantas;
- Utilização de cercas, pelo menos durante os primeiros anos de vida, para proteção das espécies vegetais por ocasião do período de tempestade de areia;
- As estruturas devem possuir uma altura de 1m a 1,5m e uma porosidade entre 25% e 50% de modo a reduzir a velocidade do vento, permitindo desta forma a deposição de areia.

Outro método bastante utilizado nos Estados Unidos e Canadá é o de cercas artificiais, mais resistentes à pressão humana e as condições meteorológicas adversas. No entanto, são estruturas dificilmente enquadráveis numa paisagem eólica extremamente dinâmica como é o caso de Paracuru – Ce.

Conforme trabalhos desenvolvidos por Coates (1981) em Long Island – USA, é mais viável a instalação de uma única cerca contínua, em detrimento as múltiplas de várias linhas, obtendo-se assim uma melhor correlação entre o volume de areia retido e o comprimento da cerca. Ainda segundo Coates (*Op cit.*), quando a cerca estiver coberta de areia, pode-se optar pela instalação de outra no mesmo local, se desejar originar uma duna mais alta, ou construir uma nova cerca de sotavento, criando dessa forma nova acumulação de areia.

No sistema sedimentar eólico estudado, foi desenvolvido a partir de 1991, um projeto de fixação de dunas implementado pela Superintendência Estadual de Meio Ambiente – SEMACE, numa área de 30 km² com o objetivo de conter o deslocamento de dunas em direção ao reservatório que abastece a cidade de Paracuru.

O processo de migração das dunas foi constatado a partir de evidencias de campo, entre estas, o avanço continuo das formas eólicas sobre o sistema hídrico Lagoa Grande e soterramento em diversos pontos da área urbana. A progressão do avanço de dunas acarretou impactos que poderão impossibilitar a utilização de água pela comunidade e o desabastecimento do Terminal da PETROBRAS.

A metodologia para monitoramento, envolvendo a fixação das formas eólicas, tomou como base à organização de um sistema de frentes contínuas de cercas de pedaços de palha de coqueiro com 40cm de altura, dos quais foram fincados 15cm de profundidade, ficando conseqüentemente 25cm na superfície, a uma distância de cerca de 10cm umas das outras, de forma que uma porção de palha posterior recobrisse parte da anterior (Figura 23).

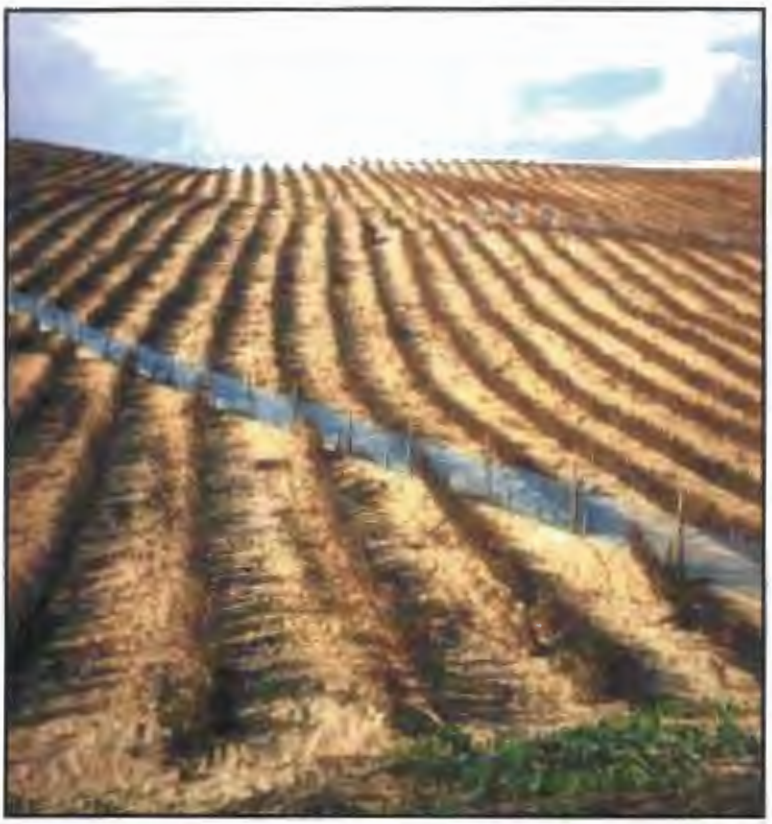


Figura 23 - Método de fixação de dunas através de palhas de coqueiro na região de Paracuru – Ce.

Como pode ser visto através da Figura 24, cada frente é disposta perpendicularmente à direção do vento e seguida por outra paralela, distanciadas em 1,5m. Entre cada seqüência, foi realizado o plantio de espécies pioneiras, entre estas, fava de boi (Canavalia brasiliensis), salsa (Ipomoea asarifolia), capim gingibre (Paspalum maritimum), capim Açu (Cyperus sp.), grama fina (espécie não identificada) e óro (Macraptilium heterophylum), complementadas por espécies arbustivas como: camadaiba (Shofora tomentosa), guajiru (Chrysobalanos icaco), cajueiro (Anacardium ocidentale) e goiabeira da praia (Pfidium guajava). Este experimento segundo Bagnoli (1995) visou identificar as espécies, que isoladas ou consorciadas, recobrisem com maior rapidez a superfície dunar, mantendo-a coberta ao longo de todo ano, de forma a evitar que os grãos de areia estejam disponíveis para serem transportados pelo vento.

Figura 24 - Relação entre posicionamento das cercas de palha e a vegetação.

Esta solução, apesar de não resolver o problema de forma definitiva, vêm sendo utilizada no litoral Cearense, por ser de baixo custo e de fácil aplicação. O serviço de "palhagem" tem sido refeito praticamente todos os anos, pois a palha se deteriora com a ação do vento e/ou é recoberta pelo avanço de dunas (Figura 25).

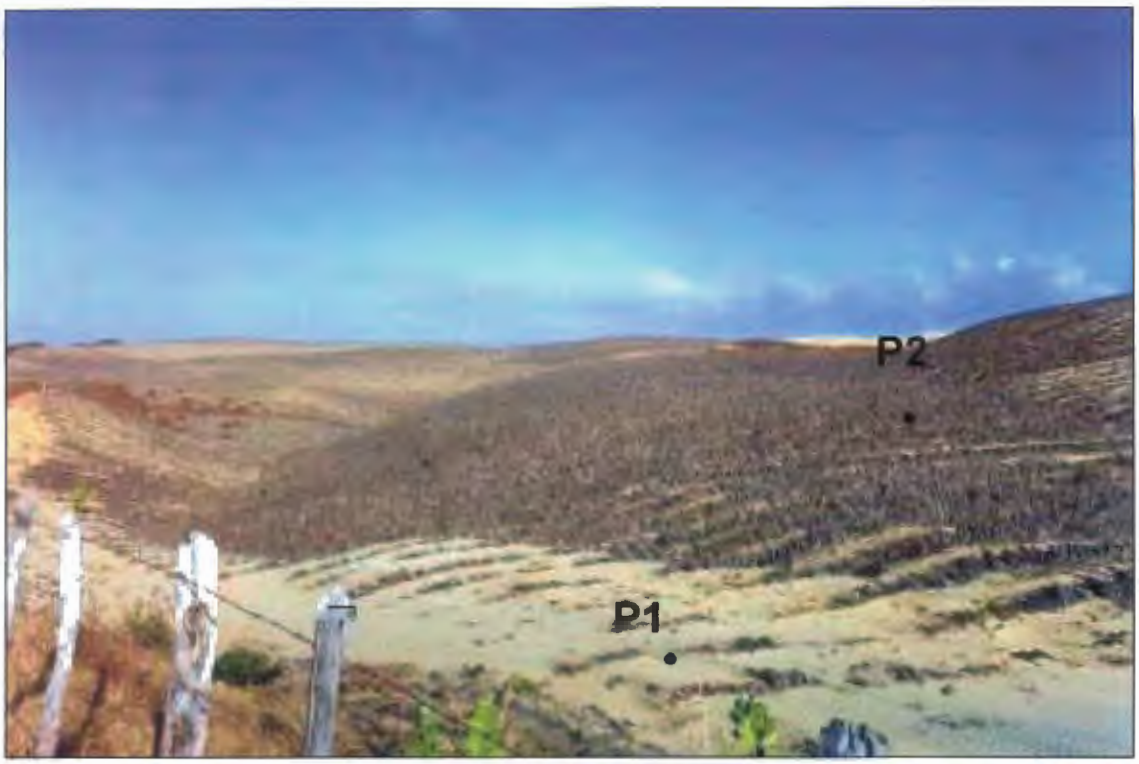


Figura 25 - Soterramento e deteorização da palhagem pela ação do vento (P1).

Como forma de avaliar a progressão vertical das dunas submetidas à fixação por "palhagem", realizou-se um experimento entre março de 1999 e março de 2000, na margem da estrada de acesso à Base da Petrobrás (Figura 25). O trecho estudado corresponde a uma área de 2500 m², com variação topográfica de 10m entre as cotas 20 a 30m. Observou-se que a ascensão vertical sobre a superfície do campo de duna não ocorre de forma uniforme.

No setor de depressão entre dunas a variação é de +25cm/ano (P1), enquanto que no topo da duna é de +10cm/ano (P2), Figura 25. Ou seja, o aumento da rugosidade da superfície apresenta comportamento distinto, enquanto nas depressões a "palhagem" funciona mais ou menos como uma armadilha de areia, nas cristas de dunas funciona como obstáculos. Segundo Goldsmith (1978) o aumento provocado na rugosidade superficial reflete nas camadas superiores de ar pela variação no declive do perfil da velocidade do vento. Essas variações acentuadas nas medições do perfil do vento estão relacionadas com alterações dos processos eólicos.

Como o projeto de fixação por "palhagem" é desenvolvido no compartimento que agrupa as formas barcanas em transição para barcanóides com uma única face de deslizamento (V I) Figura A e B (anexos), intervenções desta magnitude, "aumento induzido de rugosidade de superfície", modificará a trajetória do grão e conseqüentemente a geomorfologia de tais feições para formas amorfas.

A eficiência deste método aumenta na proporção em que se cobre com palha a maior extensão possível em direção à fonte de alimentação do campo de dunas, visando neutralizar a trajetória do grão. Como o sistema sedimentar eólico de Paracuru é extremamente dinâmico, todas as alterações introduzidas artificialmente levam a um ajustamento às novas condições ambientais originadas. A obtenção de um novo equilíbrio não se efetua imediatamente, tendo que ser continuamente mantidas as alterações artificiais (palhagem) durante vários anos, para que se observe um novo estado de equilíbrio.

Também o fato de serem introduzidas barreiras artificiais para retenção de sedimento, não implica que estes não continuem a entrar no sistema. A tendência, em curto prazo, será parte do material voltar novamente ao mar pelo sangradouro do riacho Boca do Poço. Caso sejam mantidas as condições de regime de ventos, em longo prazo, parte da cidade de Paracuru será soterrada, e o Rio Curú, a 3km a oeste desta, será o sangradouro natural desse processo, como ocorre em diversos trechos do litoral Cearense, entre estes, a migração de dunas sobre o Rio São Gonçalo na porção sudeste da área.

6. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

6.1 - Introdução

Embora a paisagem eólica da região de Paracuru apresente aparentemente um elevado número de feições, estas podem ser resumidas em quatro agrupamentos principais: 1) Dunas Longitudinais; 2) Dunas Oblíquas; 3) Dunas Transversais; 4) Planície de Deflação. Estes agrupamentos são compartimentados em formas distintas, tipo: 1.1) longitudinais e coppice; 2.1) piramidais; 3.1) barcanas, parabólicas, barcanóides e transversais; 4.1) lençóis mantiformes. A distribuição dos diferentes tipos de dunas identificados na área de estudo encontra-se representada na tabela 4. Os indicadores morfológicos que os caracterizam são representados na tabela 5.

As subdivisões (formas) possuem características distintas, dependentes dos aspectos genéticos e do grau de desenvolvimento, tendo como conseqüência lógica o chamado "ciclo geomórfico". Segundo Aufrere (1931), este ciclo, para um sistema eólico, é definido pelas diversas mudanças às quais um campo de dunas é submetido. Nestas mudanças, o estágio juvenil é marcado pelo desenvolvimento de dunas barcanas ou parabólicas se ocorrer vegetação. A maturidade é atingida quando as formas paralelas ao vento sobrepõem a altura das dunas transversais. Na fase de senilidade o campo de dunas é caracterizado pelo continuo crescimento em termos de dimensões, no entanto o volume de sedimento diminui. O produto final do ciclo eólico se constitui em uma área de deflação na qual o substrato compõe a maior parte.

Nos últimos 70 anos, os sistemas sedimentares eólicos têm sido objeto de várias classificações geomorfológicas, citam-se: Aufrere (1930), Melton (1940), Hack (1941), Wilson (1972), Mabbut (1977), Goldsmith (1977), Mckee (1979), Davies (1980), Tinley (1985), entre outros. A maioria dessas classificações tomou como referência critérios descritivos, entre estes: Evolução cíclica das dunas, tamanho e altura da duna, número de faces de deslizamento, forma

externa e orientação em relação ao vento. Tal fato, deve-se à complexidade dos processos físicos de sedimentação eólica que atuam sobre uma superfície móvel de topografia irregular.

Em geral as classificações mais aceitas são aquelas resultantes de uma combinação de fatores ambientais, tais como: posicionamento da área em relação ao regime de vento, morfologia, estabilidade e idade. No entanto, nem todos os sistemas de dunas se enquadram nestes componentes. Muitos se desenvolvem de um estágio incipiente (dunas embrionárias) para um estágio de dunas frontais. Outros passam de um estágio móvel para outro controlado pela vegetação e topografia (Carter, Nordstron e Psuty, 1989)

No presente capítulo optou-se por desenvolver um esquema de classificação geomórfica a partir da distribuição espacial das formas eólicas em campo, usando como referência a idade das formas piramidais (eólianitos). Como estas formas apresentam orientação totalmente distinta em relação às demais, utilizou-se o método de datação ^{14}C com o objetivo de investigar a variação do suprimento de sedimento e a produção de feições morfológicas ao longo do tempo na região de Paracuru.

As classificações terminológicas a serem adotadas no decorrer deste trabalho se encontram representadas nas tabelas 4 e 5.

Tabela 4 - Compartimentação Geomorfológica do Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru - Ce.

6.2.1 - Compartimento Planície de Deflação 6.2.1.1 - Lençóis de Areia
6.2.2 - Compartimento Dunas Isoladas associadas à Planície de Deflação 6.2.2.1 - Cordões de Dunas Longitudinais Rebaixadas 6.2.2.2 - Dunas Oblíquas (formas piramidais) 6.2.2.3 - Dunas Parabólicas
6.2.3 - Compartimento Sistema de Dunas Transversais 6.2.3.1 - Dunas Barcanas 6.2.3.2 - Dunas Barcanóides 6.2.3.3 - Dunas Transversais
6.2.4 - Compartimento Sistema de Dunas Longitudinais de Retaguarda 6.2.4.1 - Cordões de dunas longitudinais 6.2.4.2 - Dunas coppice (nebka)

Tabela 5 - Representação e indicadores morfológicos para os diversos tipos de dunas ocorrentes na região de Paracuru. Adaptado de Thomas (1989).

Tipo de Duna		Representação Morfológica	Número de faces de deslizamento	Controle de forma	Regime de vento
Formas isoladas	Dunas pirâmidais (Eólianitos)		0	foraminíferos mobilizados da faixa da praia	Unimodal
	Dunas parabólicas		1	Vegetação e nível freático	Unimodal
Formas transversais	Dunas Barcanas		1	Regime de vento e suprimento de sedimento	Unimodal
	Dunas barcanóides		1	Regime de vento e suprimento de sedimento	Unimodal
	Dunas transversais		1	Regime de vento e suprimento de sedimento	Unimodal
Formas longitudinais	Dunas longitudinais		1-2	Regime de vento e suprimento de sedimento	Bimodal / Largura Bimodal
	Dunas coppice		0	Vegetação	Unimodal

6.2 - Compartimentação e Evolução Geomorfológica

6.2.1 - Planície de Deflação

Constitui o espaço por onde o material proveniente da praia é transportado. A morfologia e a paisagem são inconstantes, variam conforme as estações do ano. Por ocasião da estação chuvosa a planície de deflação é ocupada por gramíneas e lagoas temporárias. Na estação seca o dinamismo do sistema permite a ocorrência de areia solta com pouca ou nenhuma vegetação, dando origem a feições mantiformes denominadas de lençóis de areia (sand sheets). Os mapas geomorfológicos correspondentes às Figuras A e B (anexos), mostram a distribuição espacial deste compartimento em campo.

6.2.1.1 - Lençóis de Areia

Os lençóis de areia correspondem às feições eólicas mantiformes definidas pela forma caracteristicamente planar em quase toda sua extensão, orientadas segundo o sentido do vento dominante (Gonçalves, 1997).

Embora não apresentem feições como cristas ou face de deslizamento, estes lençóis arenosos muitas vezes se prolongam alinhados na direção do vento dominante, evidenciando uma migração segundo esta direção (Tomazelli, 1990).

Bagnold (1954), estudando uma superfície de lençóis de areia, observou que o baixo ângulo de caimento, favorece a atividade eólica mais não o desenvolvimento de dunas. A vegetação composta por gramíneas funciona como o principal agente controlador. A cobertura uniforme de grama possivelmente é o principal elemento na formação destes lençóis, impedindo temporariamente a continuidade do seu movimento.

Na região do sistema sedimentar eólico de Paracuru, por ocasião do período seco, entre os meses de junho a novembro ocorre intenso transporte de sedimento, conseqüentemente, a deflação é maior, aumentando desta forma a largura dos lençóis de areia e a área da pista de vento "fetch". Através de fotografias aéreas, escala 1:25.000, foi estimada uma largura média em torno de 2.500 metros para esta superfície "fetch". No entanto, as variações plurianuais do regime de vento e precipitações pluviométricas nesta região variam conforme as estações do ano, sendo possível, assim, coexistir transporte e interrupção deste, com o desenvolvimento de vegetação.

Portanto, os lençóis de areia podem ser considerados como uma zona de passagem de areia (by passing zone). Observou-se também que o desenvolvimento de feições desse tipo na área estudada não se estende aos domínios da planície de deflação (Figura 26).

Figura 26 - Lençóis de areia correspondente a zona de transito de sedimento em direção as dunas transversais.

6.2.2 - Compartimento "Feições Isoladas" Associadas à Planície de Deflação

6.2.2.1 - Cordões de Dunas Longitudinais Rebaixadas

Foi identificado neste compartimento um conjunto de 5 (cinco) feições longitudinais, paralelas entre si, levemente arredondadas, simétricas em seções de cruzamento com orientação aproximadamente norte-sul (Figura 27).

Observou-se em campo, uma clara transição no que diz respeito à topografia e a vegetação, entre os três primeiros cordões de dunas e os dois últimos.

Nos três primeiros, mais próximos à linha da costa, as cotas topográficas são praticamente as mesmas e a vegetação não se desenvolve devido à intensa deflação no período de estiagem. Nos dois últimos, denominados de cordões de retaguarda, a topografia é mais elevada e a vegetação é bem desenvolvida.

Segundo Carter *et al.*, (1989), quando as dunas estão estabilizadas e o material é constantemente removido o resultado freqüentemente é um único cordão de duna frontal que lentamente migra para o interior com a elevação do nível do mar. No entanto, se a vegetação for capaz de estabilizar as dunas, é possível que uma série de dunas frontais se desenvolva em função de leves flutuações do nível do mar.

Provavelmente, entre as cinco feições longitudinais estudadas, as duas últimas (feições de retaguarda), por apresentarem níveis topográficos mais elevados e distâncias de 3000 e 3500 m da linha de praia, sejam registros de um nível do mar mais alto do que o atual. Os três primeiros cordões, por se encontrarem próximos da atual linha de praia, e apresentarem praticamente as mesmas cotas topográficas, sejam apenas registros de leves flutuações do nível do mar.

Devido a ausência de material fossilífero nas 5 (cinco) feições longitudinais identificadas, não foi possível determinar a idade desses depósitos pelo método de datação absoluta ^{14}C. No entanto, observações realizadas em diversos pontos do sistema eólico estudado, permitiram concluir que as dunas

longitudinais em geral formam a base das feições transversais. Sendo assim, trata-se de um paleosistema eólico mais antigo do que o atual. (Figura 28).

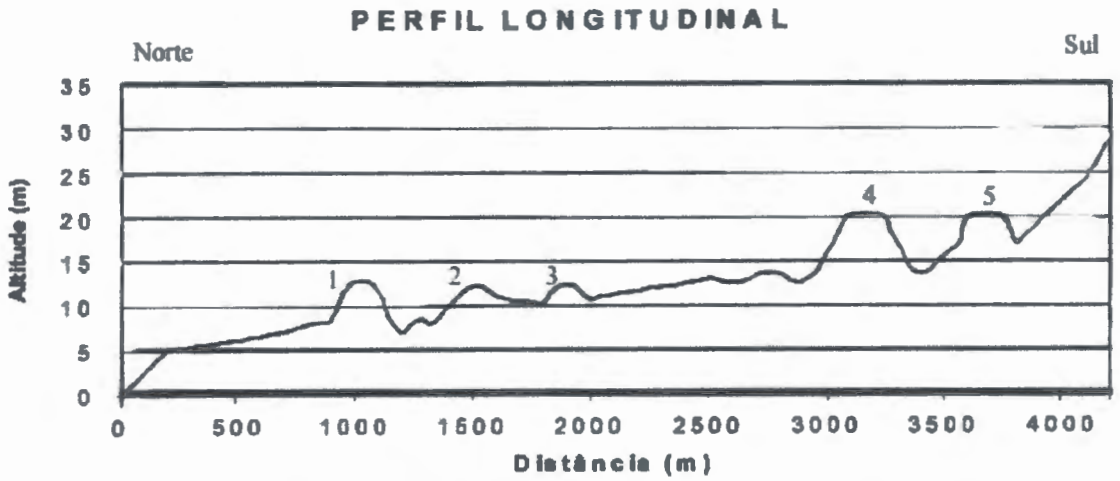


Figura 27 - Conjunto de 5 (cinco) feições lineares paralelas entre si, simétricas em seções de cruzamento com orientação aproximadamente norte – sul. Fonte: Base topográfica Geoconsult (1999).

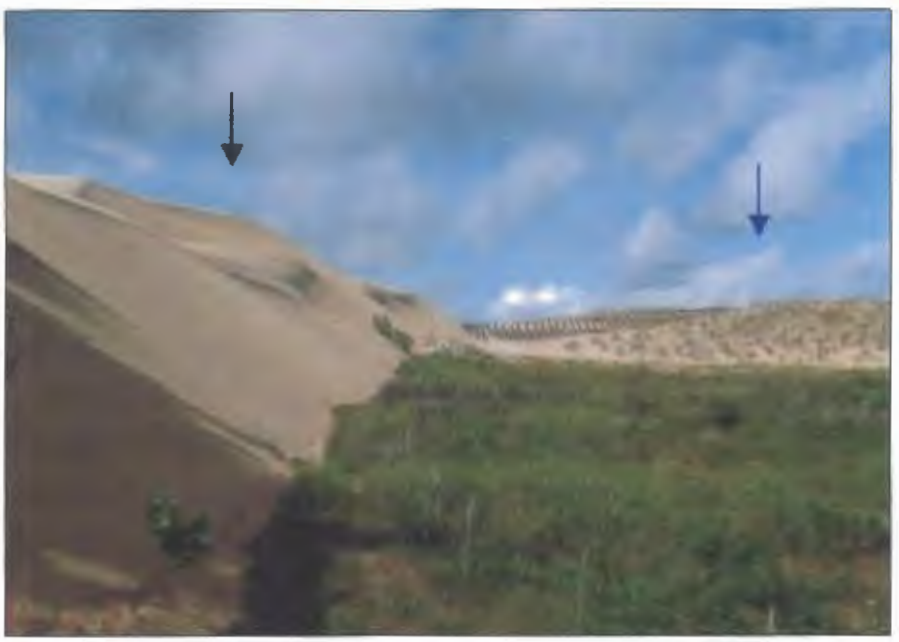


Figura 28 - Feições transversais recobrindo o paleosistema de dunas longitudinais. A seta em preto aponta para as dunas transversais e a azul para as longitudinais.

6.2.2.2 - Dunas Oblíquas (Formas Piramidais)

A Costa Oeste Cearense entre a Praia de Piriquara (município de Paracuru) e Moitas (município de Amontada), constitui um dos poucos locais no Brasil onde se registra a ocorrência de dunas piramidais (dunas cimentadas por carbonato de cálcio). Castro (1998).

Na região costeira de Paracuru foi possível diferenciar pelo menos três grandes registros de dunas totalmente distintas um do outro, tomando como referência às dunas piramidais. O primeiro é constituído por um conjunto de feições longitudinais paralelas entre si. O segundo é representado por dunas piramidais (feições oblíquas) com orientação nordeste-sudoeste (Figura 29), e o terceiro corresponde ao sistema de dunas transversais atuais.

Neste sentido, os eólianitos (dunas piramidais) por apresentar uma orientação totalmente distinta em relação às outras feições, representam um importante registro de mudanças climáticas, principalmente pela grande extensão que ocupam, pois ocorrem como manchas isoladas na parte oeste do sistema eólico estudado (Figuras A e B, anexos).

Através de mensurações com bússola, foi possível obter prováveis direções de paleoventos, durante o processo deposicional destas formas de dunas. Os resultados obtidos indicaram que as direções dos ventos eram provenientes do quadrante nordeste.

Como as dunas para se desenvolverem morfologicamente necessitam de ventos com velocidades superiores a 6 m/s, (Mckee, 1979) e/ou 5 m/s (Castro, 2000) é provável que as velocidades dos paleoventos fossem superiores às velocidades encontradas pelos respectivos autores.

Comparando a velocidade média atual de 3m/s para o quadrante nordeste, observa-se decréscimo neste sentido, assim como a ausência de formas atuais orientadas nesta direção.

Objetivando elucidar indagações pertinentes às mudanças pós deposicionais, principalmente no que diz respeito a ausência de formas atuais orientadas no

sentido nordeste, foram realizadas duas datações pelo método ^{14}C em dois afloramentos de eólianitos (dunas piramidais) presentes na área. Considerou-se que estes afloramentos correspondem à idade de sedimentação, ou seja, a idade de sepultamento do sedimento.

As datações das amostras Brasil O1P WK 8228 e Brasil O2B WK 8229 revelaram idades entre 1320 +/- 50 AP e 1780 +/- 60 AP, respectivamente. Estas idades são semelhantes às obtidas por Muller (1970) na costa das Bahamas e por Ward (1973) em eólianitos da região de Cancun, no México.

Considerando a grande extensão dos campos de dunas de Paracuru e o enorme volume de areias eólicas, admite-se que a paisagem atual correspondente ao sistema de dunas transversais tenha menos de 1320 +/- 50 AP. tal resultado comparado às projeções de uma taxa de migração anual média de 8,5 m/ano, vem confirmar com razoável aproximação a idade obtida através do método ^{14}C.

Figura 29 - Duna piramidal (eólianitos) com orientação NE - SW, localizada sobre a planície de deflação de Paracuru.

6.2.2.3 - Dunas Parabólicas

As dunas parabólicas se desenvolvem morfologicamente na área, exclusivamente durante o período de chuva (fevereiro a maio) sob a presença de vegetação (Figura 30). Estas formas possuem seus braços voltados para direção de proveniência dos ventos de sudeste e migram, portanto, para o sentido noroeste em direção ao mar, contribuindo desta maneira com o transpasse (by pass) de sedimento. O mapa geomorfológico B (anexo) correspondente ao período de chuva mostra a distribuição destas formas em campo.

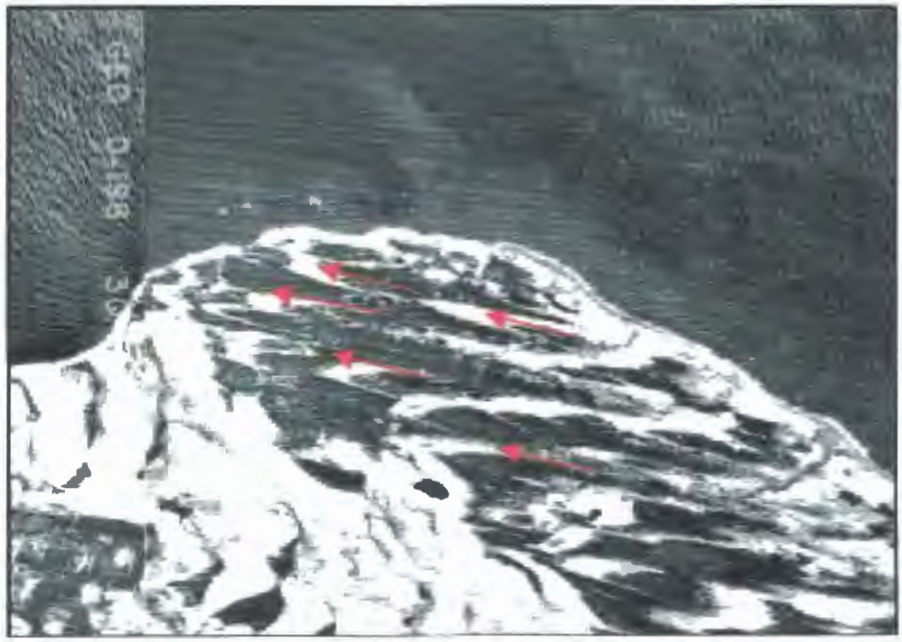


Figura 30 - Dunas parabólicas migrando em direção ao mar, similar ao movimento das barcanas correspondentes a planície de deflação.

Segundo Tomazelli (1990), as dunas parabólicas são produzidas em locais em que há uma relativa deficiência de sedimento, e onde a vegetação atua no

sentido de ancorar os braços, retardando-os em relação à migração do corpo central da duna.

Embora a ocorrência destas formas eólicas estejam restritas ao setor noroeste da área, principalmente nas imediações do Terminal da PETROBRAS, outrora estas dunas desempenharam um papel significativo no balanço sedimentar. Como esta Base foi construída em 1986 exatamente na direção de caminhamento destas formas, é possível que o trânsito de sedimento tenha sido interrompido (Figura 31).

Figura 31 - Terminal da PETROBRAS, construído em 1986 na direção de migração das dunas parabólicas. A seta vermelha indica a direção das dunas.

Os principais tipos de dunas móveis encontrados na área de estudo, incluem-se na terminologia proposta por Mckee (1979). O sistema de dunas transversais é constituído pelas seguintes formas: a) dunas barcanas; b) dunas barcanóides; c) dunas transversais. Neste sistema as cristas são orientadas transversalmente à direção do vento dominante, e migram perpendicularmente em relação à linha de costa. O mapa A e B (anexos), mostra a distribuição espacial e as principais diferenças geomorfológicas entre estes três tipos de dunas, às quais podem ser atribuídas uma maior ou menor disponibilidade de sedimento.

Conforme observações realizadas em cartas topográficas, constatou-se que o aumento da quantidade de areia disponível é inversamente proporcional à distância da fonte, ou seja, quanto mais distante da praia, maior é a altura das dunas.

À medida que o sistema de dunas transversais migra em direção a oeste, as cristas vão se tornando mais sinuosas, formando as dunas barcanóides. A progressiva perda de sinuosidade associada ao empilhamento contínuo de material transportado pelo vento, resultam em formas transversais.

6.2.3.1 - Dunas Barcanas

As dunas barcanas iniciam processo de desenvolvimento morfológico a partir da planície de deflação, e gradativamente vão sendo deslocadas pela ação dos ventos provenientes do quadrante leste em direção a oeste (Figura 32).

A distribuição espacial das dunas barcanas no campo eólico de Paracuru constitui-se num padrão dimensional caracteristicamente oposto ao mencionado por Mckee (1979), para dunas de vários locais do mundo. As características geomorfológicas pertinentes ao sistema sedimentar eólico estudado favorecem o desenvolvimento de pequenas dunas barcanas na zona de pós-praia e, a medida em que estas adentram o continente, gradam para

grandes cadeias barcanóides. Tal observação também foi comprovada por Gonçalves (1997) nas dunas costeiras dos Lençóis Maranhenses.

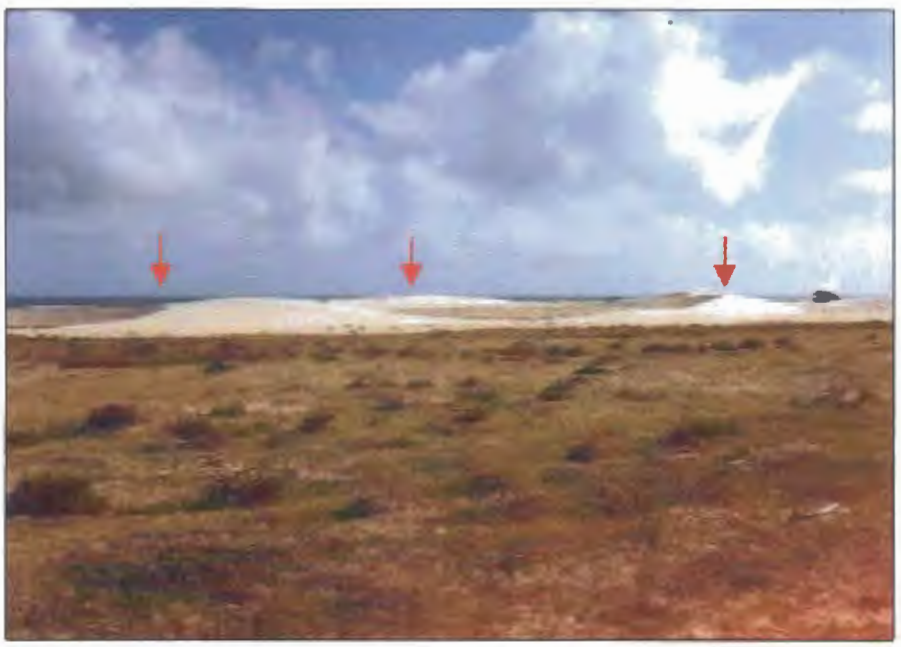


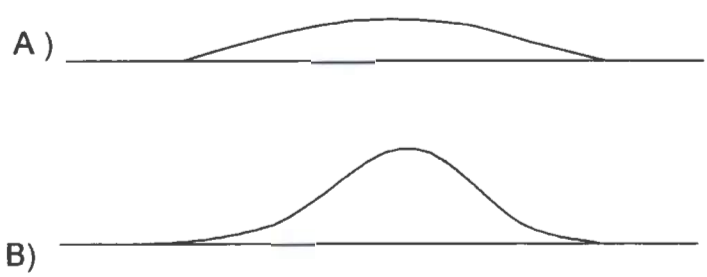
Figura 32 - Desenvolvimento de um pequeno campo de dunas barcanas, localizado na zona de pós-praia, deslocado pela ação do vento em direção a oeste.

No decorrer deste trabalho, observou-se que na estação seca o número de dunas barcanas aumenta, principalmente na zona de pós - praia. Segundo Pye (1993) as dunas barcanas se desenvolvem sob a presença de aridez, e acentuada unidirecionalidade dos ventos. No entanto, a maioria das formas na região apresenta comportamento distinto quanto ao transporte de sedimento. Durante a estação chuvosa a migração dessas formas é virtualmente interrompida e as áreas interdunares são alagadas, originando lagoas freáticas de diferentes dimensões. Tais observações comprovam o que já tinha sido estudado por Castro (1987) em Iparana - Ceará e por Domingues & Bittencourt (1994) em experimentos realizados na Praia de Atalaia no Estado do Piauí.

Conforme estudos realizados através de fotografias aéreas correspondentes ao ano de 1958 (período de estiagem), observou-se que os braços do sistema de

dunas barcanas são aproximadamente simétricos na área correspondente à planície de deflação, e à medida que avançam continente adentro, estas formas tornam-se assimétricas. Segundo Gonçalves (1997) esta assimetria reflete a retomada da forma original da duna, após rebaixamento do lençol freático e finalização dos processos erosivos, gerados por fluxos aquosos intermitentes ou sazonais durante o período de chuva.

No decorrer dos experimentos de campo, observou-se, também, que durante o período de chuva estas formas de dunas apresentam-se mais rebaixadas, desgastadas e com características arredondadas (Figura A). No entanto, na estação seca, a morfologia se restabelece e alcança uma altura maior, cuja variabilidade anual na área de Paracuru é em torno de 0,25 m em uma das estações de monitoramento (Figura B)

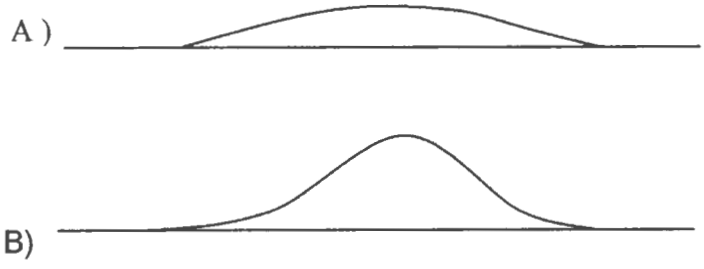


6.2.3.2 - Dunas Barcanóides

Conforme mapa geomorfológico, anexos A e B, as dunas barcanóides distribuem-se especialmente no compartimento morfológico II. O desenvolvimento destas formas é resultado da união lateral de dunas barcanas que gradativamente vão crescendo à medida que se afastam da planície de deflação. Paralelamente ao crescimento, a velocidade de migração diminui significativamente.

Conforme estudos realizados através de fotografias aéreas correspondentes ao ano de 1958 (período de estiagem), observou-se que os braços do sistema de dunas barcanas são aproximadamente simétricos na área correspondente à planície de deflação, e à medida que avançam continente adentro, estas formas tornam-se assimétricas. Segundo Gonçalves (1997) esta assimetria reflete a retomada da forma original da duna, após rebaixamento do lençol freático e finalização dos processos erosivos, gerados por fluxos aquosos intermitentes ou sazonais durante o período de chuva.

No decorrer dos experimentos de campo, observou-se, também, que durante o período de chuva estas formas de dunas apresentam-se mais rebaixadas, desgastadas e com características arredondadas (Figura A). No entanto, na estação seca, a morfologia se restabelece e alcança uma altura maior, cuja variabilidade anual na área de Paracuru é em torno de 0,25 m em uma das estações de monitoramento (Figura B)



6.2.3.2 - Dunas Barcanóides

Conforme mapa geomorfológico, anexos A e B, as dunas barcanóides distribuem-se especialmente no compartimento morfológico II. O desenvolvimento destas formas é resultado da união lateral de dunas barcanas que gradativamente vão crescendo à medida que se afastam da planície de

deflação. Paralelamente ao crescimento, a velocidade de migração diminui significativamente.

Em campo, o sistema barcanóide apresenta orientação preferencialmente perpendicular à direção do vento proveniente do quadrante leste. As dimensões variam de 60 a 180 metros e não seguem um padrão de aumento gradativo como ocorre entre as formas barcanas. As alturas também apresentam-se variadas, podendo atingir até 60 metros na parte central da área. Durante o período chuvoso, muitas destas formas funcionam como barragem de lagoas freáticas de profundidades variadas (Figura 33).

Figura 33 - Duna barcanóide servindo como barragem de lagoa freática por ocasião do período de chuva (fevereiro a maio).

À medida que ocorre o decréscimo de precipitação pluviométrica e o aumento do suprimento de sedimento, estas formas perdem paulatinamente a característica original, e transformam-se em dunas transversais.

6.2.3.3 - Dunas Transversais

As dunas transversais representam as formas dominantes na porção oeste da área estudada. Estendem-se desde a linha de praia até o limite sul da planície costeira, representando principalmente os compartimentos morfológicos III e V (Figuras A e B, anexos). O comprimento dessas dunas varia de 100 a 250 metros e a altura entre 13 a 17 metros com média de 15 m. Apresentam cristas orientadas aproximadamente na direção N-S, sendo alimentada, portanto, por ventos provenientes do quadrante leste.

A medida em que as dunas migram em direção à cidade de Paracuru - Ce, vão se tornando mais retilíneos até se orientar como uma cadeia transversal. Este comportamento morfológico corresponde, provavelmente, a uma deflação sofrida pelo vento a medida em que se afasta da praia, por efeito de interação com a própria superfície topográfica do campo de dunas (Figura 34).

Figura 34 - Duna transversal com cristas orientada aproximadamente na direção norte - sul. O contato com a planície costeira ocorre de maneira brusca.

O contato entre as formas transversais e a planície costeira ocorre de maneira brusca, com declividades em torno de 38° . As variações sazonais do regime pluviométrico e vento são responsáveis por modificações temporárias na morfologia dessas dunas. Durante o período de chuva a face de deslizamento é fortemente solapada, ao passo que no período de estiagem apresenta característica migrante.

6.2.3.4 - Compartimento "Feições de Dunas Longitudinais" de Retaguarda

Diversos tipos de feições longitudinais podem ser identificados em dunas de todo mundo. É comum subdividi-los em formas simples, compostas e complexas, conforme Melton (1940), Holm (1968), Mckee (1979) e Lancaster (1981). As formas compostas e complexas são na maioria das vezes, megadunas desprovidas de vegetação, ao passo simples são parcialmente cobertas por vegetação (Breed, 1979).

6.2.3.4.1 - Dunas Longitudinais

As dunas longitudinais ocorrem quando ventos mais fortes, de uma só direção, movem areia fina e grossa paralelamente ao curso do vento (Lancaster, 1981).

Na região do sistema sedimentar eólico de Paracuru foram identificados dois tipos de dunas lineares simples: 1) Dunas lineares levemente arredondadas, geralmente simétricas em secções de cruzamento, mas as vezes assimétricas, e de vegetação pouco expressiva este tipo é conhecido na Austrália como cordões arenosos (sand ridge), Breed (1979), ou como cordões paralelos, Mabbut (1968). Como outros tipos similares em outros pontos da área, elas convergem formando uma junção em forma de Y ou em forma de garfo. 2) Correspondem às formas lineares retas, com vegetação esparsa, principalmente ao redor das cristas. Observa-se também no limite sul da área a

ocorrência de dunas secundárias transversais sobrepondo a essas dunas longitudinais.

As fotografias aéreas de 1958 e 1999 mostram duas situações distintas em relação ao sistema de dunas longitudinais correspondente ao limite sul com a planície costeira. Na foto aérea de 1958, os cordões longitudinais com vegetação são vistos em alinhamento aproximadamente paralelo ao vento dominante de leste (Figura 35). Os ventos secundários de sudeste e nordeste exercem uma influência modificadora na crista, e são responsáveis pela simetria e assimetria da duna inteira. Tais observações também foram comprovadas por Twindale (1972) e Lancaster (1981). O paralelismo dos cordões longitudinais em relação à direção do vento dominante contribuiu para implantação da idéia de que dunas lineares com vegetação são formadas por fluxos de vento helicoidal (Wilson, 1972 e Dubshine, 1979). No entanto, esta hipótese foi desenvolvida sem qualquer referência à vegetação como fator dominante na formação das dunas e foi baseada somente em ventos secundários da camada atmosférica (Thomas e Tsoar, 1990).

Na foto aérea de 1999, observou-se que a remoção da vegetação nos últimos 40 anos, alterou a forma e o perfil dos cordões longitudinais (Figura 36). O vento que sopra do quadrante nordeste, em algumas situações, atinge livremente a face da duna, desenvolvendo formas superpostas com faces voltadas para o nordeste. O aumento do transporte de sedimento sobre a planície costeira sul, decorrente do desmatamento dessas dunas resultou na permutação de formas, que serão tratadas especificamente no capítulo referente a modelo de evolução geomorfológica.

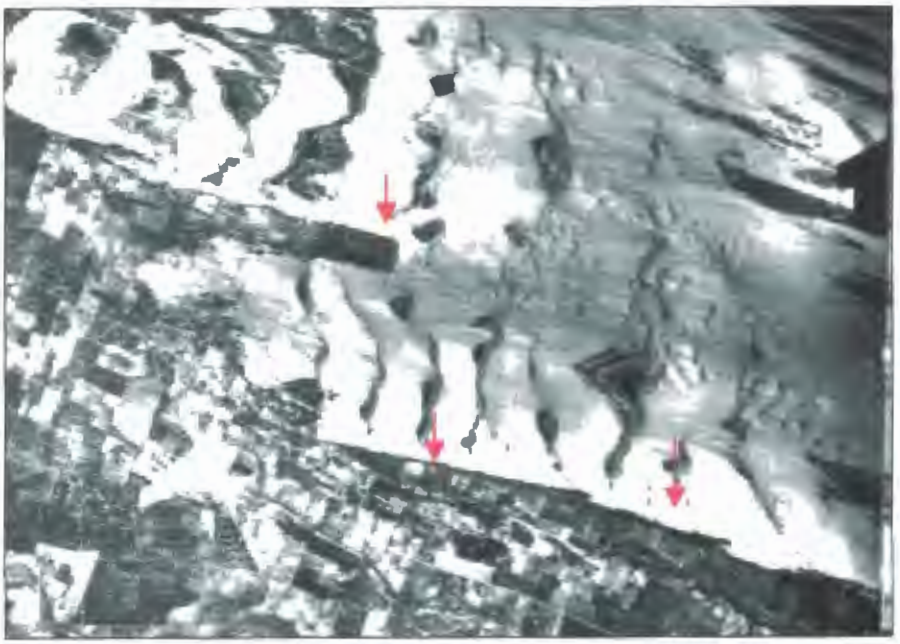


Figura 35 - Foto aérea de 1958, mostrando as dunas longitudinais paralelas aos ventos dominantes de leste, controladas por vegetação.

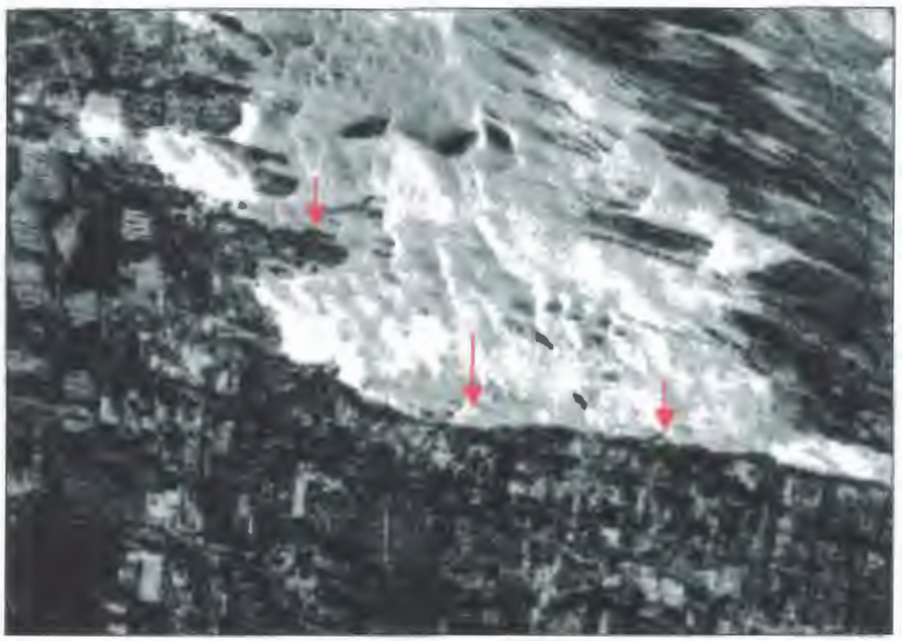


Figura 36. Foto aérea de 1999, observa-se que a remoção da vegetação nos últimos 40 anos, alterou a forma e o perfil das dunas longitudinais.

6.2.3.4.2 - Dunas Coppice

Dunas Coppice, também conhecidas como Nebka, são formas monticulares que se desenvolvem controladas pela interação do vento com núcleos de vegetação do tipo e densidades variáveis, resultando em morfologias que variam de arredondadas até dunas de sombra (shadow dunes), Tomazelli (1990).

Na porção sudoeste do campo eólico de Paracuru, estas formas consistem, em geral, num mosaico confuso de dunas bem vegetadas de porte arbustivo, intercalados com dunas de vegetação rala. A topografia apresenta-se irregular e ondulada com desníveis médios de 4m (Figura 37).

Em função da irregularidade da cobertura vegetal ocorrem, inseridas na faixa de terreno ocupada pelas dunas do tipo coppice, áreas com vegetação muito rala que possibilitam o trânsito eólico, estes "corredores de alimentação" permitem o deslocamento de areia até as formas transversais situadas no limite oeste da área.

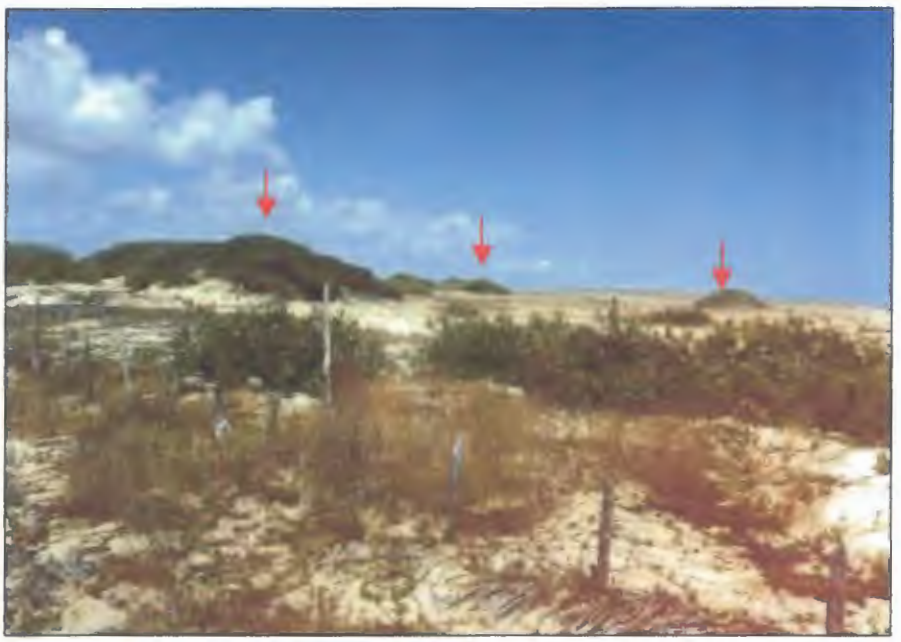


Figura 37 - Área de dunas coppice "nebka" constituída por topografia irregular e ondulada, associada a vegetação de porte arbustivo.

No limite sudoeste das dunas coppice é comum a ocorrência de pequenas lagoas freáticas intermitentes, que fazem parte do sistema de drenagem da Lagoa Grande, principal reservatório que abastece a cidade de Paracuru.

Os mapas geomorfológicos representados através das Figuras A e B (anexos), mostram a distribuição espacial das principais feições eólicas ocorrentes no sistema sedimentar de Paracuru. Como algumas destas feições estão relacionadas à ocorrência ou não de chuvas, optou-se por elaborar dois mapas, ou seja, um para o período de estiagem e outro para o período de chuva.

7. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES

7.1 - Considerações Sobre Resultados Obtidos

Apesar dos impactos ambientais decorrentes do processo de migração de dunas transversais sobre a planície costeira de Paracuru, identificados nos últimos anos, (SEMACE, 1991; Bagnolli, 1995; Castro, 2000; Gurgel Jr., 2000). Nenhum destes trabalhos incluiu uma campanha de monitoramento sobre avanço de dunas por mais de um ano, correspondente a variabilidade interanual de precipitação pluviométrica e ventos nesta região.

Visando suprir esta lacuna, o presente capítulo tem como objetivo, quantificar as taxas de migração das diferentes formas de dunas, através de dois métodos: (1) determinação com base na análise de fotografias aéreas de diversas datas de vôo, (2) monitoramento direto em campo de um sistema de dunas embrionárias (Barcanas), a partir de marcos de controle e estudos morfométricos por mais de 2 (dois) anos, comentados anteriormente nas secções 2.3.2 e 2.4.3.1.

Serão também analisadas as transformações ambientais ocorridas no sistema eólico durante 41 anos. Nesta análise foram utilizadas fotos aéreas correspondes à data do primeiro sobrevôo na região (1958) e levantamento recente, referente a 1999, utilizando técnicas de geoprocessamento.

As taxas de transporte eólico que caracterizam as diferentes formas de dunas foram obtidas através da distancia entre duas dunas transversais em cada ponto selecionado, complementada pela formula proposta por (Simons *et al.*, 1965).

O procedimento adotado usando como ferramentas fotografias aéreas realizadas em épocas distintas e monitoramento de um sistema embrionário de barcanas, permitiu obter uma caracterização quanto à dinâmica dos processos eólicos e evolução das formas no passado recente. Os resultados serão

incorporados ao modelo de evolução geomorfológica a ser proposto através do capítulo 8.

7.1.2 - Determinação em Fotografias Aéreas Verticais

As fotografias aéreas verticais de diferentes datas de vôo de uma mesma região costeira são, reconhecidamente, uma das ferramentas mais úteis para análise das feições morfológicas litorâneas (Tomazelli, 1990). Este método vem sendo empregado desde o final da década de cinqüenta, em trabalhos sobre migração de dunas por diversos pesquisadores, entre estes (Finkel, 1959; Parker Gay Jr., 1962; Mckee ,1979; Tomazelli, 1990; Rebêlo, 1995 e Barbosa, 1997). Visando este objetivo, foram selecionadas formas eólicas cujo reconhecimento em campo, pudesse ser acompanhado com segurança através de fotos de diferentes datas de vôo.

Apesar dos eminentes erros de determinação no terreno, por se tratar de dunas móveis, procurou-se trabalhar com fotos de escalas iguais ou aproximadas. As medidas de distância foram sempre realizadas em pontos fixos, entre estes: lagoas, estradas de acesso, promontório, vegetação de grande porte, margem de rios, cercas, etc, conforme mapa de pontos (Figura 38).

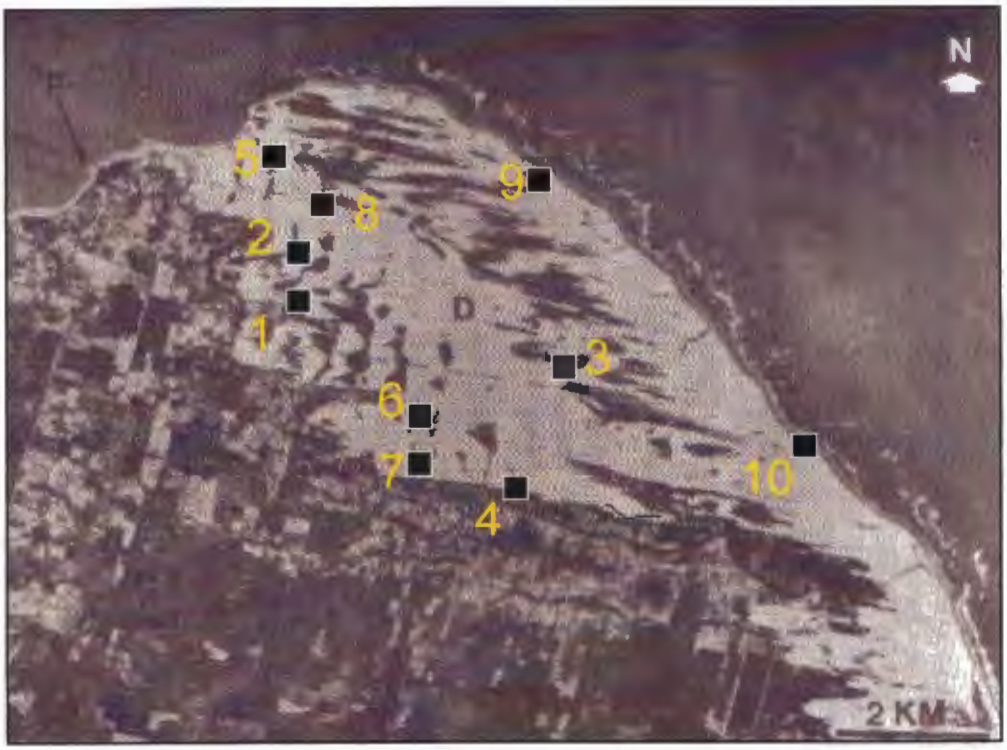


Figura 38 - Mapa de distribuição dos pontos de monitoramento.

De acordo com critérios mencionados, foram escolhidos para análise, pontos (formas eólicas) bem distribuídos espacialmente. O movimento total e a migração média anual das dunas se encontram resumidos na Tabela 6.

Ponto	Coordenada em UTM	Feição	Forma	Período coberto	Total (ano)	Movimento total (m)	Mov. médio m/ano
1	9624316	Transversal	Barcana	1958 a 1999	41	375	9,14
2	9621719	Transversal	Barcana	1958 a 1999	41	460	11,21
3	9621687	Transversal	Barcanóide	1958 a 1999	41	285	6,95
4	9619784	Longitudinal	Longitudinal	1969 a 1999	20	42	1,02
5	9623682	Transversal	Transversal	1958 a 1999	41	265	6,46
6	9622559	Transversal	Barcanoide	1969 a 1999	20	515	12,56
7	96211718	Transversal	Barcanoide	1958 a 1999	41	345	8,41
8	96211819	Transversal	Transversal	1958 a 1999	41	485	11,82
9	96221720	Transversal	Transversal	1998 a 2000	2	40,5	19,3
10	96232177	Oblíqua	Piramidal	1958 a 1999	41	0	0

Tabela 6. Taxa de migração no campo de dunas de Paracuru, entre 1958 a 2000.

7.1.3 - Determinação Direta no Terreno (Monitoramento de Dunas)

O clima, através da precipitação, controla não somente a migração das dunas ativas, mas também o suprimento de sedimento para os campos de dunas. (Domingues e Bittencourt, 1994).

Objetivando compreender localmente a dinâmica dos processos eólicos na região e a variabilidade interanual das precipitações pluviométricas, realizou-se uma campanha de monitoramento durante um período de mais de dois anos (02/04/98 à 13/06/00). Foi selecionada uma duna barcana, denominada de B1 (UTM, 96221720), localizada sobre a planície de deflação, cuja origem e evolução morfológica associam-se a um período extremamente seco possivelmente relacionado ao fenômeno El Niño de 1993.

Por ocasião da primeira campanha realizada em março/1998, a duna selecionada para monitoramento apresentava os seguintes parâmetros morfométricos:

Feição: Embrionária transversal.

Forma: Barcana.

Largura: 35 metros.

Altura média: 2,20 metros.

Sentido de migração: NW e W.

Mergulho da face de deslizamento: 24°

Declive do flanco lateral direito 11° .

Declive do flanco lateral esquerdo: 11° .

Como foi visto no item 2.4.3.1, a campanha de monitoramento foi realizada através de pontos de controle, fixados a partir de uma cerca de arame farpado

que acompanha paralelamente a crista da duna, ou seja, disposta aproximadamente à direção dominante da migração.

Ao longo do período de monitoramento, verificou-se que as precipitações pluviométricas na região exercem uma forte influência no transito de sedimento e na migração das dunas. Durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) a taxa de migração de duna é mínima, no entanto nunca chega a ser interrompida, devido a intervalos de dias sem chuva e a potencia do vento sobre a região. Na estação seca (junho a janeiro), o processo de migração é retomado, atingindo valores bastante significativos (Tabela 7).

Trimestre	2° Trimestre Abr. – Jun. (1998)	3° Trimestre Jul. –Set. (1998)	4° Trimestre Out. – Dez. (1998)	1° Trimestre Jan. – Mar. (1999)	2° Trimestre Abr. – Jun. (1999)	3° Trimestre Jul. – Set. (1999)	4° Trimestre Out. – Dez. (1999)	1° Trimestre Jan. – Mar. (2000)	2° Trimestre Abr. – Jun. (2000)
Precipitação (mm) Paracuru – Ce.	656	13	12	681	665	31	28	552	239
Avanço trimestral da Duna Barcana	2,7	6,8	6,9	1,9	2,1	8,3	7,0	2,0	2,8

Tabela 7 - Taxa trimestral de avanço de dunas e pluviometria em Paracuru - Ce, entre abril/1998 a junho/2000.

7.1.4 - Morfometria de Dunas Barcanas (Monitoramento)

Segundo Howard *et al.* (1978) as dunas barcanas são consideradas formas estáveis, pois são as únicas feições transversais que migram em decorrência de um forte regime de vento unidirecional ao longo de um terreno plano, mantendo sua forma e volume. No entanto, estudos realizados por (Tsoar, 1984), apresentam outra idéia, afirmando que as dunas barcanas são variavelmente afetadas por ventos secundários ou oblíquos.

Diversos autores, ao longo dos anos, entre estes: (Finkel, 1959; Long e Sharp, 1964; Mabutt, 1977; Hesp e Hasting, 1998 e Sauermann *et al.*, 2000), vêm estudando as relações morfométricas entre altura e largura de dunas barcanas. A superposição de dados encontrados por estes autores confirma que a altura de uma barcana é de aproximadamente 1/10 de sua largura.

O presente item tem como objetivo conforme secção 2.4.3.2, reexaminar estas relações através de resultados obtidos durante monitoramento realizado entre 02/04/98 a 13/06/00, em um conjunto de 3 dunas barcanas à 150m da linha de preamar, próximo ao terminal da PETROBRAS no município de Paracuru – Ce (Figura 39).

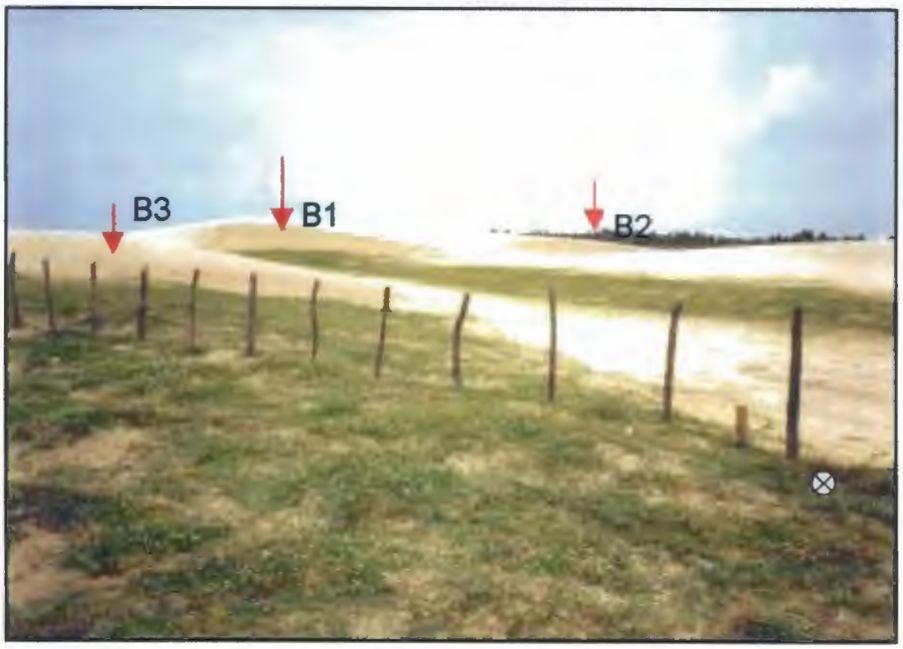


Figura 39 - Conjunto de dunas barcanas, monitoradas por ocasião deste trabalho.

Devido às condições semi-áridas da região caracterizada por um período de 8 meses de estiagem (junho a janeiro) e 4 meses de chuva (fevereiro a maio), este experimento foi realizado a cada 6 meses para que as alterações morfológicas fossem percebidas. A Tabela 8, mostra as relações entre altura, comprimento e declives do conjunto de barcanas expostas sobre a planície costeira de Paracuru.

Relações Morfométricas		Conjunto de Dunas Barcanas: B1, B2 e B3				
		Abril (1998)	Outubro (1998)	Abril (1999)	Outubro (1999)	Junho (2000)
Altura (em relação a crista)	B1	3,0	3,4	3,5	4,0	4,1
	B2	2,0	2,2	2,8	3,5	3,8
	B3	2,4	2,6	2,6	3,0	3,0
Comprimento (m)	B1	35	37	37,5	38,5	39
	B2	27	30	31	32,5	33,5
	B3	28	29	29,5	31	31,5
Declive Lateral FD - Flanco Direito FE-Flanco Esquerdo	B1	LD: 11° LE: 11°	LD: 11° LE: 11°	LD: 11° LE: 11°	LD: 13° LE: 9°	LD: 13° LE: 7°
	B2	LD: 10° LE: 9°	LD: 10° LE: 9°	LD: 10° LE: 9°	LD: 12° LE: 8°	LD: 12° LE: 8°
	B3	LD: 10° LE: 10°	LD: 10° LE: 10°	LD: 12° LE: 11°	LD: 12° LE: 11°	LD: 12° LE: 11°

Tabela 8 - Relações morfométricas entre altura, comprimento e declive em um conjunto de dunas barcanas (B1, B2 e B3), situadas sobre a planície de deflação de Paracuru.– Ce.

A figura 40 apresenta a terminologia utilizada para designar uma duna barcana em relação aos padrões morfométricos, entre estes, eixo central da duna, linha média do declive lateral, largura dos braços, face de deslizamento, altura da face de deslizamento, declives, quebra, crista, etc.

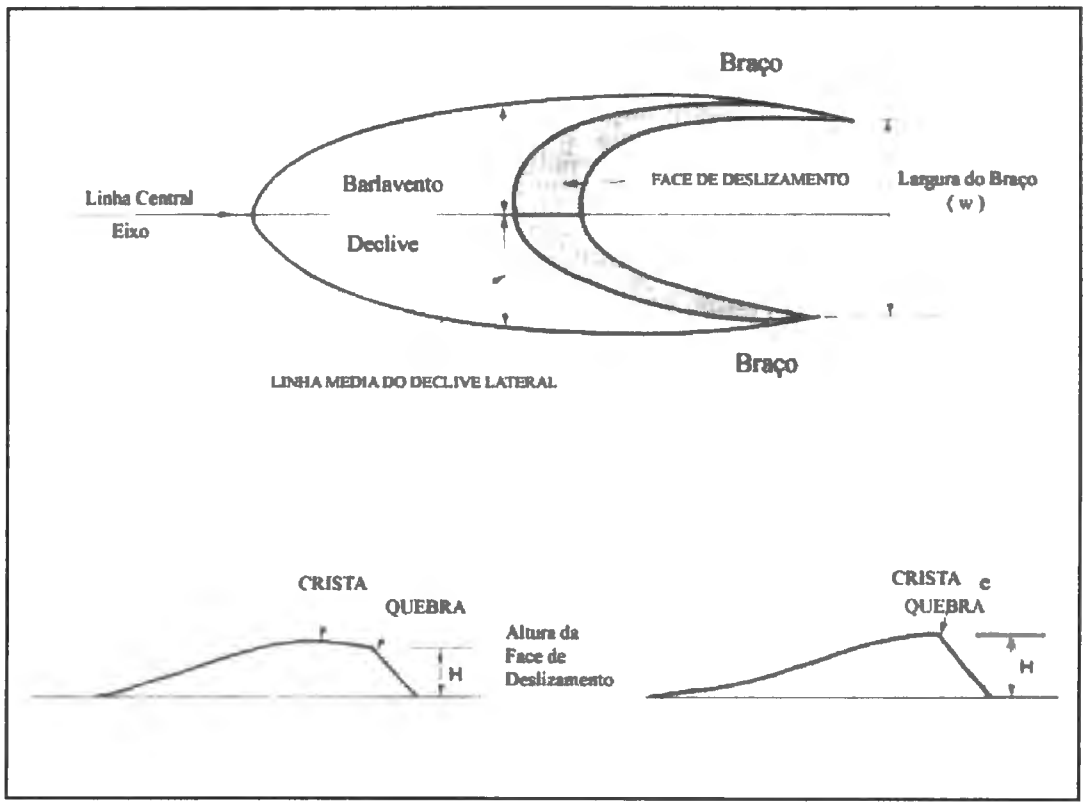


Figura 40 - Terminologia adotada para dunas barcanas. Adptado de Hesp & Hasting (1998).

Finkel (1959), estudando as relações entre a altura e comprimento de dunas barcanas, concluiu que havia uma forte correlação linear entre altura da face de deslizamento medida no centro de eixo (h) e a largura entre os braços (w). Os resultados obtidos permitiram a determinação da seguinte expressão:

$$W = 10.3h + 4.0 \qquad (6)$$

O gráfico da figura 41, mostra a relação entre altura e comprimento de dunas barcanas em experimento realizado por Finkel no litoral peruano.

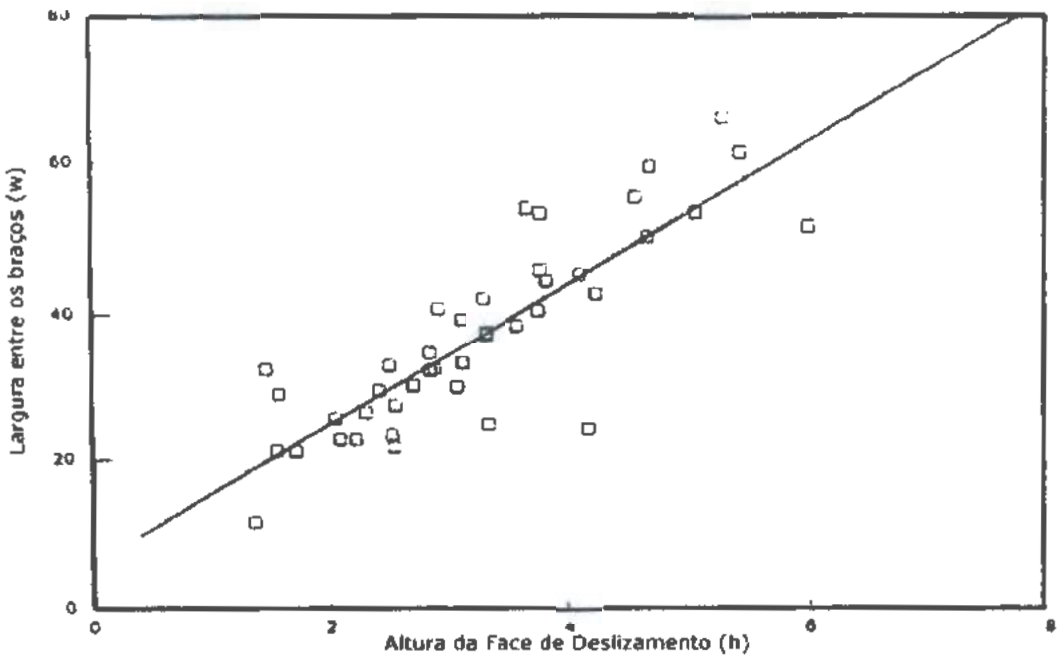


Figura 41 - Relação entre altura e comprimento de dunas barcanas, obtida por Finkel (1959), no litoral Peruano. Fonte: Hesp & Hasting (1998).

Usando os dados da tabela 8 na expressão (6) proposta por Finkel, temos a seguinte correlação linear para o conjunto de dunas barcanas B1, B2 e B3, estudadas através deste item (Figura 42).

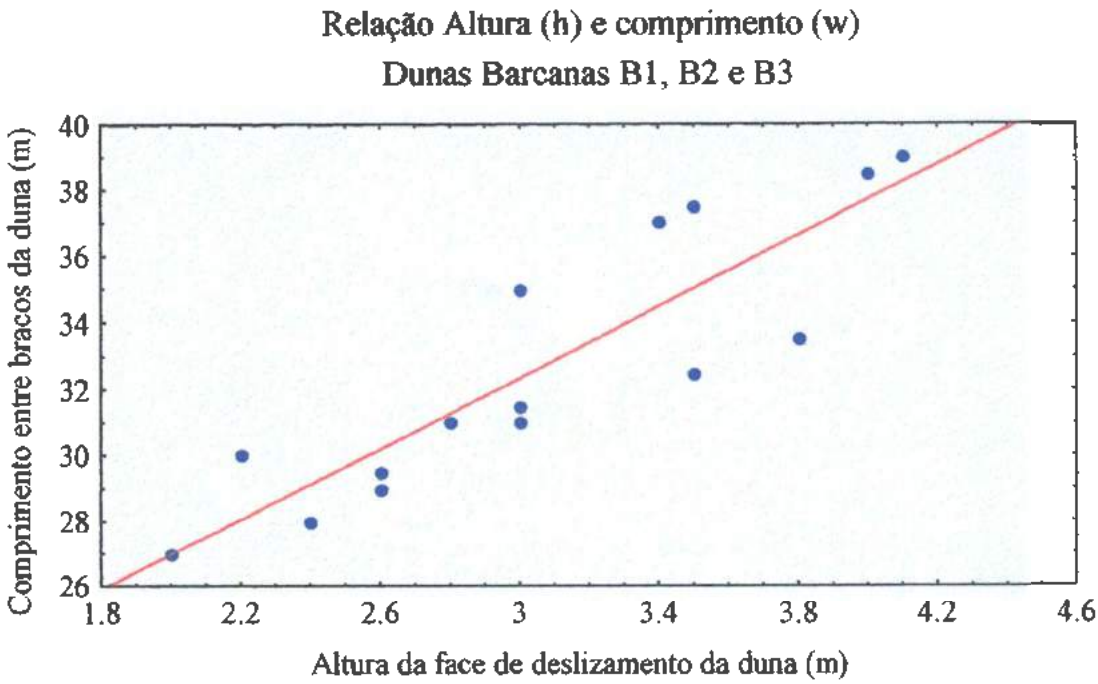


Figura 42 - Relação entre altura e comprimento obtida para as dunas barcanas B1, B2 e B3, situadas sobre a planície de deflação de Paracuru.

Segundo Hesp e Hasting (1998), os declives laterais das dunas barcanas devem manter uma ordem para que a relação altura/comprimento não saia do padrão. Essa relação é expressa por :

$$H = W/2 \tan \varnothing \qquad (7)$$

Onde, H é a altura da duna, geralmente medida no centro do eixo, W é a largura entre os braços e ∅ é o ângulo médio entre os declives laterais da duna.

Utilizando os dados obtidos na tabela 8 na expressão (7) proposta por Hesp & Hasting (1998), observou-se que a morfometria dos declives laterais das dunas barcanas B1, B2 e B3 não apresentam nenhuma correlação com a expressão (7). Portanto, esta expressão ao contrário da relação (6) não é aplicável ao sistema de dunas de Paracuru.

7.1.5 - Superposição de fotografias aéreas de diferentes datas de vôo

As transformações ocorridas na paisagem eólica da região de Paracuru se materializam através do processo de migração de dunas que soterram a planície costeira. A partir de uma série de fotografias aéreas cobrindo um período de 41 anos foi possível observar modificações importantes quanto ao transito de sedimento e soterramento por dunas nesta região. A visão de conjunto proporcionada associada à análise por geoprocessamento, foram essenciais na elaboração do modelo geomorfológico referente ao capitulo 8.

A utilização de técnicas de geoprocessamento (secção 2.3.2), permitiu uma interpretação espaço- temporal entre 1958 (registro da primeira foto aérea) à 1999 (registro do último sobrevôo), tendo como base disponível fotografias aéreas na escala de 1: 25.000.

Em 1958 o sistema eólico transversal de Paracuru apresentava uma área total de 8.396.711 m^2. A planície de deflação constituída por lençóis de areia e a faixa de praia representavam 6.440,736 m^2 e 4.545,2 m^2 respectivamente (Figura 43).

No ano de 1999, apesar do registro aéreo ser similar ao de 1958 em termos de estação do ano (período seco). Constatou-se uma expansão do sistema de dunas transversais para 8.642,590 m^2. A planície de deflação e a faixa de praia decresceram respectivamente em termos de área para 6.258,752 m^2 e 4.542,82 m^2 (Figura 44).

Os resultados da superposição entre os registros aéreos de 1958 e 1999 constam na Figura 45. Observou-se que as principais áreas de soterramento localizam-se entre o reservatório da Lagoa Grande e o córrego Boca do Poço.

A Tabela 9 mostra as diferenças em recobrimento espacial (m^2) da expansão ou retração do sistema eólico, entre 1958 a 1999.

Compartimento Morfológico	Foto aérea – 1958	Foto aérea – 1999	Diferença m^2
Dunas	8.396,711 m^2	8.642,590 m^2	+ 245.879
Planície de deflação	6.440,736 m^2	6.258,752 m^2	- 181.934
Praia	454.882 m^2	454.282 m^2	- 600

Tabela 9 - Diferenças em recobrimento espacial do sistema sedimentar eólico de Paracuru no período de quarenta e um anos.

Analisando as diferenças entre os recobrimentos verificou-se que o campo de dunas de Paracuru se expandiu progressivamente em aproximadamente 245.879 m^2 durante 41 anos. A expansão das dunas corresponde ao processo de soterramento identificado nos últimos anos sobre o reservatório Lagoa Grande e áreas agrícolas em torno da cidade de Paracuru.

Em relação à planície de deflação constatou-se um decréscimo de área ocupada por esse compartimento morfológico em -181.934 m^2. Esta retração atribui-se a época em que foi registrada a foto aérea. Em 1958 devido à influência do fenômeno El Niño, a planície era constituída por um extenso manto de areia bem desenvolvido, caracterizado por um período extremamente seco. Em 1999 apesar da foto aérea coincidir com a estação seca, este ano, foi considerado normal, sem influência do El Niño. Portanto a ocorrência deste fenômeno, possivelmente, justifica esta diferença.

Na faixa de praia foi observada também uma redução de 600 m^2 de área. Essa redução pode estar relacionada a tendências de recuo de linha de costa, identificada em quase todas as praias do litoral do Estado do Ceará (Castro, 1996). Nesta analise não foi levada em consideração o posicionamento da faixa de praia em relação à linha de preamar, devido à ocorrência de fatores como o regime de marés e as variações anuais do perfil de praia.

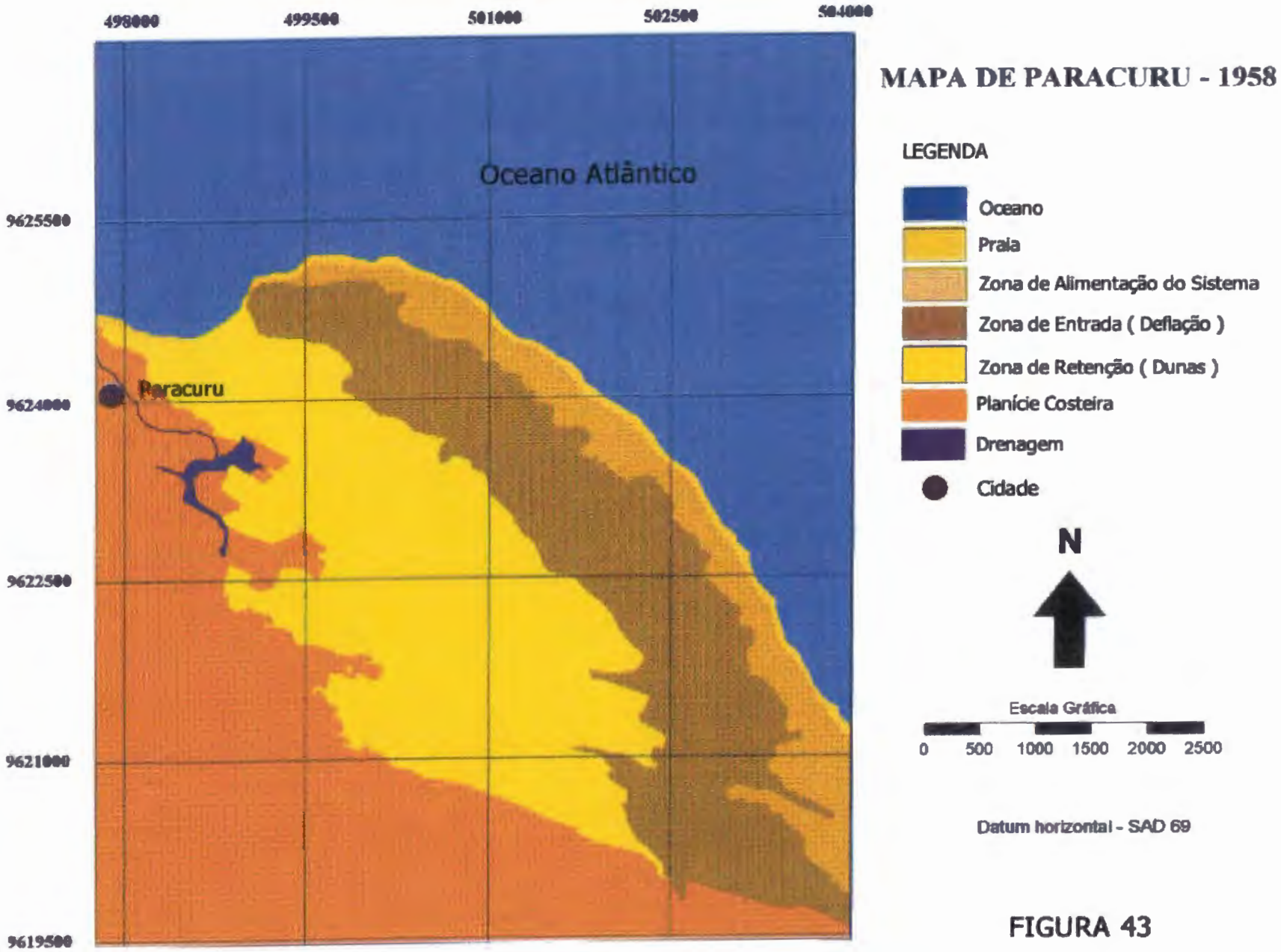

MAPA DE PARACURU - 1958
498000
499500
501000
502500
504000
9625500
9624000
9622500
9621000
9619500
Oceano Atlântico
Paracuru
LEGENDA
Oceano
Praia
Zona de Alimentação do Sistema
Zona de Entrada (Deflação)
Zona de Retenção (Dunas)
Planície Costeira
Drenagem
Cidade
N
Escala Gráfica
0 500 1000 1500 2000 2500
Datum horizontal - SAD 69

FIGURA 43

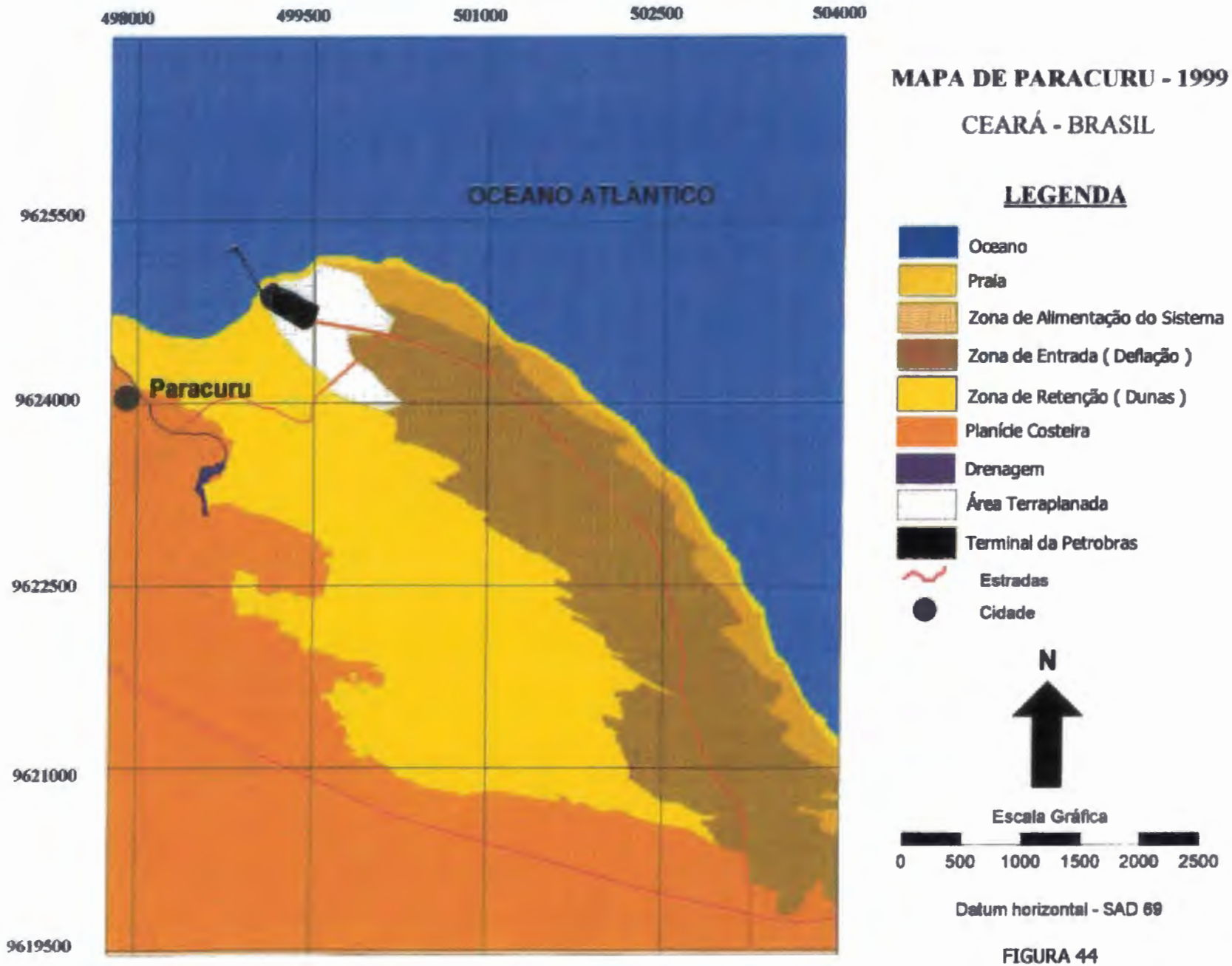

498000
499500
501000
502500
504000
9625500
9624000
9622500
9621000
9619500
OCEANO ATLÂNTICO
Paracuru
MAPA DE PARACURU - 1999
CEARÁ - BRASIL
LEGENDA
Oceano
Praia
Zona de Alimentação do Sistema
Zona de Entrada (Deflação)
Zona de Retenção (Dunas)
Planície Costeira
Drenagem
Área Terraplanada
Terminal da Petrobras
Estradas
Cidade
N
Escala Gráfica
0 500 1000 1500 2000 2500
Datum horizontal - SAD 69

FIGURA 44

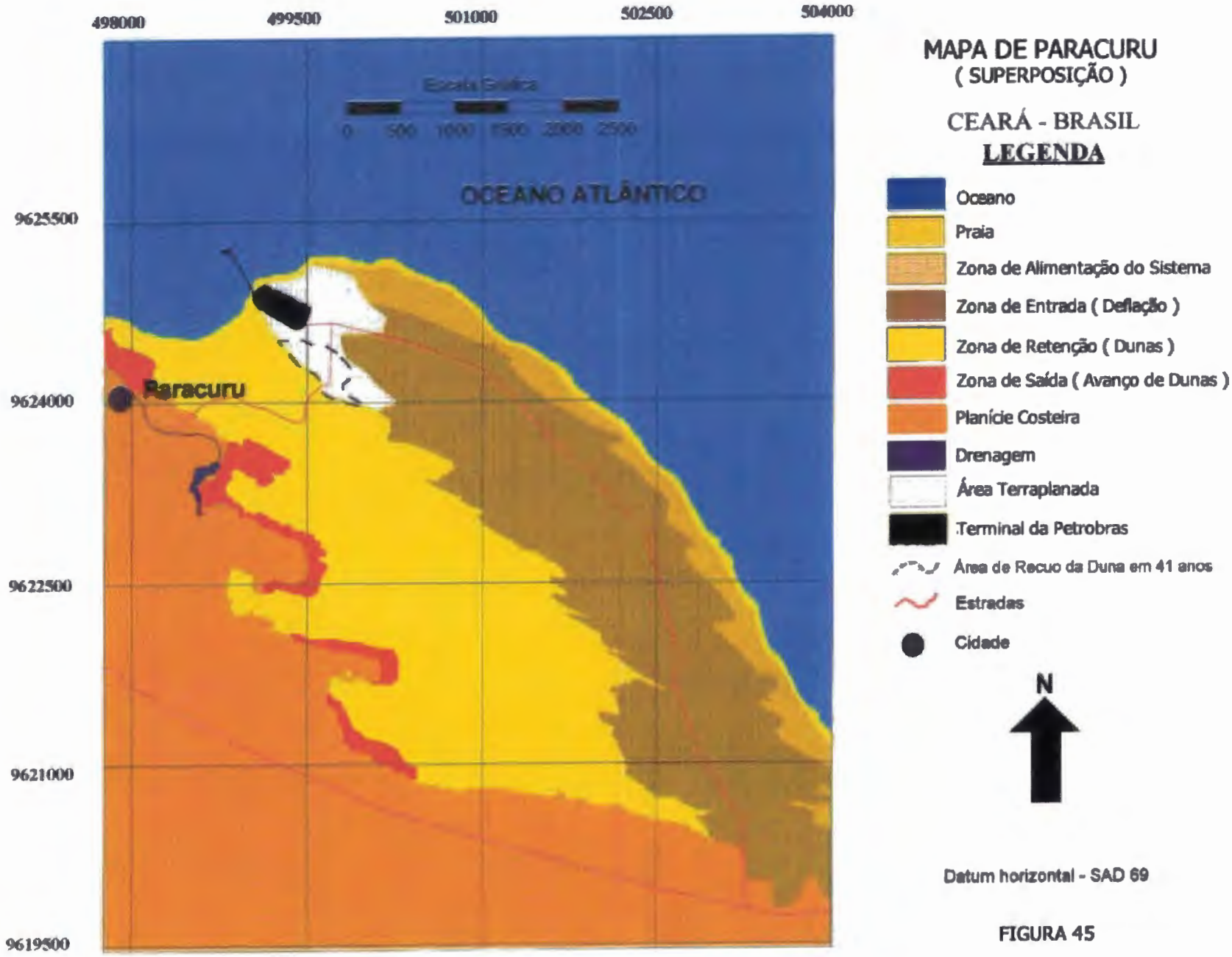

498000
499500
501000
502500
504000
9625500
9624000
9622500
9621000
9619500
Escala Gráfica
0 500 1000 1500 2000 2500
OCEANO ATLÂNTICO
Paracuru
MAPA DE PARACURU
(SUPERPOSIÇÃO)
CEARÁ - BRASIL
LEGENDA
Oceano
Praia
Zona de Alimentação do Sistema
Zona de Entrada (Deflação)
Zona de Retenção (Dunas)
Zona de Saída (Avanço de Dunas)
Planície Costeira
Drenagem
Área Terraplanada
Terminal da Petrobras
Área de Recuo da Duna em 41 anos
Estradas
Cidade
N
Datum horizontal - SAD 69

FIGURA 45

7.1.6 - Cálculo da Taxa de Transporte Eólico

Desde o surgimento do clássico de Bagnold op. cit. "The Physics of Blow Sand Desert Dunes", uma grande quantidade de trabalhos tem surgido sobre este tema, em especial nos últimos anos, quando o interesse em estudar os sistemas eólicos (dunas) foi intensamente renovado no campo das geociências, em decorrência dos problemas relacionados ao gerenciamento costeiro, planejamento urbano e controle ambiental.

O desenvolvimento e evolução das feições morfo-sedimentares costeiras, especialmente as dunas, dependem do transporte de areia por ação dos ventos. Segundo Valentini (1994) as estimativas de taxas de transporte eólico com base em registros de ventos envolve duas dificuldades. A primeira está ligada ao fenômeno em si, o qual não está completamente compreendido fisicamente e desenvolvido matematicamente. Dispõe-se de modelos empíricos ou semi - empíricos que não traduzem exatamente o mecanismo de transporte de areia pelo vento, mas permite uma estimativa dentro das limitações para as quais foram determinadas. Por essa razão não se tem um critério que indique que uma fórmula seja melhor que outras, para se fazer uma estimativa dessa natureza. A segunda dificuldade refere-se a disponibilidade de dados da natureza capazes de suprir as informações necessárias requeridas nos modelos de estimativa existente.

Para obtenção das taxas de transporte eólico a partir de modelos propostos por (Bagnold, 1941; Zing, 1952; Hsu, 1974; Letau e Letau, 1977; Mossa, 1980 e Sherman, 1990) são necessários dados detalhados sobre: ventos, inclusive com perfis de velocidade; diâmetro do grão; condições de rugosidade da superfície; força de arrasto; distribuição de temperatura do ar e na camada limite, distribuição da umidade nos sedimentos; porosidade, etc. Face às dificuldades de obter a maioria das informações para o sistema eólico estudado e por estes modelos serem bastante questionados quanto a sua validade, por não traduzirem, o clima da região, o processo de deposição e a forma resultante, optou-se por utilizar a taxa de transporte de sedimento calculada

sobre a taxa de migração de dunas, proposta por Ilemberger *et al.* (1988) para o campo de dunas costeiro de Alexandria - África do Sul. Este campo de dunas assim como o do Estado do Oregon - EUA, são similares, do ponto de vista geomorfológico, ao sistema transversal eólico de Paracuru.

7.1.6.1 - Estimativa de Taxa de Transporte Eólico de Sedimento

A taxa de transporte eólico para o campo de dunas de Paracuru foi calculada através da taxa de migração das dunas transversais. As medições foram obtidas a partir da comparação de fotografias aéreas de 1958, 1969 e 1999 na escala de 1:25.000, complementadas por levantamento topográfico/altimétrico pré existente e determinações diretas no terreno.

De acordo com a fórmula proposta por Simons *et al.*, citada por (Ilemberger *et al.*, 1987), a taxa de transporte de sedimento para migração de dunas transversais móveis é:

$$Qb = K\,H\,V \qquad (8)$$

onde, K: é o fator de forma não dimensional,

H: é a altura da duna,

V: é a velocidade de migração da duna.

O fator de forma K é igual: A / LH, onde A: é a secção transversal da duna e L : é o espaçamento entre as dunas.

Segundo Ilemberger *et al.* (1987), deve-se ter em mente que Qb independe do tamanho da duna, pois, uma duna de tamanho menor, move-se mais rapidamente do que uma duna de dimensões maiores.

Na região de Paracuru ao contrário de outros campos de dunas transversais similares, entre estes, Alexandria e Oregon, a taxa de transporte de sedimento se eleva com o aumento da distância do mar. Para dunas com aproximadamente 3 km do mar Qb = 28,56 m³/m/ano, enquanto que próximo à linha de costa Qb cai para 6,72 m³/m/ano (Tabela 10).

Ponto	Coordenada em U T M	Forma de duna	Estimativa de taxa de transporte (Qb)
1	9624316	Barcana	12,43
2	9621719	Barcana	28,56
3	9621719	Barcanóide	3,82
4	9619784	longitudinal	-
5	9623682	Transversal	6,72
6	9622559	Transversal	12,50
7	96211718	Transversal	9,14
8	96211819	Transversal	30,39
9	96221720	Barcana	37,10.
10	96221720	Obliqua	-

Tabela 10. Estimativas de taxas de transporte eólico, obtidas em m³/m/ano para dunas transversais em Paracuru.

7.2 - Discussão

Conforme resultados obtidos através de determinações em fotografias aéreas verticais de diferentes datas de vôo e método direto no terreno contidos nas tabelas 6 (seis) e 7 (sete), as taxas de velocidade de migração das dunas em Paracuru apresentam valores diversificados. A distribuição dos pontos inseridos na figura 38 permite uma visualização destes resultados. No ponto 5, junto à linha de praia a velocidade de migração é de 9,14 m/ano, enquanto no extremo oposto correspondente ao ponto 6, os valores obtidos atingem 12,56 m/ano. Os resultados na área de entorno da Lagoa Grande, pontos 1, 2 e 8, apresentam deslocamentos de dunas bastante significativo com uma média de aproximadamente 11 m/ano. No ponto 3, localizado na parte central do campo de dunas, a velocidade de migração é de 6,25 m/ano. Verificou-se que as dunas isoladas de menor tamanho são aquelas que apresentam uma maior velocidade de deslocamento aproximadamente 19,0 m/ano. Tal fato deve-se ao estado de equilíbrio e a natureza tridimensional das dunas barcanas que mantêm-se passiva de erosão pelo vento, mantendo suas características morfológicas após o deslocamento. O ponto 4, constituído por dunas longitudinais, apresentou deslocamento mínimo em torno de 1m/ano, devido a remoção local da cobertura vegetal. A ausência de deslocamento identificada através do ponto 10, deve-se ao processo diagenético de cimentação sobre as dunas obliquas (eólianitos) que impede a movimentação de sedimento. A figura 46, mostra de forma resumida estas variações em termos de taxa de deslocamento.

Os resultados obtidos mostram que o processo de migração das dunas móveis é proporcional à altura e tamanho das mesmas, ou seja, quanto maior a altura e o tamanho, menor é a velocidade de migração.

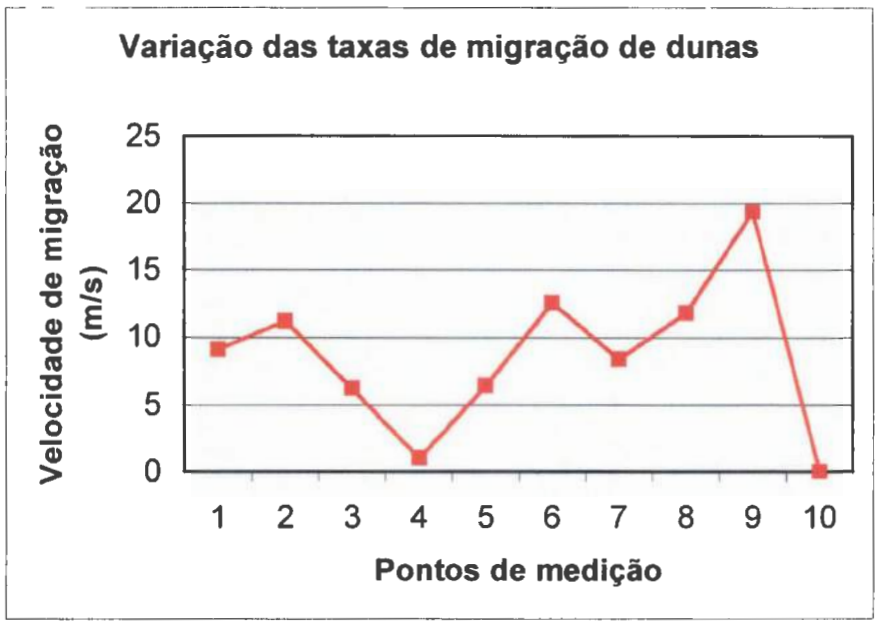


Figura 46 - Variação das taxas de deslocamento por metro/ano, em 10 pontos distintos do sistema eólico de Paracuru.

Verifica-se através da figura 46 que as dunas na região de Paracuru apresentam comportamento distinto quanto à velocidade de deslocamento anual. Tal fato deve-se a uma série de fatores ambientais, entre estes, tamanho e altura, posição em relação à pista de vento "fetch", natureza tridimensional e volume dos depósitos.

Os resultados obtidos através da tabela 7, mostram que o deslocamento anual das dunas é proporcional aos índices pluviométricos registrados na região. Ou seja, quanto maior for este índice menor será a migração das dunas (Figura 47).

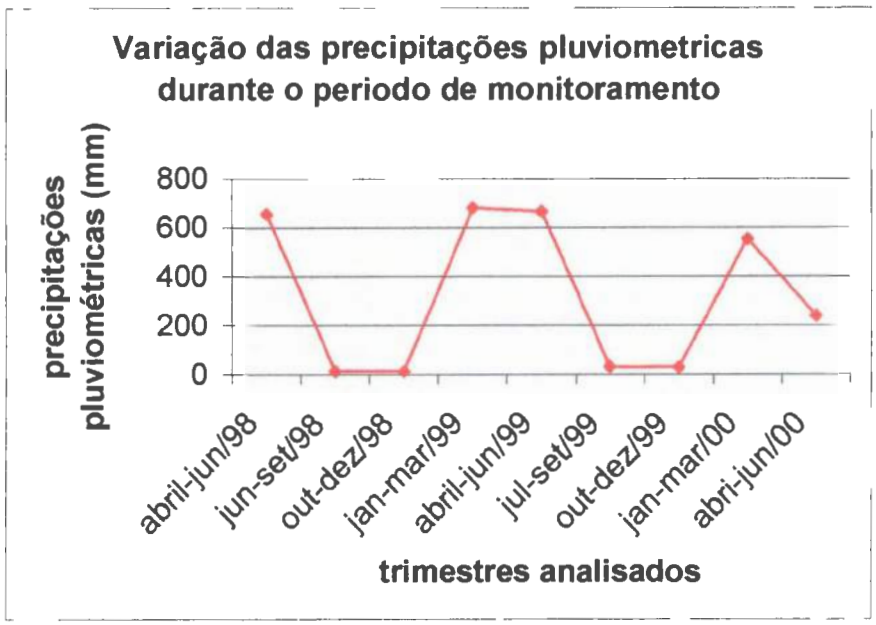


Figura 47 - Variação dos índices pluviométricos durante período de monitoramento de uma duna barcana. (UTM 96221720).

Conforme Figura 47, as precipitações pluviométricas na região de Paracuru, controlam não somente o deslocamento de dunas, mas também o suprimento de sedimento para o sistema eólico transversal.

O método de determinação direta no terreno permitiu avaliar as variações plurianuais do transporte eólico e a migração de dunas. Os resultados obtidos confirmam que estas variações dependem das precipitações pluviométricas e do regime de ventos (E - ESE). Por ocasião da estação chuvosa (fevereiro a maio), o transporte de sedimento em direção ao campo de dunas é parcialmente interrompido, atingindo velocidades de migração em torno de 2,1m trimestral. Durante a estação seca aproximadamente 8 meses / ano, o transporte de sedimento eólico é retomado atingindo taxas de 8,3 m trimestral.

Através da Figura 48, verifica-se que na estação chuvosa o transporte de sedimento não chega a ser interrompido, devido a intervalos de dias sem chuvas. Neste sentido, a velocidade de migração das dunas durante este período é ¼ do valor médio obtido durante a estação seca.

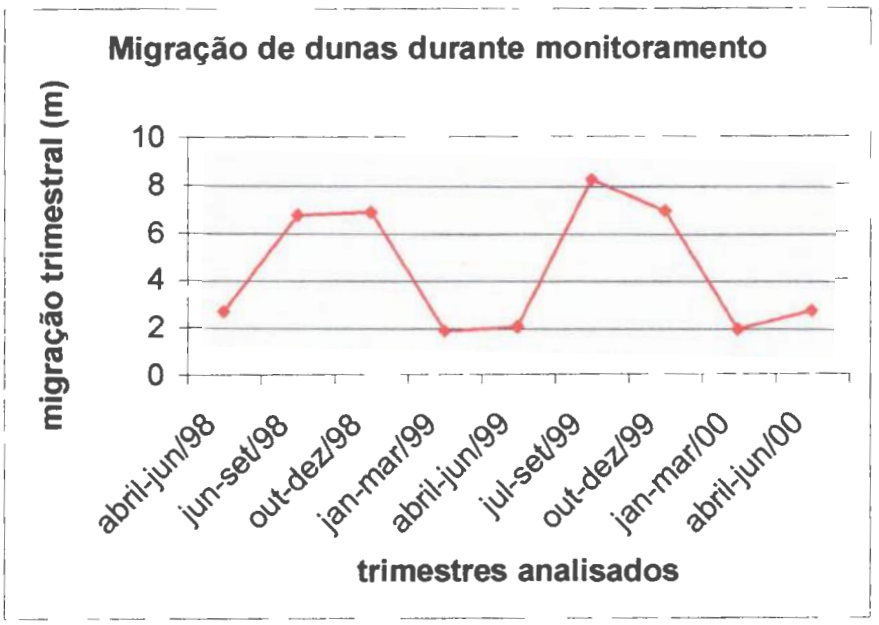


Figura 48 - Variação do processo de migração de dunas conforme monitoramento realizado entre abril/98 a junho/00.

A correlação entre as variações pluviométricas e o processo de migração de dunas é notória, (Figuras 47 e 48). Observou-se durante o período analisado que o transporte de sedimento em direção ao campo de dunas é inversamente proporcional ao índice pluviométrico, ou seja, quanto maior for este índice menor será o transporte. No entanto, o transporte nunca é totalmente interrompido, devido às condições semi-áridas da região e intervalos de dias sem precipitação pluviométrica durante a estação chuvosa.

O estudo das relações morfométricas entre comprimento e altura de um conjunto de dunas barcanas denominadas neste trabalho de B1, B2 e B3 apresentam uma forte correlação linear como foi visto através da figura 42. À superposição dos dados obtidos confirma a validade da expressão (6) proposta por (Finkel, 1959). Durante o período de monitoramento observou-se que à altura e o comprimento das dunas estudadas estão ligadas à morfologia tridimensional das mesmas. Estas observações comprovam o que já tinha sido

constatado por (Hesp & Hasting, 1998), durante experimentos realizados na costa da Namíbia.

Em relação aos declives dos flancos laterais obtidos para as dunas barcanas de Paracuru, em torno de 11°, apresentam-se relativamente compatíveis com outras medições realizadas em diversas partes do mundo. No entanto os estudos morfométricos dos declives laterais não apresentaram nenhuma correlação com a expressão (7) proposta por (Hesp & Hasting, 1998). Foi observado também, na última etapa do experimento, uma ligeira deformação morfológica das dunas barcanas em relação à forma original da primeira campanha de monitoramento. Esta deformação deve-se possivelmente a influência de ventos secundários de sudeste que atuam esporadicamente sobre a face destas dunas.

O estudo morfométrico das dunas barcanas permitiu tirar conclusões mais amplas em relação ao sistema eólico estudado, ou seja, as dunas na região de modo geral são controladas por pulsos climáticos, sendo o regime de vento e as precipitações pluviométricas os principais agentes responsáveis pelo controle ambiental destas formas.

A utilização de fotografias aéreas verticais de diferentes datas de vôo mostrou-se eficiente na interpretação dos resultados obtidos por superposição entre o período de 1958 e 1999. Ficou comprovado que o campo de dunas se expandiu em 245,879 m². A cada ano a região da planície costeira junto à cidade de Paracuru perde aproximadamente 6000m² de área agricultável. Foi constatado também que o processo de soterramento decorrente da migração de dunas é mais significativo nas imediações do reservatório Lagoa Grande. Em relação à faixa de praia, verifica-se um recuo de 600 m² de área. Este recuo pode está relacionado com a tendência de recuo de linha de costa provocado pela varredura eólica dos ventos de leste que removem uma porção significativa de areia fina da face da praia, depositando-a no campo de dunas a retaguarda.

Foi constatado através da tabela 10 que a taxa de transporte de sedimento em toda frente oeste à cidade de Paracuru, diminui com a proximidade do mar.

Para dunas com maiores distancia da linha de costa, o valor da taxa de migração de formas (qb) foi estimado 30,39 m³/m/ano, enquanto que perto da linha de costa (ponto 5), esta estimativa cai para 6,72 m³/m/ano (Figura 49).

O aumento da taxa de transporte eólico em relação a distancia do mar ocorre principalmente devido à posição geográfica do promontório de Paracuru que permite uma maior intensidade dos ventos na região da planície do Rio São Gonçalo, corresponde ao setor leste, frontal a todo campo de duna.

A velocidade de caminhamento de 6,72 m/ano estimada para as dunas transversais que limitam a linha de costa, ponto 5, deve-se à influência da zona de sombra do promontório, que possivelmente atenua a velocidade dos ventos, tornando este ponto de medição mais abrigado.

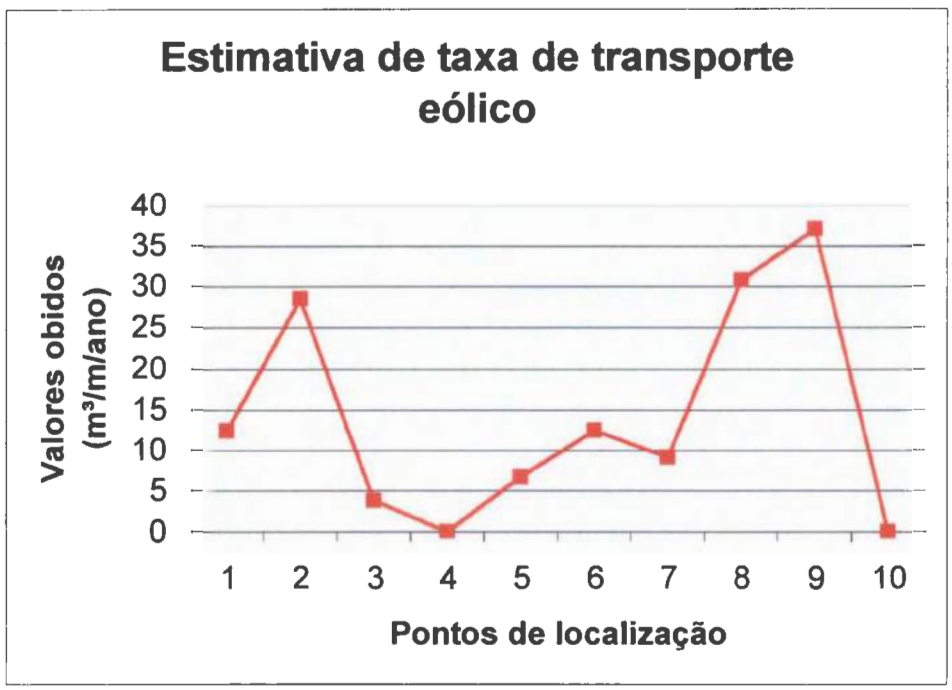


Figura 49 - Estimativa de taxas de transporte eólico em m³/m/ano no campo de dunas de Paracuru.

Considerando a soma dos resultados obtidos nos pontos 1, 2 e 8, o volume de material transportado em direção ao reservatório Lagoa Grande é estimado em 71,38 m³/m/ano. Tal fato deve-se a pista de vento "fetch" à retaguarda destes pontos ser bastante alongada, permitindo desta forma maior volume de material a ser transportado nesta direção. Na zona de retaguarda do campo de dunas compreendida pelos pontos 6 e 7 a estimativa de taxa em direção a oeste é de 21,64 m³/m/ano. As diferenças entre este resultado e o valor estimado para o reservatório Lagoa Grande, possivelmente relacionam-se a uma série de lagoas freáticas interdunares que impede parcialmente o transito de sedimento neste sentido. Na parte central do campo de dunas identificada como ponto 3 e planície de deflação constituída pelo ponto 9, as estimativas de taxas apresentam valores extremos, 6,25 m³/m/ano e 37,10 m³/m/ano, considerada a menor e maior taxa encontrada. Estes resultados confirmam a teoria proposta por (Simons *et al.*, 1965). Esta teoria parte do principio que quanto maior for a altura e volume de uma duna menor será sua taxa de migração anual.

Os resultados obtidos através das figuras 38 e 49 permitem confirmar a existência de duas direções de transporte de sedimento na região do sistema eólico estudado. A estimativa total de transporte de material em direção a cidade de Paracuru é de 93,02 m³/m/ano, enquanto em direção ao mar é de 37,10 m³/m/ano. Portanto o volume de material em direção a planície costeira de Paracuru é aproximadamente 3 vezes maior em relação ao material a ser re-introduzido no sistema de deriva litorânea anualmente.

8. MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA: SISTEMA SEDIMENTAR DE PARACURU – CEARÁ

8.1 - Introdução

Na região do promontório de Paracuru, a evolução das dunas ao longo do tempo foi controlada pelas variações relativas do nível do mar durante o Quaternário (paleodunas longitudinais); pelo comportamento pretérito dos ventos de nordeste e presença de bioclastos na faixa de praia (dunas obliquas); e por condições climáticas recentes, entre estas, regime de ventos, variabilidade plurianual de chuvas e fenômenos meteorológicos El Niño e La Niña (dunas transversais atuais).

O conjunto de "formas" denominadas de sistema sedimentar eólico de Paracuru, ocorre ao longo de uma faixa de terreno alongada com largura e comprimento médio de 5 e 12 km respectivamente. Os limites são bem definidos entre o rio São Gonçalo e o riacho Boca do Poço - Lagoa Grande (Figura 50).

A linha de costa se caracteriza por dois alinhamentos distintos, formando o promontório de Paracuru o vértice destes segmentos. No alinhamento SE - NW, a Praia de Piriquara se apresenta retificada por um longo arco praial, enquanto na posição E - W, a configuração morfológica da Praia Boca do Poço, assume características de uma reentrância de ajuste parabólico.

No trecho de orientação SE - NW, a faixa de praia por ocasião da maré baixa é submetida à ação contínua dos ventos na maior parte do ano. Esta ação orienta as dunas atuais em duas direções distintas: Na direção principal, constituída pelos ventos de leste, as feições transversais migram para oeste até encontrar o reservatório Lagoa Grande e Riacho Boca do Poço. Na direção

secundária, dominada pelos ventos de sudeste, as formas embrionárias da planície de deflação "barcanas e parabólicas" deslocam-se para noroeste, até encontrar o Terminal da PETROBRAS, sendo aí, re-introduzidas no sistema de deriva litorânea.

A evolução geomórfica do sistema transversal de dunas está essencialmente relacionada com as variações do clima e com a quantidade de sedimento disponível na faixa de praia. Tratando-se de um sistema dinâmico, existe uma inter-relação de diferentes condicionantes ambientais, dos quais os mais importantes são os processos sedimentares, climáticos e litorâneos.

A partir da análise dos condicionantes ambientais, estudo de formas e resultados obtidos (capítulo 7), foi elaborado um modelo de evolução para a área em questão. O modelo proposto é baseado num período de observações que vai, desde o primeiro sobrevôo realizado na região, em 1958 até o mais recente, 1999. Tomando como referência os procedimentos adotados, foram definidos em campo quatro subsistemas geomorfológicos com características diferenciadas, resultantes de processos específicos.

Ao longo de cada subsistema podem ser observadas diferentes morfologias em equilíbrio com as condições ambientais locais. No entanto, a tendência de ocupação das dunas nos últimos 15 anos, através da estabilização artificial e obras civis, entre estas, estradas de acesso e construção do terminal da PETROBRAS, têm alterado significativamente sua morfologia e o transporte de sedimento.

8.2 - Modelo de Evolução Geomorfológica

Segundo classificação de Fryberger (1979), o regime de ventos na região do sistema sedimentar eólico de Paracuru pode ser enquadrado como unimodal estreito (quando mais de 90% do transporte cai em duas direções adjacentes ou dentro de uma faixa de 45°). A direção dos ventos nesta região situa-se

entre 90° a 110° (E - ESE), com velocidades variáveis entre, 3 a 10 m/s, distribuídas conforme as estações do ano.

O regime unimodal do vento, incidindo sobre a praia de Piriquara e a desembocadura do rio São Gonçalo, leva uma obliqüidade em relação zona de alimentação (praia), formando um ângulo de aproximadamente 45°, cuja forma resultante é o desenvolvimento de dunas móveis transversais.

As dunas, pela ação dos ventos, deslocam-se em duas direções distintas. A primeira, N 260° E, migra em direção ao sangradouro Lagoa Grande / riacho Boca do Poço, principal reservatório de Paracuru. A segunda, N 310° SE, desloca-se em direção à linha de costa, entre os limites do Terminal da PETROBRAS, sendo aí, re-introduzida no sistema de deriva litorânea (Figura 51).

Na direção N 310° SE, identifica-se um sistema de transposição de sedimento através de promontório, denominado por "*headland bypass* dune field" (Tienley, 1985), em que a areia penetra nas proximidades da Foz do Rio São Gonçalo (sudeste) e sai na Praia do terminal da PETROBRAS à noroeste da área.

Além da ocorrência de duas direções de deslocamento de dunas, outras feições deposicionais ocorrem fora desses corredores de transporte. Foi observado a 1000m à leste do Terminal da PETROBRAS, próximo à linha de praia, um pequeno sistema de dunas embrionárias formando cordões isolados de padrão morfológico desordenado.

Ao longo dos corredores eólicos foram identificados 4 subsistemas encadiantes com características morfológicas distintas: 1) Zona de alimentação (praia); 2) Zona de entrada (planície de deflação); 3) Zona de retenção (formas transversais); 4) Zona de saída (área de deposição atual) Figura 51.

MODELO DE EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA - SISTEMA SEDIMENTAR EÓLICO DE PARACURU

LEGENDA

- SUBSISTEMA 1 (ZONA DE ALIMENTAÇÃO)
- SUBSISTEMA 2 (ZONA DE ENTRADA)
- SUBSISTEMA 3 (ZONA DE RETENÇÃO)
- SUBSISTEMA 4 (ZONA DE SAÍDA)
- PLANÍCIE COSTEIRA

DINÂMICA DO SISTEMA SEDIMENTAR

- VETOR COMPONENTE DA DIREÇÃO PRINCIPAL DO VENTO
- VETOR COMPONENTE DA DIREÇÃO SECUNDÁRIA DO VENTO
- DIREÇÃO PRINCIPAL DE MIGRAÇÃO DAS DUNAS
- DERIVA LITORÂNEA
- TRANSPORTE DE SEDIMENTO EÓLICO (SANGRADOURO BOCA DO POÇO)

FONTE: BASE CARTOGRÁFICA AEROFOTO CRUZEIRO DO SUL 1974

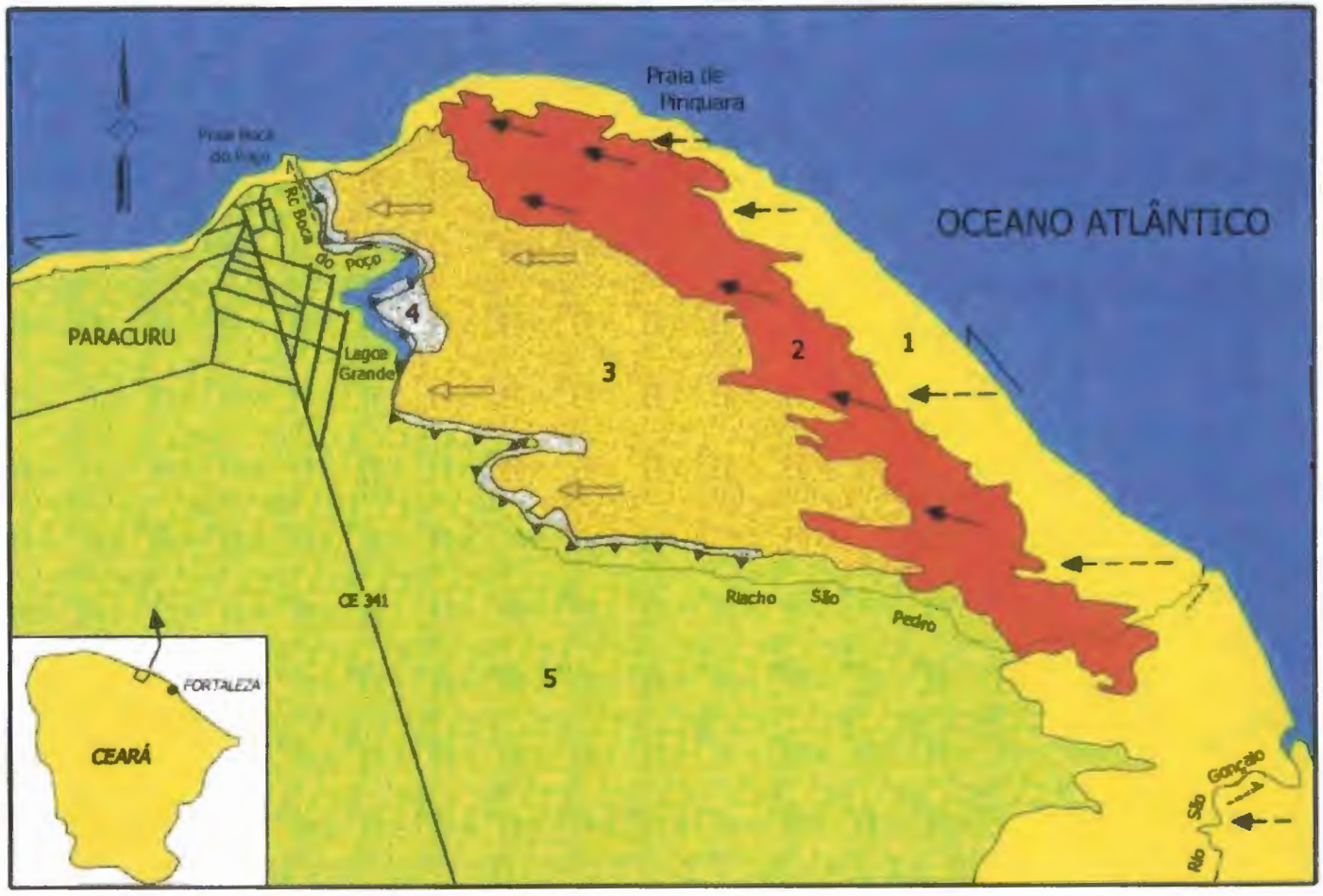
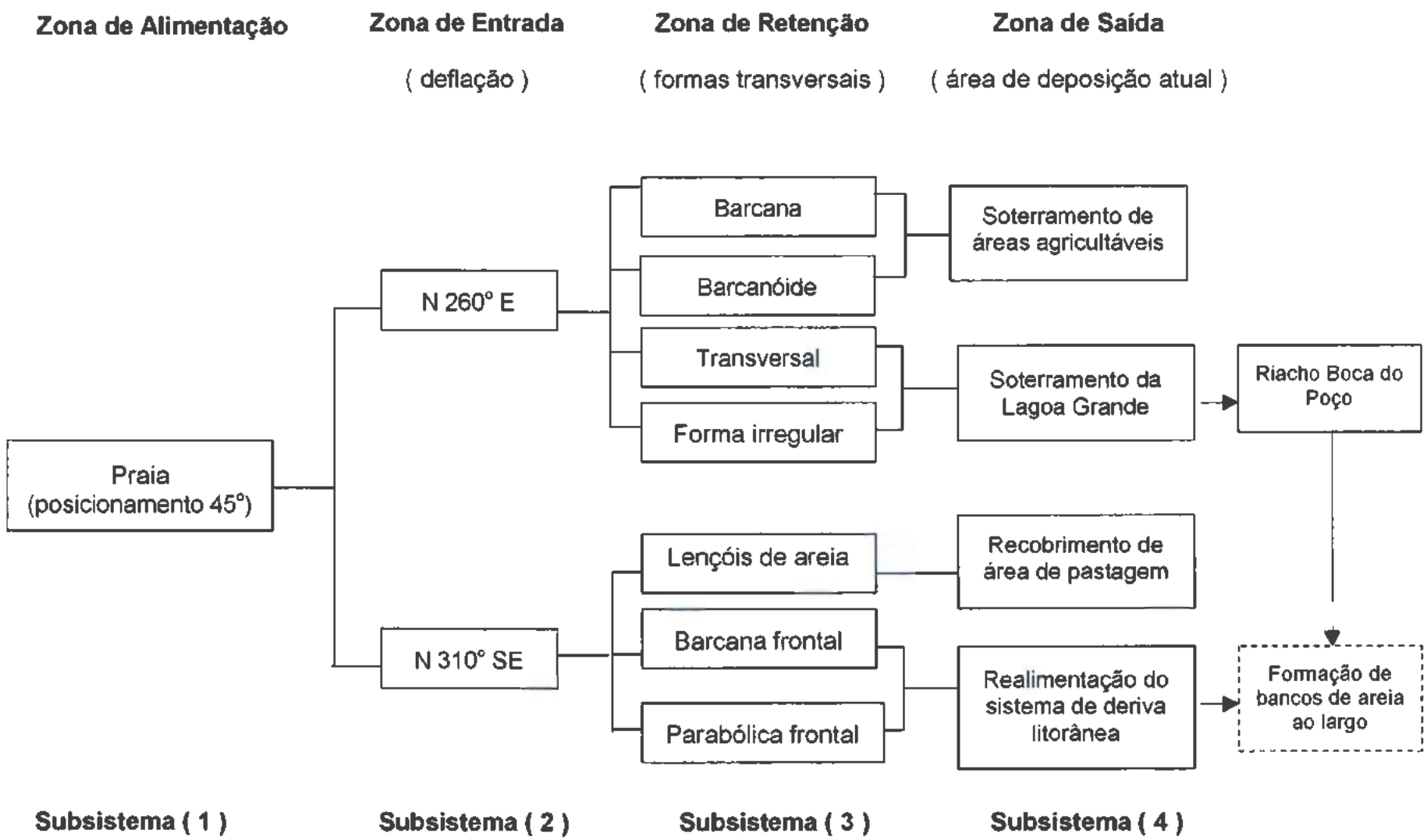


FIGURA 50

1000 METROS

Figura 51 - Modelo de Evolução Geomorfológica " Sistema Sedimentar Eólico de Paracuru – Ceará"



8.2.1 - Subsistema 1: Zona de Alimentação (Praia)

Este subsistema tem início junto à face da praia a partir da foz do rio São Gonçalo até o local onde a vegetação adquire capacidade de se fixar, principalmente no período de chuva (Figura 50). Corresponde a unidade situada entre a maré mais alta e mais baixa com superfície de baixa declividade, apresentando praias largas precedidas de múltiplas zonas de arrebentação.

Verifica-se a ocorrência de grandes flutuações no volume de areia, sendo este controlado pelo binômio "intensidade do vento / sedimento disponível". Nas proximidades do promontório de Paracuru, a praia pode ser considerada como área de descarga quando os ventos de sudeste re-introduzem os sedimentos provenientes das dunas interiores no sistema de deriva litorânea.

A quantidade de sedimento disponível a ser transportado para o interior do sistema eólico está relacionada aos seguintes fatores ambientais:

- A deriva litorânea resultante do transporte longitudinal de sedimento condiciona a quantidade de material depositado na praia pela ação das ondas. Este processo influencia decisivamente na quantidade de areia transportada pelos ventos, especialmente se a capacidade de transporte eólico for superior a taxa de deposição na praia. Neste caso, toda a areia fina é transportada, permanecendo "in situ" apenas os sedimentos mais grossos, desde areia grossa, fragmentos de rocha e bioclastos.
- As variações do perfil de praia relacionadas ao regime de ondulação de maior ou menor energia determinam a quantidade de sedimento disponível a ser transportado. A adaptação da Praia de Piriquara à condição de maior energia, verificada no perfil de inverno, provoca um deslocamento de sedimento da praia para o oceano, tornando-se mais estreita. Este processo sedimentar leva a diminuição da quantidade de material disponível para ser transportado pelo vento. No período de estiagem, entre junho a janeiro, o processo é inverso, ou seja, não só a

praia apresenta um perfil mais largo como também é época de ventos mais fortes. Estes ventos sopram, em geral, do quadrante leste e, secundariamente sudeste, coincidindo, assim, com a época de maior extensão da faixa de praia e areia solta, proporcionando maior taxa de transporte eólico.

A quantidade de sedimento disponível a ser transportada em direção ao mar pelos rios e ventos de sudeste relaciona-se com os seguintes fatores ambientais:

- O Rio São Gonçalo funciona como um obstáculo à migração das dunas provenientes do campo eólico de Taíba, oeste da área (Figura 52). Dependendo da intensidade dos ventos, o material das dunas é lançado neste rio e reincorporado mais adiante ao sistema de deriva litorânea. Este processo ocorre principalmente durante o período chuvoso quando a barreira transversal formada na estiagem é rompida. Por ocasião da estação seca, aproximadamente 8 meses/ano, a desembocadura é novamente assoreada pelo material das dunas (Figura 53). Tal observação foi comprovada não só através de foto aérea, como também pelas análises de três amostras de sedimentos coletadas no local, cujos resultados revelam areias finas com diâmetro mediano (D50) de 0,15 mm, 0,20 mm e 0,20 mm, de proveniência eólica.

Figura 52 - Rio São Gonçalo desempenha o papel de um obstáculo ao transporte eólico proveniente do campo de dunas de Taíba.

Figura 53 - Durante o período de estiagem a desembocadura do Rio São Gonçalo é assoreada por material das dunas, formando uma barreira transversal ao rio.

- O sistema de deriva litorânea foi re-alimentado por dunas "barcanas e parabólicas" com orientação SE - NW até o ano de 1986, época de construção do terminal da PETROBRAS (Figura 54). A partir da fase de operação deste terminal, o transporte de sedimento foi barrado, visto que estas instalações se encontram na direção de migração das dunas (Figura 55).

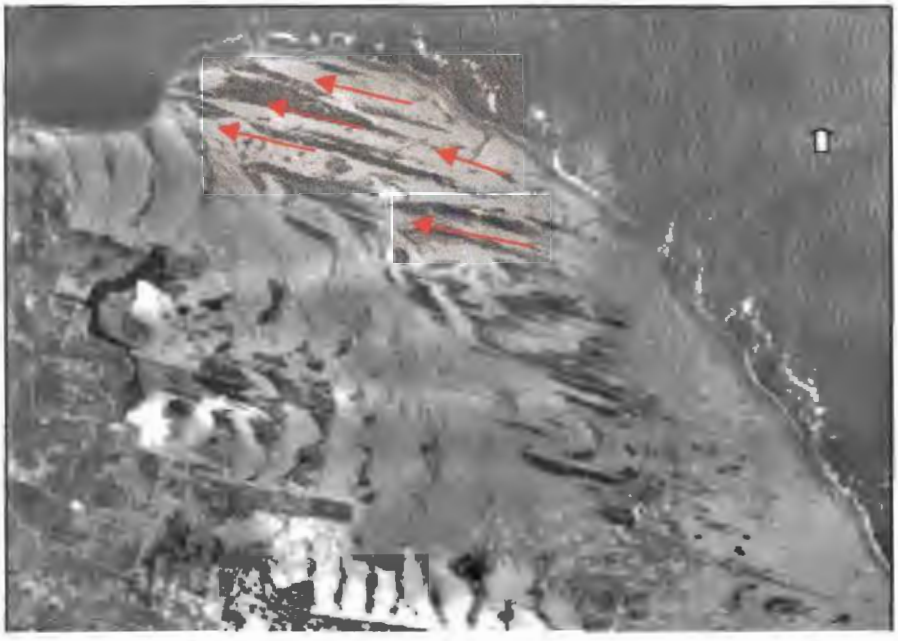


Figura 54 - Re-introdução de areia no sistema de deriva litorânea, antes da construção do terminal da PETROBRAS (1986). Observe o sentido de migração das dunas.

- A implantação do terminal da PETROBRAS resultou numa barreira à circulação de material transportado pelo vento em direção à praia. O aterro associado provocou alterações importantes na trajetória do grão e velocidade do vento proveniente do quadrante sudeste. Conforme observações em fotografias aéreas, foi criada neste segmento uma "zona de sombra" que impede a realimentação da praia pelas dunas. Os reflexos desta intervenção podem ser vistos através da erosão da linha

de praia nas imediações (Figura 56). A taxa de recuo nesta área é da ordem de 40 m (Castro, 1996).

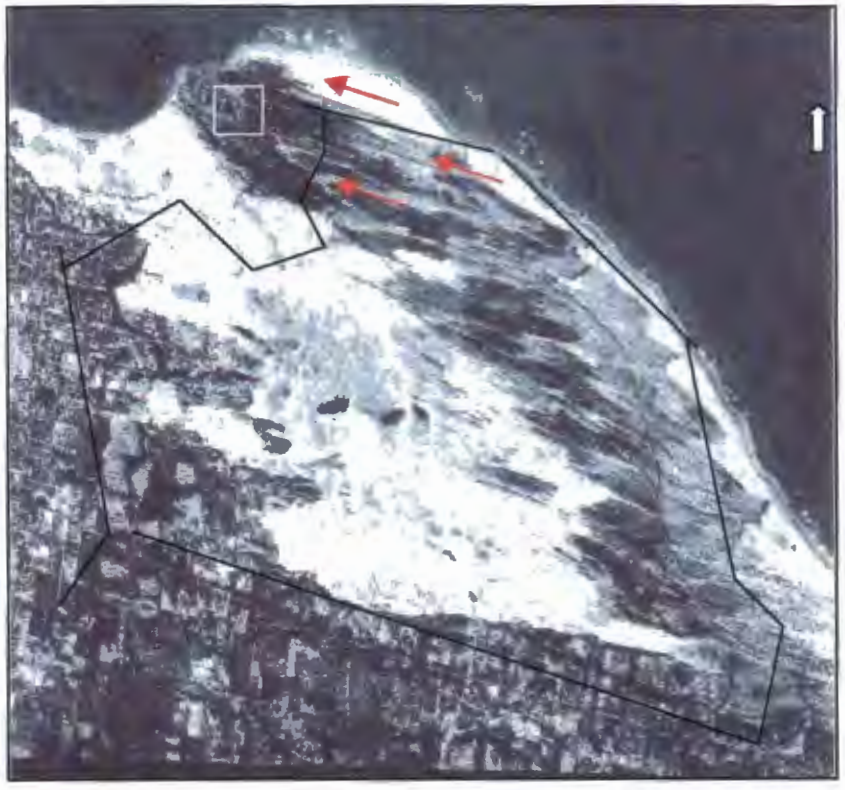


Figura 55 - Terminal da PETROBRAS construída em 1986. Observe o sentido do transporte de sedimento e a localização deste terminal.

Figura 56 - Erosão costeira nas imediações do terminal da PETROBRAS.

8.2.2 - Subsistema 2: Zona de Entrada (Planície de Deflação)

Compreende a primeira elevação pós-praia. Neste subsistema, devido às condições morfológicas relativamente planas, o vento aumenta de velocidade, o que dificulta a fixação de extensas dunas, ficando mais sujeita a deflação. A pista de vento "fetch" por onde o material proveniente da zona de alimentação é transportado apresenta uma largura média em torno de 2200 m (Figura 50).

A morfologia e a paisagem são muito variáveis e inconstantes. O dinamismo deste subsistema permite a ocorrência de areia solta com pouca, ou nenhuma, vegetação no período de estiagem e a presença de pequenas lagoas freáticas na estação chuvosa.

As fotografias aéreas de 1958, 1969 e 1999, ilustram três situações distintas em relação ao transporte de sedimento na área correspondente a planície de deflação do subsistema eólico estudado. A Figura 57 corresponde ao ano de

1958, período considerado extremamente seco, veja que a planície de deflação, encontra-se coberta por um extenso lençol de areia. A Figura 58, representando o ano de 1969, mostra um período de deficiência de sedimento no sistema eólico. Observa-se o desenvolvimento da cobertura vegetal e formação de pequenas lagoas associadas a dunas parabólicas. A foto aérea de 1999 (Figura 59), mostra um período considerado normal, ou seja, a planície é composta por pequenos lençóis de areia, bordejado por vegetação. Outras fotos aéreas também foram analisadas, entre estas, 1974, 1986 e 1993, cujos resultados apontam uma alternância de pulsações de areia, seguidas de recobrimento vegetal.

Nesta unidade, verifica-se uma alternância de dois períodos bem distintos quanto ao trânsito de sedimento. O primeiro corresponde ao período de estiagem, marcado por intensa movimentação de sedimento, durante 8 meses aproximadamente (junho à janeiro), originando formas transversais de dunas que constituem a área do subsistema 3. O outro período, corresponde a estação chuvosa, fevereiro à maio, entre estes meses, verifica-se grande deficiência de alimentação do sistema. Este período é caracterizado pela fixação da vegetação em decorrência das precipitações pluviométricas locais. No entanto a estabilização nunca é total, devido à ocorrência de pequenas dunas barcanas, que conferem um padrão de sedimentação desordenado. Em ambas às situações, esta região, dependendo do intervalo de chuvas, é considerada como área de entrada de sedimento, proveniente da faixa correspondente ao subsistema 1.

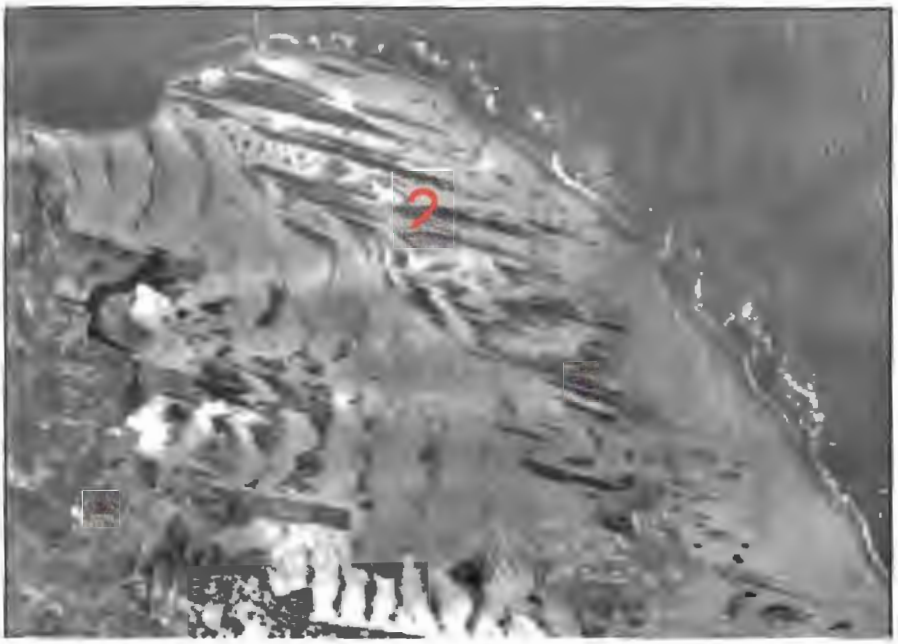


Figura 57 - Foto aérea de 1958, mostrando o subsistema (2) correspondente à zona de entrada (planície de deflação) coberta por lençóis de areia, período considerado extremamente seco.

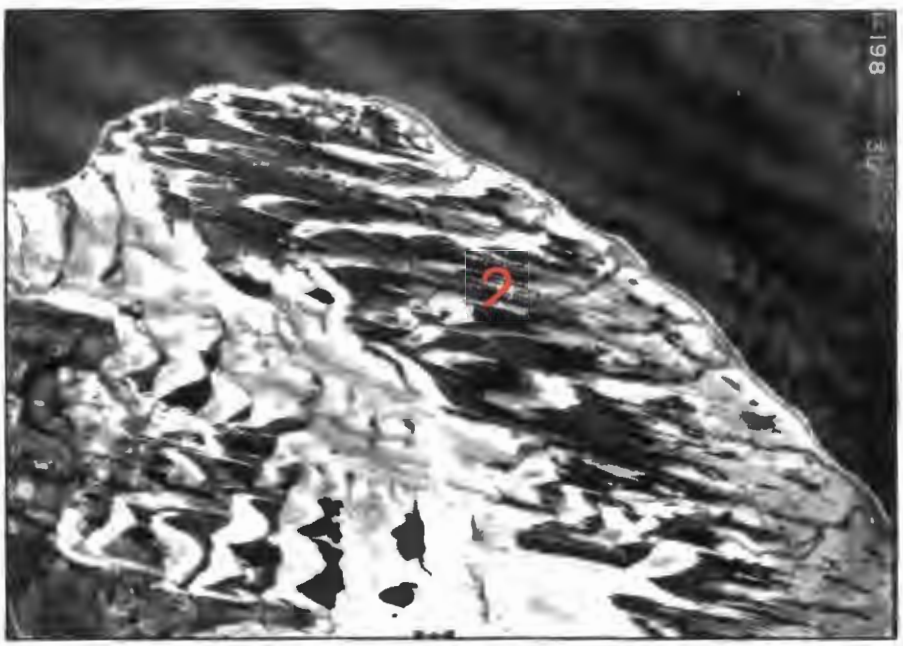


Figura 58 - Foto aérea de 1969, mostrando o subsistema (2) correspondente à zona de entrada (planície de deflação) em deficiência de areia, durante período considerado muito chuvoso.

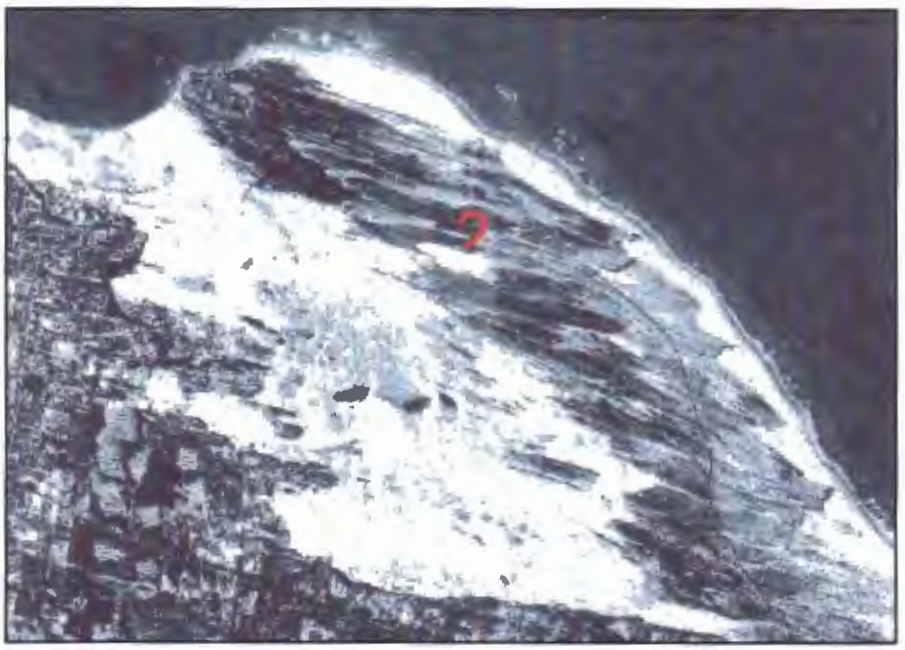


Figura 59 - Foto aérea de 1999, mostrando o subsistema (2) correspondente à zona de entrada (planície de deflação) recoberta parcialmente por material arenoso, período considerado normal.

8.2.3 - Subsistema 3: Zona de Retenção (formas transversais)

8.2.3.1 - Depósitos Eólicos Transversais Ativos

A carga arenosa transportada pelo vento é depositada a partir do momento em que houver uma queda na velocidade do vento que perde assim a competência necessária para manter a continuidade do processo de transporte. Essa queda na velocidade, conforme descrito no capitulo 5, pode ter origem em vários elementos que atuam como obstáculo ao transporte eólico. Como o transporte de material eólico pelo vento, materializa-se pelos processos físicos de sedimentação denominados de saltação, rastejamento e suspensão, a deposição e desenvolvimento morfológico das dunas, ocorrem obrigatoriamente a partir destes três mecanismos básicos.

No segmento correspondente ao subsistema 3, denominado de zona de retenção, caracteriza-se por uma maior facilidade de deposição das formas eólicas transversais que podem atingir alturas de até 60 metros no centro da área. A morfologia apresenta-se variável conforme sazonalidade climática. No período seco observa-se a seqüência morfológica tipo: barcana, barcanóide, barcanóide "lombo de baleia" e transversal. Na estação chuvosa é comum à ocorrência de lagoas freáticas e a deformação da superfície eólica, como um todo. Às variações plurianuais do regime pluviométrico permitem uma alternância de um período de grande movimentação de sedimento associado à ausência de chuva, com um período onde a vegetação se desenvolve, originando a estabilização parcial das dunas.

Como foi visto no capitulo anterior, as taxas de migração de dunas variam de acordo com a "forma", tamanho da duna e a quantidade de sedimento associada a esta. A estimativa total de transporte de sedimento em direção à cidade de Paracuru é de 93,02 m^3/m/ano, enquanto em direção ao mar é de 37,10 m^3 /m/ano. Ou seja, a capacidade de transporte eólico em direção a Paracuru é aproximadamente 3 vezes maior em relação ao material re-introduzido no sistema de deriva litorânea. Foi observado também que as taxas de migração de dunas se elevam conforme o aumento da distância do mar. Tal fato deve-se a direção das dunas interiores ter a mesma orientação da pista de vento "fetch" correspondente à planície do Rio São Gonçalo.

As formas eólicas que constituem o "Subsistema Morfológico 3" apresentam três seguimentos bem distintos em relação ao controle ambiental e equilíbrio sedimentar (Figura 60).

- Segmento Oeste: A medida em que as dunas migram em direção à cidade de Paracuru, vão se tornando mais retilíneas até se orientar como uma cadeia transversal. O contato do subsistema 3 com a planície costeira, ocorre de maneira brusca com declives médios de 38° (Figura 61). Causas naturais como variações anuais do regime pluviométrico e ventos, somadas a intervenções antrópicas, são os principais agentes responsáveis por modificações na morfologia dessas dunas. Durante o período de chuva a face de deslizamento é fortemente solapada, ao passo que na estiagem é migrante.

Figura 60 - Migração de dunas sobre a cidade de Paracuru. Observe que o contato com a planície costeira ocorre de maneira brusca.

- Segmento Sul: Na porção sul o campo de dunas, limitam-se com os tabuleiros dissecados da Formação Barreiras. Este setor é caracterizado por um extenso conjunto de dunas transversais recobrindo um cordão retilinio com vegetação fixadora. Conforme descrito, na secção 6.2.4.1 as

dunas transversais que recobrem o cordão linear com vegetação são vistas em alinhamentos paralelos ao vento dominante de leste. Observe que a vegetação e a retilinização desses cordões exercem um controle ambiental sobre as formas, impedindo a migração dos sedimentos sobre a planície costeira sul (Figura 35). A fotografia aérea de 1999 mostra que a remoção da vegetação nos últimos 40 anos alterou a forma original e o perfil dos cordões de retaguarda (Figura 36). Os ventos que sopram do quadrante nordeste, principalmente no mês de janeiro, desde que não ocorram chuvas, atingem livremente a face da duna, desenvolvendo formas superpostas com faces voltadas para sudoeste. As taxas de migração para este seguimento eram praticamente nulas até o inicio da década de 80 devido ao controle que a vegetação exercia. Com o desmatamento do flanco de barlavento o volume de material transportado em direção ao riacho São Pedro é estimado em 18,29 $m^3/m/ano$.

- Segmento Noroeste: As dunas localizadas neste segmento representam um conjunto de cordões arenosos que se estendem perpendicularmente à linha de costa (Figura 61). O material proveniente da praia de Piriquara atravessa a planície de deflação e se deposita neste segmento. O efeito da ação erosiva das ondas sobre estas dunas, durante eventos de tempestade, é a formação de uma escarpa na face lateral voltada para o mar (Figura 62). Os processos de acumulação gradual de areia por deposição eólica e deslizamentos da parte superior da escarpa para a base desta, tendem reconstruir a face erosiva lateral, suavizando sua declividade até atingir o perfil de equilíbrio.

Figura 61 - Conjunto de dunas perpendiculares à linha de costa.

Figura 62 - Face lateral da duna fortemente erodida por ondas de tempestade.

Neste subsistema, os depósitos eólicos atuais apresentam comportamento distinto em relação ao processo de migração de dunas. Foi observado que as taxas de migração se elevam com o aumento da distância do mar em todo o setor frontal à cidade de Paracuru. No segmento noroeste as feições transversais funcionam como fonte alimentadora (Figura 62). Tal constatação, explica o fato de não se identificar taxas elevadas de recuo da linha de costa nas praias da cidade de Paracuru. No seguimento sul as dunas são controladas por um cordão linear antigo com vegetação que impede a migração dos sedimentos em direção ao riacho São Pedro (planície costeira sul). Ressalta-se que à ação do desmatamento identificado através da Figura 36, alterou em parte esta dinâmica, visto que, a tendência de migração de dunas não se refletia anteriormente neste segmento.

8.2.4 - Subsistema 4: Zona de Saída (Área de Deposição Atual)

Neste item será utilizado o termo "zona de saída", para identificar ambientes soterrados por dunas, submetidos posteriormente a transporte fluvial em direção ao mar. Na região estudada, entende-se como uma unidade ambiental que se localiza na direção preferencial de migração de dunas. Em campo o subsistema 4, representa um período de análise de 41 anos, correspondente ao primeiro e último levantamento aerofotogramétrico realizado sobre esta região (Figura 50).

As grandes variações do ponto de vista energético do regime de vento sobre o sistema atual de dunas, condicionam a existência de duas frentes de avanço bem distintas. A primeira constitui o setor frontal oeste de Paracuru. Nesta frente é notório o avanço das dunas em torno de 500 metros, sobre a Lagoa Grande/riacho Boca do Poço e periferia desta cidade no período de 41 anos. A segunda frente corresponde ao lado sul, em que as dunas avançaram lentamente, em torno de 40 metros nestes 41 anos sobre o riacho São Pedro. Este processo mais lento deve-se ao paralelismo dos ventos em relação às

formas longitudinais e a influência da vegetação arbórea que interrompe a migração dos sedimentos em direção ao interior.

.A ação antrópica tem grande importância no desenvolvimento morfológico e na alteração do modelo de evolução proposto. A cidade de Paracuru posicionada na direção de migração das dunas transversais vem sendo lentamente soterrada. A possibilidade de soterramento total desta cidade ocorrerá a longo prazo. Como todos sistemas eólicos costeiros em clima semi-árido, em geral, são extremamente vulneráveis, alterações, introduzidas artificialmente (fixação de dunas), levam a um ajustamento às novas condições ambientais originadas. A obtenção de um novo equilíbrio ambiental não se efetua imediatamente, devendo-se manter continuamente as alterações artificiais, durante vários anos, para que se observe um novo estado de equilíbrio.

8.2.4.1 - Soterramento por dunas em Paracuru – Ce.

A cidade de Paracuru, situada 90 km a noroeste de Fortaleza - Ceará, corre o risco de ser soterrada pelo avanço de um campo de dunas costeiras até a metade do século XXI. (Bagnoli, 1995).

Paracuru surgiu a partir de uma pequena vila de pescadores de nome Parazinho, coberta pelas dunas na década de 20. Praticava-se, aquela época, uma convivência com o problema do avanço das dunas, baseado na relação entre a velocidade de deslocamento das mesmas e na durabilidade das casas construídas a base de troncos e palhas de coqueiros. À medida que as dunas avançavam e as casas se deterioravam, transferia-se a vila mais para o oeste. Em desobediência a esta convivência possível, Paracuru mais tarde acabou se fixando e se transformando numa das principais cidades - balneário do Estado do Ceará, com uma população fixa de 25.000 habitantes, e flutuante de até 110.000 pessoas. O crescimento acelerado desta cidade inexplicavelmente desconsiderou a existência de um sistema eólico transversal (dunas móveis), cujo avanço inexorável hoje a ameaça.

As figuras 63 e 64, mostram o local da antiga vila de pescadores coberta pelas dunas. O processo de soterramento é relativamente lento e gradual em relação a outros pontos da área, por se tratar de um grande volume de material mobilizado pelas formas transversais que migram em média 6,5 m/ano.

Figura 63 - Local da antiga Vila de Pescadores. Observe o posicionamento da castanheira (terminalia catappa) em junho de 1996.

Figura 64 - Processo de migração do sistema de dunas transversais sobre a antiga vila de pescadores. Observe o posicionamento da castanheira em junho de 1999.

As transformações ocorridas na região se materializam através do processo de migração das dunas transversais que soterram a planície costeira e a Lagoa Grande, principal reservatório de Paracuru. A capacidade de armazenamento se encontra seriamente ameaçada pelo avanço de dunas (Figura 65). Parte deste material depositado sobre esta lagoa é transportado em direção ao mar pelo sangradouro do riacho Boca do Poço.

Figura 65 - Processo de migração de dunas sobre a Lagoa Grande.

Os resultados obtidos através da superposição entre os registros aéreos de 1958 e 1999 revelam uma expansão do subsistema 4 em 245.879 m^2. Ou seja, a cada ano o processo de soterramento identificado através da migração de dunas em Paracuru recobre uma superfície de aproximadamente 6000 m^2 de terreno. Os principais impactos decorrentes da ação eólica são: perdas de áreas agrícolas, soterramento do reservatório que abastece esta cidade e o terminal da PETROBRAS e retração do espaço urbano.

8.2.4.2 - Bancos de Areia Submerso ao Largo de Paracuru

Não faz parte do escopo deste trabalho estudar a ação dos processos eólicos, fluviais e litorâneos no desenvolvimento morfológico de bancos de areia submersos ao largo. Entretanto como o principal objetivo deste trabalho é desenvolver um modelo de evolução para região de Paracuru, faz-se

necessário incluir este item para uma melhor compreensão do sistema geomorfológico proposto.

A evolução morfológica de feições submersas ao largo da cidade de Paracuru possivelmente ocorre de duas maneiras bem distintas: Parte do material transportado pela corrente longitudinal ao encontrar o promontório se desprende da linha de costa, depositado-se ao largo sobre a forma de bancos de areia. Os sedimentos eólicos transportados pelo riacho Boca do Poço, durante o período chuvoso são depositados frontalmente a embocadura, formando pequenos bancos submersos.

Observou-se, através da carta náutica Nº 700, que uma parcela dos sedimentos transportados pela corrente litorânea e possivelmente pelo riacho Boca do Poço ficam depositados a uma profundidade de 5 a 7 m, à oeste deste promontório.

8.3 - Discussão

Constatou-se através da secção 4.3 que o principal aspecto do transporte litorâneo de sedimento na região de Paracuru, é a deposição de material a barlamar do promontório. Devido à orientação SE - NW, a praia de Piriquara fica exposta a ondas de curto período "vagas" vindas de direções mais orientais. Estas ondas em geral formam grandes ângulos de incidência, dando origem a fortes correntes longitudinais ao longo do litoral. A estimativa de taxa de transporte litorâneo, calculada pelo sistema de modelagem LITPACK é de 350.000 m³/ano. Durante a estação seca, em torno de 8 meses/ano, parte deste material transportada pelas ondas é submetida à ação dos ventos, superiores a 5 m/s, originando as dunas transversais atuais. Como em diversos pontos da costa Cearense, a quantidade de material que entra no sistema eólico é maior que a quantidade que sai, a resposta, é a erosão da linha de praia, incluindo o litoral de Paracuru (Figura 66).

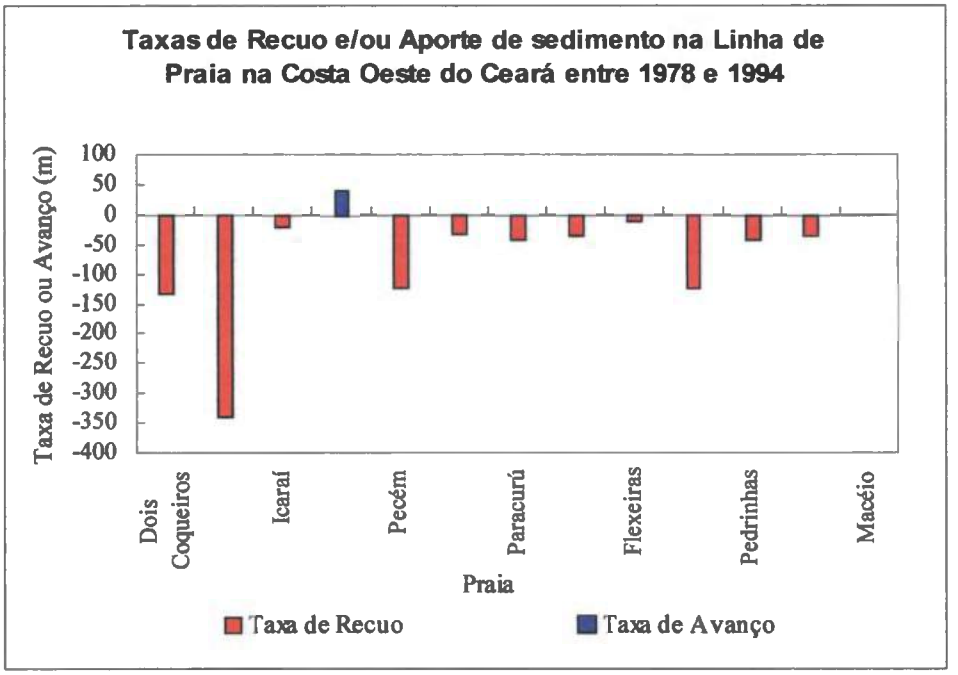


Figura 66 - Registro erosivo ao longo da costa do Ceará, incluindo Paracuru. Fonte: Castro (1996).

Em relação à quantidade de sedimento passível de ser transportada para o interior do campo de dunas, está diretamente relacionada com a deriva litorânea e regime de vento. Em épocas de intenso transporte litorâneo, a alimentação da praia será maior, aumentando a largura, e conseqüentemente á área da pista de vento. Se este aumento coincidir com a estação seca na região, estão criadas as condições para formação e evolução das dunas transversais. A situação se inverte com a adaptação da praia a um regime de ondulação de maior energia que provoca um deslocamento do sedimento no sentido, praia-oceano, tornando a zona de alimentação do sistema (praia) mais estreita. Este processo coincide com a chegada das chuvas na região onde o transporte de sedimento é parcialmente interrompido.

Apesar dos registros anemométricos representarem apenas um ano de medição (1997), constatou-se que os ventos efetivos no transporte eólico de sedimento são provenientes do quadrante E - E/SE (Figura 67). De acordo com experimentos realizados através de anemômetro portátil no decorrer dos

trabalhos de campo, constatou-se que só é possível o desenvolvimento e evolução de uma duna na estação seca. Esta evolução materializa-se pela freqüência dos ventos e velocidades superiores a 5 m/s. Apesar dos ventos de nordeste atingirem médias de 6 m/s durante o mês de janeiro, os mesmos não desenvolvem dunas, devido sua ocorrência se concentrar na pré-estação chuvosa. Tais considerações justificam a ausência de dunas atuais nesta direção.

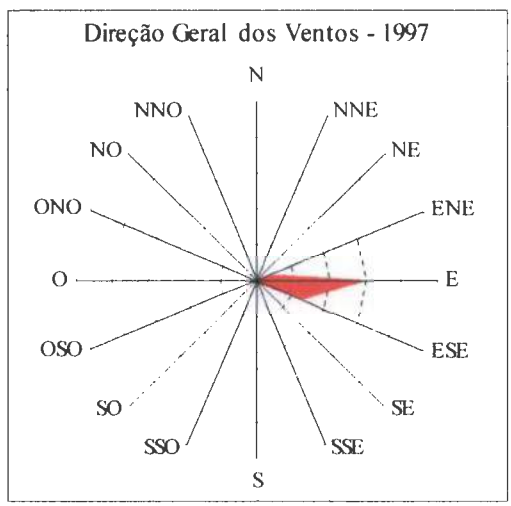


Figura 67 - Direção geral dos ventos durante o período correspondente ao ano 1997. Estação anemométrica situada em uma duna móvel na Praia da Taíba – Ceará.

Pela análise da Figura 7, referente à série pluviométrica 22 anos e interpretação de fotografias aéreas de diferentes datas de vôo, secções 7.1.3 e 7.1.4, verifica-se que a sedimentação eólica na região é controlada pelo clima local. Tal fato deve-se a significativa variabilidade de dias de chuva no período analisado, e projetado para a idade do campo de dunas. A variabilidade dos dias de chuva tem interferência direta no transporte anual de sedimento. Dessa forma o período muito chuvoso é caracterizado por apresentar menor volume de sedimento transportado, uma vez que os sedimentos eólicos após uma

precipitação acima de 40 mm levam aproximadamente cinco dias para secar e entrar em trânsito novamente. Por ocasião do período muito seco, o volume de material carreado pelo vento é intenso, visto que são aproximadamente 336 dias de insolação e vento. Estes resultados explicam as diferenças entre a média de taxa de migração encontrada em fotografias aéreas de diferentes datas de vôo (8,5 m/ano) com as taxas calculadas pela idade do campo de dunas (6,5 m/ano). Tais diferenças apontam que a sedimentação na região foi controlada nos últimos 1320 anos AP por pulsos climáticos, entre estações secas e chuvosas.

Comparando as variações anuais do regime de vento com as precipitações pluviométricas, ambas registradas no ano de 1997 em Paracuru, observa-se que durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) a velocidade do vento em geral é menor, em relação à estação seca (junho a janeiro). Assim, considera-se que as maiores taxas de transporte eólico ocorrem no período de estiagem, quando os ventos com velocidades superiores a 5 m/s encontram uma maior disponibilidade de sedimento seco para transportá-lo.

A interpretação e análise da geometria e distribuição espacial das dunas permitiram tirar conclusões quanto ao regime de vento, num intervalo de tempo mais amplo do que os dados obtidos nas estações anemométricas de Taíba e Paracuru. Observou-se no decorrer deste trabalho que existe uma relação entre a morfologia das dunas e o tipo de vento dominante, podemos afirmar, pelo posicionamento espacial das dunas transversais e pelo método de datação absoluta ^{14}C, que o regime de vento nesta região não sofreu mudanças significativas nos últimos 1320 anos AP. Este período corresponde ao tempo em que uma duna barcana levou para percorrer 12 km sobre o sistema eólico estudado.

O desenvolvimento do sistema atual de dunas transversais está relacionado com o soterramento da vegetação que constitui os lençóis de areia. Esta desestabilização relaciona-se com as secas prolongadas e ocorrência de fortes ventos sobre a região. A evolução das dunas é interrompida quando os lençóis

de areia são colonizados por vegetação, período coincidente com a chegada das chuvas e diminuição da velocidade do vento.

Pela análise da Figura 51, verifica-se que os diversos tipos de dunas que constituem o sistema eólico transversal exercem controles ambientais diferentes sobre a paisagem. Na posição N 260°E, as dunas barcanas e barcanóides em geral soterram áreas agrícolas e de pastagem. A medida em que estas migram para oeste vão formando as dunas transversais, responsáveis pelo soterramento da Lagoa Grande principal reservatório de abastecimento público. Após a implementação do projeto de fixação de dunas, as formas transversais vêem perdendo suas características morfológicas e transformando-se em feições irregulares. Na posição N 310° SE, as dunas que constituem parte da a planície de deflação "barcanas e parabólicas" desloca-se em direção ao Terminal da PETROBRAS (noroeste da área), sendo ai, re-introduzidas no sistema de deriva litorânea.

Os resultados obtidos por determinação em fotografias aéreas verticais, apoiado pela estimativa de taxa de transporte eólico proposta por Simons *et al.*, (1965), apontam que às frentes de avanço de dunas móveis em direção a Paracuru são significativamente maiores em relação a outros pontos da área. Ficou comprovado que os valores obtidos decrescem em relação à distância do mar, ou seja, quanto mais próximo da linha de costa, menor é a taxa de avanço de dunas. Tal fato deve-se a influência do promontório que origina uma "zona de sombra" sobre as dunas próximas à linha de costa e o posicionamento da planície do rio São Gonçalo que propicia uma extensa pista de vento em direção as dunas de retaguarda.

No modelo proposto foram identificadas duas direções de transporte de sedimento bem distintas. A primeira é alimentada pela direção principal dos ventos de leste e a segunda corresponde à direção secundária dos ventos de sudeste. Foi constatado através dos resultados obtidos na tabela 10 que a estimativa total de transporte eólico proveniente dos ventos de leste em direção a Paracuru é de 93,02 m³/m/ano, enquanto em direção ao mar (ventos de sudeste) é de 37,10 m³/m/ano. Desta maneira, o volume de material

transportado em direção ao mar é 1/3 da capacidade de transporte em direção a cidade de Paracuru.

A ação antrópica registrada nos últimos 15 anos teve grande importância na evolução das dunas e na alteração do modelo proposto. A introdução de barreiras artificiais à livre circulação de areia, entre estas, estradas, construção do terminal da PETROBRAS e fixação de dunas, modificou a trajetória do grão e conseqüentemente as formas eólicas locais. Como o sistema eólico estudado é extremamente dinâmico, todas as alterações introduzidas artificialmente, levam a um ajustamento às novas condições ambientais originadas. A obtenção de um novo equilíbrio não ocorre imediatamente, tendo que ser continuamente mantidas estas alterações, durante vários anos, para se observar um novo estado de equilíbrio.

Em relação aos impactos ambientais decorrentes das atividades antrópicas sobre o campo de dunas nos últimos 15 anos, 3 ações devem ser destacadas: a construção da estrada de acesso ao terminal da PETROBRAS; a construção do terminal; e a introdução de barreiras artificiais para retenção de areia :

- A implantação da estrada sobre as dunas, entre Paracuru e o terminal da PETROBRÁS na metade da década de 80, contribuiu para segmentação do sistema eólico, definido neste trabalho como subsistema 3. Apesar da estrada permitir parcialmente a passagem de sedimento, uma vez que é constantemente soterrada pelas dunas, é possível que sua influência, tenha alterado o fluxo de vento, induzindo uma maior turbulência, que conseqüentemente favorece a remoção de areia. Devido à complexidade do assunto, por se tratar de um tema pouco conhecido, esta análise necessita de maiores esclarecimentos posteriores.
- A construção do terminal da PETROBRAS junto ao vértice do promontório de Paracuru resultou numa barreira à circulação de areia transportada pelo vento em direção ao mar. Através das figuras 54 e 55 e experimentos de campo com anemômetro foi possível observar alterações na trajetória do grão e velocidades dos ventos no local. Verificou-se que a deriva eólica foi

deslocada no sentido de transposição lateral da área de intervenção. Tais modificações originaram uma "zona de sombra", que impede a realimentação das praias adjacentes. A resposta decorrente desta construção é o registro erosivo de uma faixa de aproximadamente 500 metros de praia em torno deste terminal.

- A introdução de barreiras artificiais "palhagem" para conter o avanço de dunas sobre a cidade de Paracuru, não implica que a areia não continue a entrar no sistema. Estas alterações apenas fazem permanecer os sedimentos na borda do subsistema 3 por mais tempo, originado maiores acumulações locais. Ficou comprovado através da secção 5.3.1 que as dunas submetidas à fixação cresceram em termos de projeção vertical. A tendência, a curto prazo, será parte deste material voltar novamente ao mar pela desembocadura do riacho Boca do Poço (Figura 68). Este processo ocorrerá com mais freqüência durante o solapamento de dunas, em decorrência das chuvas.

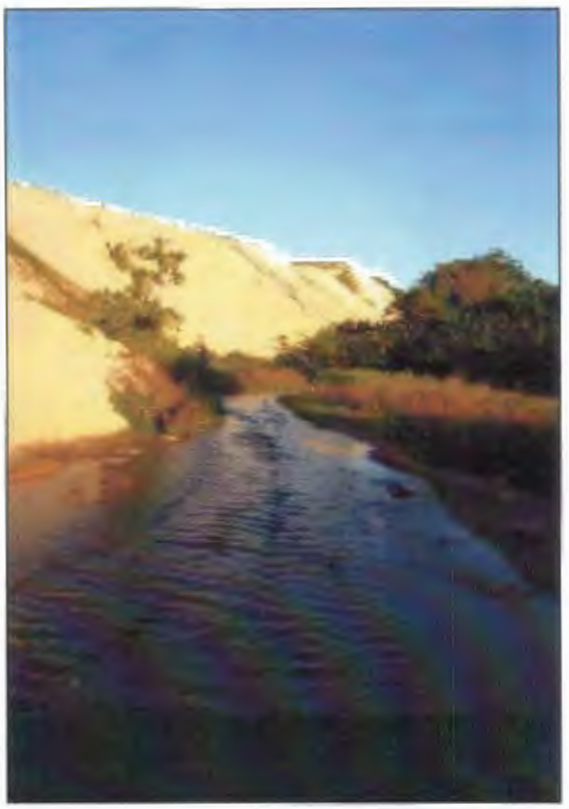


Figura 68 - Desembocadura do Riacho Boca do Poço

Como o processo de soterramento por dunas e erosão costeira na região de Paracuru vem sendo observado desde 1990, vale salientar algumas alterações que corroboram o modelo de evolução proposto:

- Deste o inicio da década de 90 é notório o avanço de dunas móveis, progredindo sobre o principal reservatório de abastecimento público de Paracuru, denominado de Lagoa Grande. Verificou-se através de relatórios técnicos realizados pela Superintendência Estadual de Meio Ambiente - SEMACE que as manchas de vegetação e os recursos hídricos da região eram constantemente recobertos por sedimentos eólicos.
- Em 1990 foi realizado o primeiro monitoramento sobre erosão costeira nas praias do Estado do Ceará, constatou-se que a causa principal do recuo de linha de costa na Praia de Piriquara (Paracuru) foi a construção do Terminal da PETROBRAS na metade da década de 80. No entanto, não se tinha conhecimento na época, que existia uma relação entre o transporte de material proveniente das formas "barcanas e parabólicas" e a alimentação da praia por estas dunas. O fato deste trecho de linha de praia se encontrar em erosão deve-se a interrupção do transporte eólico por este terminal.

No decorrer deste trabalho verificou-se que as transformações rápidas na paisagem costeira da região de Paracuru são decorrentes de processos eólicos naturais, principalmente os relacionados às condições unimodais do regime de vento e quantidade de sedimentos finos trazidos para o subsistema 3 (**A**). Estas alterações tornaram-se mais aceleradas, quando nas ultimas três décadas o crescimento urbano de Paracuru se deu em direção às dunas transversais. Mantidas as condições atuais de ventos e precipitações pluviométricas, a longo prazo em torno de 120 anos, parte da cidade de Paracuru será soterrada (**B**). Extrapolando esta tendência para um espaço de tempo ainda mais longo, será o material eólico voltar novamente ao mar na altura do rio Curu situado 3 km a oeste (**C**) (Figura 69).

Figura 69 - Tendência de movimentação de dunas sobre a cidade de Paracuru (B) para um período de 120 anos.

9. CONCLUSÕES

De acordo com os objetivos propostos e resultados obtidos, chegou-se, as seguintes conclusões sobre o sistema sedimentar eólico estudado:

A) Caracterização Ambiental

A 1) Geologia

A presença de fácies da Formação Barreiras mais resistentes à erosão, originou uma seqüência de promontórios em toda costa do Estado do Ceará, entre os quais a Ponta de Paracuru. Esta feição ocorre ao longo de uma faixa de terreno em forma de concha fechada para o mar, com aproximadamente 2.400 metros de extensão e 600 metros de largura. O regime de vento e a posição morfológica em relação à orientação regional da linha de costa, caracterizam o transporte de sedimento eólico, como de transposição sobre promontório "*headland bypass dune field*".

Foram identificadas 3 gerações de depósitos eólicos bem distintos. A primeira é constituída por um conjunto de cinco depósitos longitudinais paralelos entre si, levemente arredondados, e simétricas em secções de cruzamento. Tais características demonstram que a sedimentação eólica nesta região foi controlada, fundamentalmente, pelas variações climáticas e do nível do mar durante o Quaternário. A 2ª geração é constituída pelo campo de eólianitos. A origem destes depósitos deve-se às acumulações de bioclastos marinhos, entre estes, foraminíferos das classes miliolídio e rotaleídio na faixa da praia. Os resultados obtidos pelo método de datação ^{14}C apresentam idades entre 1320 +/- 50 a 1780 +/-60 para dois afloramentos de orientação obliqua a linha de costa. A terceira e última geração é constituída pelos depósitos transversais atuais. Tomando como referência à idade absoluta do último depósito de

eólianito de posição NE - SW, e levando em consideração a falta de competência dos ventos atuais provenientes do quadrante nordeste (<5m/s) para o desenvolvimento de dunas, estima-se que o sistema atual de depósitos eólicos transversais tenha menos de 1320 +/- 50 anos AP.

A 2) Climatologia

Através das informações obtidas sobre os fenômenos La Niña e El Niño no Estado do Ceará, entre 1912 e 1989, complementadas pela análise de fotografias aéreas de diferentes datas de vôo, constatou-se que algumas formas eólicas na região de Paracuru se desenvolvem com mais facilidade durante estes episódios. No ano de 1958, caracterizado pelo fenômeno El Niño, constatou-se que lagoas freáticas foram soterradas por lençóis de areia ao longo da planície de deflação. Observou-se também um número significativo de dunas barcanas isoladas, típicas de pavimentos desérticos, em diversos pontos do sistema eólico. Durante o fenômeno La Niña, a região litorânea do Ceará, caracteriza-se por um período muito chuvoso. A fotografia aérea de 1969 aponta a ocorrência de um número expressivo de lagoas freáticas e desenvolvimento de dunas parabólicas, formas associadas à presença de vegetação e nível freático elevado. Em ambos os fenômenos, as formas eólicas resultantes estão relacionadas a episódios opostos. Tais conclusões, somadas ao regime de vento e precipitações pluviométricas demonstram que as dunas nesta região são controladas por pulsos climáticos.

Os registros pluviométricos obtidos durante 22 anos, tem interferência direta no transporte anual de sedimento. O período muito chuvoso foi caracterizado por apresentar menor volume de sedimento transportado, uma vez que as areias após uma precipitação acima de 40 mm levam aproximadamente 5 dias para secar e entrar em trânsito novamente. Durante o período muito seco, o volume de material carreado pelo vento foi intenso, visto que foram aproximadamente 336 dias de insolação e vento. Entre o período seco e chuvoso, observou-se

uma pequena diferença entre os dias de chuva/ano. Nestas condições, considerou-se que o volume de material transportado pelo vento é normal.

A freqüência percentual dos ventos obtidos através de 8760 observações, durante o ano de 1997, na estação praia da Taíba, demonstrou que às direções mais freqüentes (76,76%), provém do quadrante leste (E). Os ventos de sudeste (SE) ocupam a segunda posição com 13,10%, em seguida os ventos de nordeste (NE), atingem percentuais de 8,84%, e praticamente desprezível em termos de freqüência, os ventos de norte (N) apresentam percentuais de apenas 1,3%. Estes resultados permitem concluir que o regime de vento é unimodal estreito com direções situadas entre 90° a 110°.

A 3) Clima de Ondas e Processos Litorâneos

Conforme dados obtidos, mais de 50% das ondas nesta região é proveniente do quadrante leste em qualquer época do ano. O transporte litorâneo é de leste para oeste, rumo ao promontório de Paracuru. A maioria dos períodos de pico (72%), ocorre entre 4 e 9s. Sendo assim, conclui-se que o clima de ondas é governado por ventos locais. Entretanto observou-se que 27,5% dos períodos situam-se entre 10 a 16s, característicos de ondas longas provenientes das regiões de tempestade do atlântico norte.

A estimativa de taxa de transporte litorâneo para região é da ordem de 350.000 m^3/ano. Foi observado que parte do material transportado pela corrente longitudinal ao encontrar o promontório de Paracuru se desprende da linha de costa, formando em seguida bancos de areia ao largo. Por ocasião da construção do Porto de Pecém foi calculado um volume de aproximadamente 90.000 m^3/ano de sedimento transportado em direção a estes bancos. Através deste item constatou-se também que o transporte de sedimento para o campo de dunas geralmente é realizado por ocasião da maré baixa.

B) Interferência da Vegetação e Ação Antrópica Sobre Dunas

B1) Interferência da Vegetação

Foi observado durante a estação chuvosa que 50 % da área do sistema eólico é coberta por vegetação, principalmente gramíneas. Na estação seca a cobertura vegetal recobre aproximadamente 15% da superfície eólica. Através de experimentos de campo verificou-se que a vegetação tem influencia direta sobre a dinâmica sedimentar, por modificar a rugosidade aerodinâmica da superfície.

Conforme comparações realizadas entre fotografias aéreas de diferentes datas de vôo, observou-se que a cobertura vegetal de grande porte, paralela às feições longitudinais de retaguarda, inibia a movimentação de sedimento para o interior da planície costeira. Após o processo de desmatamento registrado nos últimos anos verificaram-se mudanças significativas na morfologia da zona de crista e no alinhamento destas dunas. Foi observado que as modificações no traçado anteriormente retilíneo, resultou numa permutação de duna longitudinal para forma "seif", devido à ausência de vegetação. O total de areia adicionada entre 1958 e 1999 foi estimado em aproximadamente 750.000 m^3, ou seja, 18.292 m^3 / ano.

B2) Interferência Antrópica

A progressão vertical das dunas submetidas à fixação "palhagem" foi avaliada através de experimento em uma área de 2500 m^2. Observou-se que a ascensão vertical sobre a superficie do campo de dunas não ocorre de maneira uniforme. No setor de depressão, a variação é de +25cm/ano, enquanto no topo é de +10cm/ano. Ou seja, o aumento da rugosidade da superfície

apresenta comportamento distinto. Nas depressões a "palhagem" funciona mais ou menos como uma armadilha de areia e nas cristas como obstáculos.

A introdução de barreiras artificiais "palhagem" para conter o avanço de dunas sobre a cidade de Paracuru, não implica que a areia não continue a entrar no sistema. Estas alterações apenas fazem permanecer os sedimentos na zona de retenção por mais tempo, originado maiores acumulações locais.

A construção do terminal da PETROBRAS junto ao vértice do promontório de Paracuru resultou numa barreira à circulação de areia transportada pelo vento em direção ao mar. Constatou-se que a deriva eólica foi deslocada no sentido de transposição lateral da área de intervenção. Essas modificações originaram uma "zona de sombra", que impede a realimentação das praias adjacentes. A resposta decorrente desta construção é o registro erosivo de uma faixa de aproximadamente 500 metros de praia em torno deste terminal.

C) Compartimentação Geomorfológica

Através da integração de informações obtidas por fotografias aéreas e trabalhos de campo foi possível identificar quatro agrupamentos morfológicas distintas na região do sistema sedimentar eólico de Paracuru: 1) Dunas Longitudinais; 2) Dunas Oblíquas; 3) Dunas Transversais; 4) Planície de Deflação. Estes agrupamentos foram subcompartimentados em formas distintas, tipo: 1.1) longitudinais e coppice; 2.1) piramidais; 3.1) barcanas, parabólicas, barcanóides e transversais; 4.1) lençóis mantiformes.

Através deste capitulo constatou-se que a evolução das feições e formas identificadas nesta região é controlada pelo clima local e por fenômenos meteorológicos (El Niño e La Niña). Durante a estação seca, observou-se maior quantidade de dunas barcanas, principalmente na zona de pós - praia. No período chuvoso as dunas parabólicas se desenvolvem com mais facilidade devido à presença de vegetação.

Levando em consideração as dimensões do campo de dunas e resultados obtidos pelo método ^{14}C, para o ultimo segmento de dunas piramidais (eólianitos), admite-se que a paisagem atual correspondente ao sistema de dunas transversais (zona de retenção) tenha menos de 1320 +/- 50 anos AP. Tal resultado, comparado às projeções de uma taxa de migração anual média de 8,5 m/ano, vem confirmar com razoável aproximação a idade obtida pelo método utilizado.

D) Migração de Dunas e Estimativa de Taxa de Transporte

Através do método de determinação direta no terreno verificou-se que o processo de migração de dunas depende das precipitações pluviométricas e do regime de ventos. Durante a estação chuvosa (fevereiro a maio), o transporte de sedimento em direção ao campo de duna é parcialmente interrompido, atingindo velocidades de migração em torno de 2,1m trimestral. Na estação seca aproximadamente 8 meses / ano, o transporte de sedimento eólico é retomado atingindo taxas de 8,3 m trimestral. Neste sentido, a velocidade de migração das dunas durante a estação chuvosa é aproximadamente ¼ do valor médio obtido durante a estação seca.

A superposição de fotografias aéreas verticais de diferentes datas de vôo mostrou-se eficiente quanto ao estudo de expansão de dunas em períodos distintos. Constatou-se que a zona de retenção (dunas transversais) se expandiu em 245,879 m², durante os 42 anos analisados. Ou seja, a cada ano a região da planície costeira junto à cidade de Paracuru perde aproximadamente 6000m² de área agricultável. Foi observado também que o processo de soterramento decorrente da migração de dunas é mais significativo nas imediações do reservatório Lagoa Grande.

As estimativas de taxas de transporte eólico, obtidas através da expressão proposta por Simons *et al.* (1965) permitiram confirmar a existência de duas direções de transporte de sedimento na região do sistema estudado. A estimativa total de transporte de material em direção a cidade de Paracuru é de

93,02 m³/m/ano, enquanto em direção ao mar é de 37,10 m³/m/ano. Esses valores aproximam-se dos resultados obtidos por Werner *et al.* (1988) para o sistema de dunas transversais de Alexandria - África do Sul. Portanto o volume de material em direção a planície costeira de Paracuru é aproximadamente 3 vezes maior em relação ao material a ser re-introduzido no sistema de deriva litorânea anualmente.

E) Modelo de Evolução Geomorfológica

Foi estabelecido um modelo de evolução geomorfológica processo - resposta para a região que se baseia na integração de dados obtidos. Neste modelo foram identificados 4 subsistemas encadiantes com funções e características bem distintas. O subsistema 1 é controlado pela intensidade do vento e material disponível na faixa de praia. O subsistema 2 caracteriza-se como zona de entrada de material. Neste subsistema foram identificadas duas direções distintas de transporte de sedimento. O subsistema 3 é identificado pela facilidade de deposição das formas transversais. O subsistema 4 é constituído pelo ambiente de soterramento atual, submetido ocasionalmente a transporte fluvial em direção ao mar.

As variações do regime de vento e precipitações pluviométricas condicionam a evolução morfológica do sistema estudado. Durante a estação chuvosa (fevereiro a maio) o volume de material transportado em direção à zona de retenção é parcialmente interrompido, enquanto na estação seca (junho a janeiro) é retomado. O transporte de sedimento em direção ao campo de dunas é proporcional ao índice pluviométrico, ou seja, quanto maior for este índice menor será o transporte.

Através deste trabalho, constatou-se que a ação antrópica tem grande importância na alteração do modelo de evolução proposto. A fixação de dunas como forma de atenuar a movimentação de areia em direção a Paracuru e a construção do terminal da PETROBRAS, modificaram a rugosidade da

superfície eólica da zona de retenção e a trajetória das dunas barcanas e parabólicas em direção ao sistema de deriva litorânea.

Através deste modelo observou-se que as transformações ocorridas no sistema eólico de Paracuru são decorrentes de processos naturais, principalmente os relacionados ao regime de vento unimodal e quantidade de sedimentos finos trazidos para a zona de retenção do sistema. Estas alterações tornaram-se mais aceleradas, quando nas ultimas três décadas, o crescimento urbano de Paracuru se deu em direção ao campo de dunas. Mantida a sazonalidade climática regional caracterizada por duas estações (seca e chuvosa) somada a ocorrência de fenômenos do tipo El Niño e La Niña, estimou-se através deste trabalho que a cidade de Paracuru será parcialmente soterrada pelas dunas em 120 anos.

Identificou-se que os subsistemas presentes na região de estudo, repetem-se em outros promontórios situados ao longo do litoral sententrional do nordeste brasileiro. Assim, o modelo de evolução estabelecido para o campo de dunas de Paracuru, poderá ser aplicado em projetos de contensão de dunas e planejamento ambiental, evitando-se que novas áreas agrícolas e urbanas sejam atingidas por migração eólica (soterramento).

Com isso, os resultados alcançados visam subsidiar e fornecer informações no intuito de colaborar para a solução de problemas decorrentes da migração de dunas que se processa neste trecho do litoral, bem como a contensão do processo em si. Considera-se este estudo, como um ponto inicial para a explicação do processo de soterramento por dunas nesta região, necessitando de trabalhos de detalhe que possam esboçar com mais segurança a complexidade dos fatores abordados na pesquisa.

10 - Referências Bibliográficas

ALCÂNTARA-CARRIÓ, J. & ALONSO, I. Propuestas metodológicas para el estudio de los ambientes eólicos costeros actuales. In: Andrés, J.R. & Gracia, F.J. (eds.), Geomorfologia Litoral Procesos Activos. Instituto Tecnológico GeoMineiro de España, 2000. 81 - 92 p.

ALLEN, J.R.L. Pysical processes of sedimentation, ed. George Allen & Unwin, 1970. 240 p.

ALONSON, I. Importância de la escala temporal en estudios de dinámica litoral. In: Andrés, J.R. & Gracia, F.J. (eds.), Geomorfologia Litoral Procesos Activos. Instituto GeoMineiro de España, 2000. 31 - 43 p.

ANGULO, J.R. Morfologia e gênese das dunas frontais no litoral do Estado do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 23 (1), 1993. 68 - 80 p.

AUFRERE, L. Le cycle morphologique des dunes. Ann. Geog., T.41, 1931. 362 - 385 p.

ALVES, J.M.B. & RAPELLI, C. A variabilidade pluviométrica do setor norte do nordeste e o evento El Niño - Oscilação Sul (ENOS). Revista Brasileira de Meteorologia V. 7 (2), 1992. 583 - 592 p.

AZEVEDO, P.V. Previsão estatística das chuvas de outono no Estado do Ceará. Revista Brasileira de Meteorologia V. 13 (I), 1998. 09 - 18 p.

BAGNOLD, R.A. The physical of blown sand and desert dunes. Ed. Muthuen, 1941. 265 p.

BAGNOLD, R.A. The physical of blown sand and desert dunes, Ed. Chapman and Hall, New York, 1954 (reeditado em 1984). 265 p.

BAGNOLI, E. Projeto experimental de vegetação de dunas costeiras do município de Paracuru – Ce: Um exemplo de um envolvimento da PETROBRAS na solução de um problema da comunidade. In: Simpósio Sobre Processos Sedimentares e Problemas Ambientais na Zona Costeira Nordeste Brasil 1°. Centro de Tecnologia e Geociências/UFPE, 1995. 17 - 19 p.

BARBOSA, L.M. & DOMINGUES, J.M.L. Morfologia das dunas costeiras ativas e a deriva litorânea de sedimentos na planície quaternária do Rio São Francisco (SE/AL). In. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador - Ba. SBG V. 5, 1996. 265 - 268 p.

BARBOSA, L.M; 1997. Campos de dunas costeiros associados à desembocadura do Rio São Francisco (SE/AL): Origem e Controles ambientais. Salvador / UFBa - Instituto de Geociências - Departamento de Geologia, 1997. 199 p. Tese (Doutorado).

BAUER, B.O.; SHERMAN, D.J.; NORDSTRON, K.F. & GARES, P.A. Aeolian transport measurement and prediction across a beach and dunes at Castroville, California. In: Coastal Dunes, ed. John Willey & Sons, 1990. 39 - 55 p.

BELLY, P.Y. Sand movement by wind. US Army Corps of Engineers. Technical Memoir N° 1, 1964. 48 p.

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brasilian Quaternary. Geological Society of America. N°.84, 1965. 433 - 451 p.

BIGARELLA, J.J. Structural characteristics of the dune, foredune, interdune, beach, dune ridge and sand ridge deposits. Boletim Paranaense de Geociências, 1971. 28 - 29: 9 - 72 p.

BIGARELLA, J.J. Eolian environments - their characteristics, recognition and importance. In: Rigby, J.K. & Hanblin, W.K. (eds). Criteria for recognizing ancient environments. Society of Econ. Paleontologist and Mireralogists, Spc. Pub. 16, 1972a. 12 - 62 p.

BIGARELLA, J.J. Wind pattern deduced from dune morphology and internal structures. Boletim Paranaense de Geociências, (29 / 29), 1972b. 74 - 114 p.

BIGARELLA, J.J. Parabolic dune Behavior under effective storm wind conditions. Revista Brasileira de Geomorfologia, Volume 1, N° 1, 2000. 1 - 26 p.

BIRD, E.C.F. & JONES, D.J.B. Beach ridges and foredunes on the coast of Victoria, Australia. Journal of Coastal Research, Special Issue. N° 3, 1988. 11 - 14 p.

BRABO, J.M., RAPELLI, C.A. & MELO, S.N. A pré - estação chuvosa do setor norte do nordeste brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. Revista Brasileira de Meteorologia, V. 8 (1), 1993. 22 - 30 p.

BREED, S.G. Dunes and other windforms of Central Australia. In: Apollo - Soyuz test project. V. 2, 1979. 319 - 358 p.

BURKINSHAW, J.R. & RUST, I.C. Aeolian dynamics on the windward slope of reversing transverse dune. Alexandria coastal dunefield, South Africa. In: Pye, K. & Lancaster (eds.) Aeolian Sediments: ancient and modern. Oxford, Spec. Publ. IAS, 16, 1993. 165 - 170 p.

BURKINSHAW, J.R., ILLENBERGUER, W.K. & RUST, I.C. Wind - speed profiles over reversing transverse dune. In: Pye, K. (ed.) The dynamics and environments context of aeolian sedimentary systems. Geological Society Special, N° 72, 1993. 25 - 36 p.

CARTER, R.W.G. The rate and pattern of sediment interchange between beach and dunes. Proceedings, Symposium on Coastal Sedimentology. Florida State University, 1977. 3 - 34 p.

CARTER, R.W.G. Coastal dunes. In: Coastal environments: introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastline. London: Academic Press, 1989. 301 - 333 p.

CASTRO, J. W. A. Mapa geológico e ambiental do Estado do Ceará. In: Atlas do Estado do Ceará. SUDEC - Superintendência de Desenvolvimento do Ceará - Governo do Ceará, 1986.

CASTRO, J.W.A. & COUTINHO, P.N. A ação de ondas, ventos e transporte de sedimento entre as praias de Goiabeiras e Paracumbuco, Região Metropolitana de Fortaleza - Ce: In: Simpósio Sobre Processos

Sedimentares e Problemas Ambientais na Zona Costeira Nordeste do Brasil, 1°. Centro de Tecnologia e Geociências / UFPE, 1995. 123 - 126 p.

CASTRO, J.W.A. O processo erosivo das praias da costa oeste do Ceará e suas conseqüências para o desenvolvimento urbano e empreendimentos turísticos. In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador - Ba, Anais SBG. V. 4, 1996. 426 - 429 p.

CASTRO, J.W.A. & WANDERLEY, D.F. The impact of coastal erosion on the beaches west of harbor of Fortaleza, State of Ceará. In: International Sedimentological Congress, 14, Recife - Pe, Brazil, Proceeding IAS. J, 1994. 6 - 7 p.

CASTRO, J.W.A. Dunas submarinas como fonte de sedimento para recuperação de praias em erosão na cidade de Fortaleza - Ceará. Revista Geosul, V 14, N°. 27, Ed. Especial. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia 2, Florianópolis / SC, 1998. 218 - 221 p.

CASTRO, J.W.A; GONÇALVES, A. R. & GURGEL Jr, J.B. Os eólianitos da costa oeste do Estado do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte - MG. Anais SBG, Vol. Único, 1998. 259 p.

CASTRO, J.W.A. Headland bypass dune field of Paracuru - Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro - RJ, 2000. 20 - 22 p.

C.D.C - Companhia Docas do Ceará. Relatório de Impacto Ambiental: Ampliação do Porto de Mucuripe - Fortaleza, Ce. Vol. 1, 1994. 134 p.

CHORLEY, R.J. & KENNEDY, B.A. Physical Geography. Prentice Hall Int. Inc., London, 1971. 370 p.

COATES, D.R. Environmental Geology. John Wiley & Sons, 1981. 701 p.

COELCE - Companhia Energética do Ceará. Mapeamento eólico do Estado do Ceará. Relatório Técnico, 1998. 48 p.

COOKE, R; WARREN, A. & GOUDIE, A. Desert Geomorphology. British Library, 1993. 526 p.

COOPER, W.S. Coastal sand dunes of Oregon. Memoir Geological Society of America N°72, 1958. 169 p.

CORRÊA, C.H.T. Estimativas de taxas de transporte eólico na costa sul central do Chile. In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador – Ba. Anais SBG. V. 4, 1996. 388 - 391 p.

COSTA, M.I.P. O sistema de dunas da região de Natal – RN. Salvador/UFBa - Instituto de Geociências - UFBa, 1983. 121 p. Dissertação (Mestrado).

COSTA, M.I.P. & PERRIN, P. Os sistemas de dunas litorâneas da região de Natal/RN. Boletim do Departamento de Geologia, Natal: CCE/UFRN, V.1, N. 1, 1981. 1 - 5 p.

DHN. Diretoria de Hidrografia e Navegação. Carta hidrográfica 700, de Camocim a Fortaleza, Escala 1: 316.680. Ministério da Marinha, Rio de Janeiro, 1986.

DATSENKO, N.M., ALVES, J.M.B. & RAPELLII, C.A. Variações pluviométricas no nordeste brasileiro: comparações com mudanças globais. Revista Brasileira de Meteorologia. V. 10 (1/2), 1995. 42 – 47 p.

DAVIES, J.L. Geographical variation in coastal development. New York, Longman, 1980. 212 p.

DOMINGUES, J.M.L. & BITTENCOUT, A.C.S.P. Utilização de padrões de sedimentação costeira como indicadores paleoclimáticos naturais (proxies). Revista Brasileira de Geociências, 24 (1), 1994. 3 - 12 p.

FINKEL, H.J. The barchans of Southern Peru. Journal of Geology, 67, 1959. 614 - 647 p.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. Brazos river bar: a study in the significance of grain parameters. Journal Sedim. Petrol. V.3, 1957. 3 - 32 p.

FORTES, F.P. As manchas solares e o passo das dunas. In; Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Anais SBG. V. 2, 1992. 297 p.

FREDSOE, J. & DEIGAARD, R. Mechanisms of coastal sediment transport. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 3, World Scientific, 1992. 366 p.

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia. O fenômeno El Niño - oscilação sul. Teorias, observações e previsões (Ed. Especial n° 5), 1996. 31 p.

FUNCEME - Fundação Cearense de Meteorologia. Boletim pluviométrico do posto de Paracuru. Fortaleza - Ce. 2000.

FRYBERGUER, S.G. Dunes forms end wind regime. In: A study of global sand seas, Geological Survey Professional Paper 1052, Printing Office, 1979. 137 - 169 p.

GARDNER, R.A.M. Aeolianite. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (eds.) Chemical Sediments and Geomorphology. Academic Press, 1983. 265 - 300 p.

GEOCONSULT - CONSULTORIA, GEOLOGIA E MEIO AMBIENTE LTDA. Estudo de Impacto Ambiental (EIA - RIMA) Empreendimento Turístico Dunas de Paracuru, 1999. 214 p.

GREELEY, R. & IVERSEN, J.D. Wind as a geological process. Cambridge University Press, Cambridge, 1985. 342 p.

GOLDSMITH, V. The "VAMP" Coastal dune classification. SRAMSOE N° 143, 1977. 20 - 26 p.

GOLDSMITH, V. Coastal dunes. In: Coastal Sedimentary Environments, ed. Springs - Verlag, New York, 1978. 171 - 236 p.

GOLDSMITH, V; ROSEN, P. & GERTNER, Y. Aeolian transport measurements, winds and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes. In: Nordstron, K.F; Psuty, N. & Carter, B.(eds), Coastal Dunes. Form and Process. John Wiley & Sons, England, 1990. 79 - 101 p.

GONÇALVES, R.A. Contribuição ao mapeamento geológico - geomorfológico dos depósitos eólicos da planície costeira do Maranhão: Região de Barreirinhas e Rio Novo – Lençóis Maranhenses. Porto Alegre/UFRGS - Instituto de Geociências - Departamento de Geologia, 1997, 260 p. Tese (Doutorado).

GONÇALVES, R.A. Sobre o transporte eólico de areia nos Lençóis Maranhenses. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte - MG. Anais SBG, 1998. 261 p.

GURGEL JR. J.B. Avaliação do manejo de dunas realizado no projeto Lagoa das Cobras - PRODETUR. Laudo Técnico, SEMACE, 2000. 18 p.

HACK, J.T. Dunes of the western Navajo Country. Geog. Rev. T. 26, 1941. 240 - 263 p.

HESP, P. The formation of shadow dunes. J. Sedimem. Petrol. 25, 1981. 307 - 338 p.

HESP, P. Surfzone, beach, and foredune interaction on the australian south east coast. Journal of Coastal Research, Special Issue. N. 3, 1988. 15 - 25 p.

HESP, P. & HASTINGS, K. Width, height and slope relationships and aerodynamic maintenance of barchans. Geomorphology 22, 1998. 193 - 204 p.

HOWARD, A.D; MORTON, J.B; MOHAMED, G. & PIERCE, D.B. Sand transport model of barchan dune equilibrium. Sedimentology 25, 1978. 307 - 338 p.

HSU, S.A. Computing eolian sand transport from shear velocity measurements. Journal of Geology 81, 1974. 739 – 746 p.

HSU, S.A. Physical principles of sedimentology. Springer, 1989. 233 p.

INPH – Instituto de Pesquisas Hidroviárias. Avaliação dos impactos na morfologia costeira, através de modelagens numéricas, provenientes da implantação do Porto de Pecém - Ce. Relatório Final, N° 1040/01, 1998. 250 p.

KANA, T.W. A mesoscale sediment budget for Long Island. New York. Marine Geology 126, 1995. 87 - 110 p.

KAWAMURA, R. Study of sand movement by wind. Inst. of Science and Technology, Tokyo, Report 5, (3 - 4), 1951. 95 - 112 p.

KOCURK, G. Origins of low-angle stratification in aeolian deposits. In: Nickling, W. G. (ed.) Aeolian Geomorphology, N° 17, Allen & Unwin, 1986. 177 - 193 p.

KOCUREK, G. & NIELSON, J. Conditions favourable for the formation of warm climate aeolian sand sheets. Sedimentology 33, 1986. 795 – 816 p.

KUKAL, Z. Geology of recent sediments. Czechoslovac Acad. Ssi. Praga, 1971. 490 p.

LANCASTER, N. 1981. Dunes on the Skeleton Coast, Namibia: geomorphology and grain size relationships. Earth Surface Process 7, 1981. 575 - 587 p.

LANCASTER, N. Reaction of eolian geomorphic systems to climate change. Geological Society of American Annual Meeting, San Diego, 1991. 21 - 24 p.

LANCASTER, N. Geomorphology of Desert Dunes. London. Routledge, 1995. 290 p.

LEATHERMAN, S.P. A new aeolian sand trap design, In: Sedimentology 25, 1978. 303 - 306 p.

LEHUGEUR, L.O; GONÇALVES, R.A. & CASTRO, J.W.A. Caracterização geológica da região costeira de parte dos municípios de Cascavel e Beberibe. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, 4, Porto Seguro - Ba, 1999. 45 - 47 p.

LETAU, K. & LETAU, H.H. Experimental and micrometeorological fields studies on dune migration. In: Letau, K. & Letau, H.H. (eds). Exploring the Word's

Driest Climate. Univ. of Wisconsin-Madison, IES, report, 101, 1977. 110 - 147 p.

LONG, J.T. & SHARP, R.P. 1964. Barchan - dune movement in Imperial Valley, California. Geological Society of America, Bulletin 75, 1964. 309 - 313 p.

MABBUT, J.A. Desert Landforms. Ac. Press, Canberra, 1977. 340 p.

MABESOONE, J.M. & SILVA, J.C. Aspectos Geomorfológicos. Estudos e Pesquisas, Recife, N° 10, 1991. 117 - 132 p.

MADIGAN, C.T. The Australian sand - ridge deserts. Geographical Review 26, 1936. 205 - 227 p.

MAIA, L.P. Procesos costeros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE - Brasil): Implicaciones para una gestión adecuada de la zona litoral. Espanha/Universitat de Barcelona, 1998. 269 p. Tese (Doutorado).

MAIA, L.P. Transporte eólico versus migração de dunas na região costeira do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte - MG. Anais SBG, 1998. 262 p.

MCKEE, E.D. Introduction to a study of global sand seas. In: Mckee, E.D. (ed.) A study of global sand seas. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052, 1979. 1 - 20 p.

MCKEE, E.D. & BIGARELLA, J.J. Deformational structures in Brasilian coastal dunes. J. Sed. Petrol. 42, 1972. 670 - 681 p.

MEIRELES, A.J.A., GURGEL Jr, J.B., GURGEL, G.A.S., SALES, L.G. & CASTRO, J.W.A. Geologia ambiental e impactos decorrentes da migração de dunas na planície costeira de Paracuru - Ce. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Anais SBG. Vol. 1, 1992. 65 - 66 p.

MELO, E. & ALVES, J.H. Nota da chegada de ondulações longínquas à costa brasileira. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos 10. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, ABRH, Gramado - RS, 1993. 362 - 369 p.

MELTON, F.A. A tentative classification of sand dunes: its application to dune history in the southen high plains. Journal of Geology 48, 1940. 113 - 174 p.

MORAIS, J.O. & Souza, J.V. Transporte e sedimentação de dunas no município de Fortaleza, Ceará - Brasil. Estudos Sedimentológicos, Fortaleza / UFC, V.1, 1971. 73 - 83 p.

MORAIS, J.O; CARVALHO, A.M. & MAIA, L.P. Dunas da região costeira do Estado do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camburiú. Anais SBG V.1, 1994. 404 - 405 p.

MOREIRA, M.S.E.A. Seasonal processes of the beach - dunes system on western coast of Portugal. Journal of Coastal Research, Special Issue, N° 3, 1988. 47 - 51 p.

MUEHE, D. Geomorfologia Costeira In: Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B. (Orgs.) Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro, 1994. 253 - 308 p.

MUEHE, D; Ribeiro, A.Y. & Bentes, A.M.L. Resultados preliminares do balanço de sedimentos em dunas frontais sob regime de vento predominante de terra para o mar. In: Simpósio Sobre Oceanografia, 3, São Paulo. Anais IOUSP,1996. 356 p.

MULLER, G. Petrology of the cliff limestone, North Bimini, Bahamas. Geol. Paleontology. Monatshefte II, 1970. 485 - 496 p.

NICKLING, W.G. Aeolian Geomorphology. Allen and Unwin. London, 1986. 311 p.

NORDSTRON, K.F; PSUTY, N.P. & CARTER, R.W.G. (eds). Coastal Dunes: Form and Process. Wiley, New York, 1990. 489 p.

OLIVEIRA, M.I.M; BAGNOLI, E; FARIAS, C.C; NOGUEIRA, A.M.B. & SANTIAGO, M. Considerações sobre a geometria, petrografía, sedimentologia, diagênese e idade dos beachrocs do Rio Grande do Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais SBG V. 2, 1990. 621 - 640 p.

OLSON, J.S. Lake Michigan dune development. Journal of Geology, 56. 250 - 263 p.

ORME, A.R. Coastal dunes, changing sea level, and sediment budgets. Journal of Coastal Research, Special Issue. N° 3, 1988. 127 - 129 p.

ORME, A.R. & TCHAKERIAN, V.P. Quaternary dunes on the Pacific Coast on the California. In: Nickling, W. G. (ed.) Aeolian Geomorphology, 1986. 149 - 175 p.

PARKER GAY JR. Origen, distribution y movimiento de las arenas eolicas en el area de Yauca e Palpa. Congreso Nacional de Geología - Peru, 2, tomo 37, 1962. 37 - 58 p.

PASKOFF, R. Le Chili semi-arid: recherches géomorphologiques. Bordeaux - France, 1970. 288 p.

PASKOFF, R. Lês littoroux. Masson, Paris, 1985. 190 p.

PERRIN, P. & COSTA, M.I.P. As dunas litorâneas da região de Natal - RN. Atas do IV Simpósio do Quaternário do Brasil, 1982. 291 - 304 p.

PETHICK, J. An introduction to coastal geomorphology. Edward Arnold, London, 1984. 260 p.

PILKEY, O.H. & DIXON, K.L. The CORPS and the shore. Island Press, Washington, D.C. 1996. 272 p.

PRESS, F. & SILVER, R. Earth. In: Freeman, W.H (ed.) 1978. 223 p.

PSUTY, P.N. Sediment budget and beach/dune interaction. Journal of Coastal Research, N° 3 (Special Issue), 1988. 1 - 4 p.

PSUTY, N.P. Foredune morphology and sediment budget. Perdido Key, Florida. In: Pye, K (ed.) The dynamics and environmental context of Aeolian sedimentary systems. London. The Geological Society, Publication Special N° 72, 1993. 145 - 155 p.

PYE, K. Thermoluminescence dating of coastal dunes. Nature, 1982. 299 - 376 p.

PYE, K. Models of transgressive dune building episodes and their relationship to Quaternary sea level change. In: Coastal Research. Geo books, 1984. 81 - 104 p.

PYE, K. & TSOAR, H. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman, London. 1990.

RAPELLI, C.A. O episódio de chuvas intensas no nordeste brasileiro no final de março/1998: Influência da oscilação 30 - 60 dias. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, N° 1, 1998. 9 - 18 p.

REBÊLO, L.M.P.C. Dinâmica do sistema dunar do Guincho - Oitavos. Departamento de Geologia Marinha - Instituto Geológico e Mineiro. Portugal, 1995. 130 p.

RIBEIRO, A.Y. Balanço sedimentar num sistema de dunas frontais sob o regime de ventos dominantes da terra para o mar. Praia de Massambaba, Arraial do Cabo - RJ. Rio de Janeiro/UFRJ - Instituto de Geociências - Departamento de Geografia, 2001. 258 p. Dissertação (Mestrado).

RIBEIRO, A.Y. & MUEHE, D. Comportamento e balanço sedimentar em sistema de dunas frontais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte - MG. Anais SBG, 1998. 249 p.

RICCI, M. & PETRI, S. Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica. V. 2, 1965. 226 p.

ROSEN, P.S. Aeolian dynamics of barrier island. In: Leatherman, S. P. (ed.) Barrier Island. Academic Press, 1979. 81 - 98 p.

ROSMAN, P.C.C. & VALENTINI, E. Projeto básico para contensão da Praia de Iparana, Ceará. Relatório Técnico, Coopetec N° 170. 168, 1991.

SAUERMANN, G; ROGNON, P; POLIAKOV, A. & HERMANN, H. J. The shape of the barchan dunes of Southen Marocco. Geomorphology 36, 2000. 47 - 62 p.

SAYLES, R.W. Bermuda during the ace age. Proc. Am. Acad. Arts Sci. 66, 1931. 381 - 468 p.

SEMACE. Superintendência Estadual de Meio Ambiente. Projeto dunas de Paracuru. Relatório Técnico, 1991. 26 p.

SHEPARD, F.P. Coastal Classification and changing coastlines. Geosciences and Man, 14, 1976. 53 - 64 p.

SHERMAN, D.J. & HOTTA, S. Aeolian sediments transport: Theory and measurements. In: Psuty et al (eds.) Coastal dunes, form and processes. John Wiley & Sons. England, 1990. 17 - 37 p.

SHERMAN, D.J. Problems of scale in the modeling and interpretation of coastal dunes. Marine Geology, 124, 1995. 339 - 349 p.

SHORT, A.D. Wave, beach, foredune, and mobile dune interactions in Southeast Australia. Journal of Coastal Research, Special Issue. N. 3, 1988. 5 - 9 p.

SIMONS, D.B; RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F. Bedload equation for ripples end dunes. Prof. Pap. US. Geological Survey, 1965. 462 - H, H1 - H9.

SILVA, C.G. Estratigrafia e evolução holocênica do delta do Rio Açu, Bacia do Potiguar - RN. In: Simpósio Sobre Processos Sedimentares e Problemas Ambientais na Zona Costeira Nordeste Brasil. Recife - Pe. Anais. Centro de Tecnologia e Geociências - UFPe, 1995. 134 - 135 p.

SILVA, V.P.R; MARCIEL, G.F; ROLANDO, P. & GUEDES, F. Análise do nível de significância entre El Niño e chuvas no nordeste do Brasil. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Brasília - DF, 1998. C148 p.

SMITH, H.T.U. Sand Dunes cycles in western Kansa. Geological Society of America. Bull. 50, 1939. 159 - 168 p.

TOMAZELLI, L.J. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul - ênfase no sistema eólico. Porto Alegre/ UFRGS - Instituto de Geociências - Departamento de Geologia, 1990. 270 p. Tese (Doutorado).

TOMAZELLI, L.J. The coastal dunefields of Rio Grande do Sul, southern Brazil. In: International Sedimentological Congress, 14, Recife - Pe, 1994. D78 p.

THOMAS, D.S.G. Aeolian sand deposits. In: Thomas, D.S.G. (ed.), Arid Zone Geomorphology, Belhaven Press, London, 1989. 1 - 8 p.

THOMAS, D.S.G. & TSOAR, H. The geomorphology role of vegetation in dune systems. In: Thornes, J. B. (ed.) Vegetation and erosion processes and environments. John Wiley, 1990. 471 - 498 p.

THORNBURY, W. Principles of Geomorphology. Ed. John Wiley & Sons, New York, 1954. 643 p.

TINLEY, K.L. Coastal dunes of South Africa. Pretoria, South Africa National Scientific Programmes. Report N° 109, 1985. 300 p.

TSOAR, H. The formation of seif dunes from barchans: a discussion. Zeit Geomorph, NF 28, 1984. 99 - 103 p.

TSOAR, H. & MOLLER, J.T. The role of the vegetation in the formation of linear sand dunes. In: Nickling, W.G., (ed.), Aeolian Geomorphology, Allen and Unwin, Boston, 1986. 75 - 95 p.

TSOAR, H. & THOMAS, D. S. G. Role of vegetation in desert dune systems. In: Thornes, J. B. (ed.), Vegetation and Erosion Processes and Environments, John Wiley & Sons, 1990. 470 - 489 p.

TWINDALE, C.R. Evolution of sand dunes in the Simpson Desert, Central Australia. IBG 56, 1972. 77 - 109 p.

VALENTINI, E. Avaliação dos processos litorâneos no litoral da região metropolitana de Fortaleza e conseqüências para o gerenciamento costeiro do Ceará. Rio de Janeiro/ UFRJ - COPPE/Programa de Engª. Oceânica, 1994. 80 p. Tese (Doutorado).

WARD, W.C. Influence of climate on the early diagenesis of carbonate eolianites. Geology 1, 1973. 171 - 174 p.

WATSON, A. Discussion on variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes. Sedimentology 34, 1988. 511 - 516 p.

WERNER, K; ILENBERGUER, W.K. & RUST, I. A sand budget for the Alexandria coastal dunefield, South Africa. Sedimentology 35, 1988. 513 - 521 p.

WHITE, B.R. & SCHULZ, J.C. Magnus effect in saltation. Journal of Fluid Mechanics 81, 1977. 497 - 512 p.

WILSON, I.G. Aeolian bedforms - Their development and origins. Sedimentology 19, 1972. 173 - 210 p.

YEATES, R.S. Neogene acceleration of subsidence rates in southern California. Geology 6, 1978. 456 - 460 p.

XITÃO, Z. Eolianites in Fujian, China. Journal of Coastal Research. Special Issue. N° 3, 1988. 83 - 90 p.

XAVIER, T.M. Caracterização de períodos secos ou excessivamente chuvosos no Estado do Ceará através da técnica dos quantís: 1964 - 1998. Revista Brasileira de Meteorologia, V. 14, N° 2, 1998. 63 - 78 p.

ZINGG, A.W. Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. Proc. 5th Hydraul. Conf., Iowa University, 34, 1952. 11 - 135 p.

ANEXOS

MAPA GEOMORFOLÓGICO "REGIÃO COSTEIRA DE PARACURÚ" (PERÍODO DE ESTIAGEM)

1 – COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

I – PRAIA

II – PLANÍCIE DE DEFLAÇÃO

IIa: CORDÕES DE DUNAS LONGITUDINAIS, DUNAS BARCANAS FRONTAIS E LENÇOIS DE AREIA

IIb: DUNAS OBLIQUAS (EÓLIANITOS) E LENÇOIS DE AREIA

III – DUNAS BARCANÓIDES E DUNAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS A CORDÕES FRONTAIS

IV – DUNAS BARCANAS E DUNAS EM LOMBO DE BALEIA

V – DUNAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS A CORDÕES LINEARES DE RETAGUARDA

VI – DUNAS BARCANAS EM TRANSIÇÃO PARA DUNAS BARCANÓIDES

VII – PLANÍCIE COSTEIRA

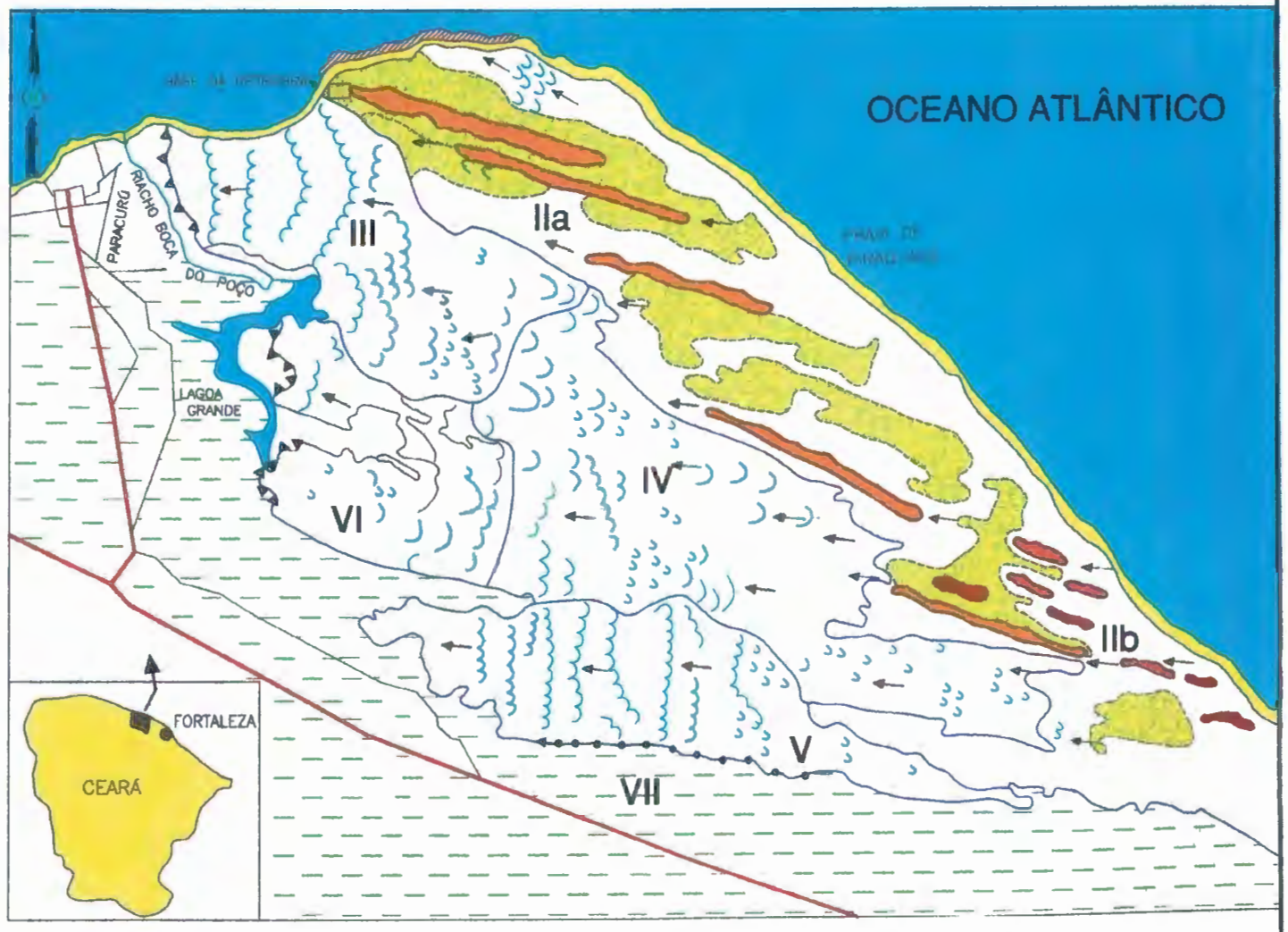
2 – LEGENDA GEOMORFOLÓGICA

- PRAIA
- DUNAS OBLIQUAS (EÓLIANITOS)
- DUNAS LONGITUDINAIS
- LENÇOIS DE AREIA
- DUNAS BARCANAS
- DUNAS BARCANÓIDES
- DUNAS TRANSVERSAIS
- DUNAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS A CORDÕES LONGITUDINAIS
- PLAÍCIE COSTEIRA

3 – OUTROS

- ZONA DE DESCARGA DE SEDIMENTOS
- CONTATO ENTRE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
- PLATAFORMA DE ABRASÃO: FM. BARREIRAS
- LAGOAS FREÁTICAS

FONTE: BASE CARTOGRÁFICA AEROFOTO CRUZEIRO DO SUL 1958



FIGURA

1000 METROS

MAPA GEOMORFOLÓGICO "REGIÃO COSTEIRA DE PARACURÚ" (PERÍODO DE CHUVA)

1 – COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

- I – PRAIA
- II – PLANÍCIE DE DEFLAÇÃO
  - IIa: CORDÕES DE DUNAS LONGITUDINAIS, DUNAS PARABÓLICAS E LENÇOIS DE AREIA
  - IIb: DUNAS OBLIQUAS (EÓLIANITOS) E ÁREA DE ALAGAMENTO
- III – DUNAS BARCANÓIDES E DUNAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS A CORDÕES FRONTAIS
- IV – DUNAS BARCANAS E DUNAS BARCANÓIDES
- V – DUNAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS A CORDÕES LINEARES DE RETAGUARDA
- VI – DUNAS BARCANAS EM TRANSIÇÃO PARA DUNAS BARCANÓIDES
- VII – PLANÍCIE COSTEIRA

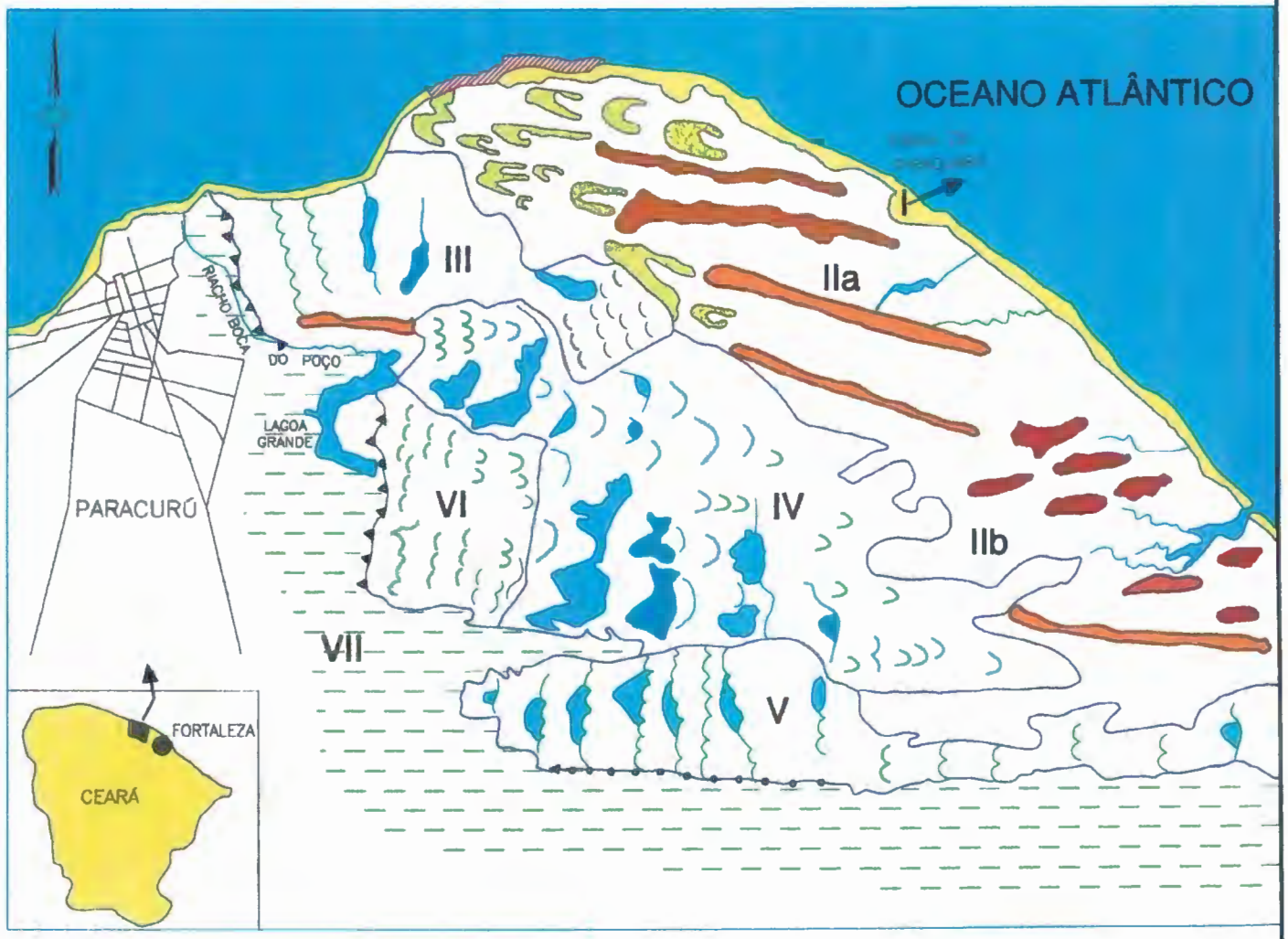
2 – LEGENDA GEOMORFOLÓGICA

- PRAIA
- DUNAS OBLIQUAS (EÓLIANITOS)
- DUNAS LONGITUDINAIS
- DUNAS PARABÓLICAS
- DUNAS BARCANAS
- DUNAS BARCANÓIDES
- DUNAS TRANSVERSAIS
- DUNAS TRANSVERSAIS ASSOCIADAS A CORDÕES LONGITUDINAIS
- PLANÍCIE COSTEIRA

3 – OUTROS

- ZONA DE DESCARGA DE SEDIMENTOS
- CONTATO ENTRE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
- PLATAFORMA DE ABRASÃO: FM. BARREIRAS
- LAGOAS FREÁTICAS

FONTE: BASE CARTOGRÁFICA AEROFOTO CRUZEIRO DO SUL 1969



FIGURA

1000 METROS

The University of Waikato

Radiocarbon Dating Laboratory

Private Bag 3105
Hamilton,
New Zealand.
Fax +64 7 838 4192
Ph +64 7 838 4278
email c14@waikato.ac.nz
Head: Dr Alan Hogg

Report on Radiocarbon Age Determination for Wk- 8229

Submitter J.W.A Castro

Submitter's Code Brasil 02 B

Site & Location Paracuru-ce-brasil, Brazil

Sample Material Calcrete, Calk tufa (Eolianites)

Physical Pretreatment

Chemical Pretreatment

$d^{14}C$	-161.0 ± 4.9	‰
$\delta^{13}C$	-2.8 ± 0.2	‰
$D^{14}C$	-198.2 ± 5.7	‰
% Modern	80.2 ± 0.6	%
Result	**1780 ± 60 BP**	

Comments

AGHogg

17/4/00

- Result is *Conventional Age or % Modern* as per Stuiver and Polach, 1977, Radiocarbon 19, 353-363. This is based on the Libby half-life of 5568 yr with correction for isotopic fractionation applied. This age is normally quoted in publications and must include the appropriate error term and Wk number.
- Quoted errors are 1 standard deviation due to counting statistics multiplied by an experimentally determined Laboratory Error Multiplier of 1.217 .
- The isotopic fractionation, $\delta^{13}C$, is expressed as ‰ wrt PDB.
- Results are reported as *% Modern* when the conventional age is younger than 200 yr BP.

The University of Waikato

Radiocarbon Dating Laboratory

Private Bag 3105
Hamilton,
New Zealand.
Fax +64 7 838 4192
Ph +64 7 838 4278
email c14@waikato.ac.nz
Head: Dr Alan Hogg

Report on Radiocarbon Age Determination for Wk- 8228

Submitter	J.W.A Castro
Submitter's Code	Brasil 01 P
Site & Location	Paracuru-ce-brasil, Brazil
Sample Material	Calcrete, Calk tufa (Eolianites)
Physical Pretreatment	
Chemical Pretreatment	

$d^{14}C$	-120.6 ± 4.5	‰
$\delta^{13}C$	-7.6 ± 0.2	‰
$D^{14}C$	-151.2 ± 5.4	‰
% Modern	84.9 ± 0.5	%
Result	**1320 ± 50 BP**	

Comments

AG Hogg

17/4/00

- Result is *Conventional Age or % Modern* as per Stuiver and Polach, 1977, Radiocarbon 19, 353-363. This is based on the Libby half-life of 5568 yr with correction for isotopic fractionation applied. This age is normally quoted in publications and must include the appropriate error term and Wk number.
- Quoted errors are 1 standard deviation due to counting statistics multiplied by an experimentally determined Laboratory Error Multiplier of 1.217.
- The isotopic fractionation, $\delta^{13}C$, is expressed as ‰ wrt PDB.
- Results are reported as *% Modern* when the conventional age is younger than 200 yr BP.