



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA – PPGG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

***CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL E
MONITORAMENTO DE DUNAS NO LITORAL ORIENTAL DO RIO
GRANDE DO NORTE***

DISSERTAÇÃO Nº. 60 / PPGG

AUTORA: VERÔNICA DANTAS DE ARAÚJO

ORIENTADORA: Prof. Dra. Valéria Centurion Córdoba.

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho.

NATAL - RN, DEZEMBRO DE 2006.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

***CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA TRIDIMENSIONAL E
MONITORAMENTO DE DUNAS NO LITORAL ORIENTAL DO RIO
GRANDE DO NORTE***

AUTORA: VERÔNICA DANTAS DE ARAÚJO

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba
(Orientadora, DG/PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho
(Co-orientador, DG/PPGG/UFRN)

Dr. Cláudio Pires Florencio
(PETROBRAS/ UN – RNCE)

NATAL - RN, DEZEMBRO DE 2006.

O que, na verdade, oprime o espírito, o que provoca inquietudes e desassossegos, é a pobreza mental. Poderemos ser ricos economicamente, mas se não somos capazes de oferecer, a nós mesmos, as enormes vantagens que a riqueza do conhecimento pode proporcionar, haverá muita miséria dentro de nossos palácios ou de nossas vestes.

(González Pecotche)

Aos meus pais, **João Bôsko e Maria do Céu**; e a minha irmã **Bethânia**.

Agradecimentos

Aos orientadores Valéria Centurion Córdoba e Francisco Pinheiro Lima Filho pelos ensinamentos, discussões e sugestões ao longo deste trabalho.

Ao PRH – 22 (Programa de Recursos Humanos em Geologia, Geofísica & Informática no Setor de Petróleo & Gás da UFRN) da ANP (Agência Nacional do Petróleo) pela concessão da bolsa.

A PETROBRAS/ UN – RNCE, junto ao projeto “Estratigrafia Física de Depósitos Eólicos Recentes como Análogos na Predição de Reservatórios em Subsuperfície”, pelo suporte financeiro.

Aos novos, atuais e ex-integrantes do GEA (Paola, Marcus, Leonardo, Anderson, Ana Paula, Daniel Alexsander, Ronaldo, Daniel Siqueira, Cláudio, Fátima, Rosileide, Yoe, Jackson, Washington, Daniel Vítor, Marcelo, Thiago e Ricardo Rabelo) pela convivência agradável e auxílio nas etapas de campo e laboratório.

Aos professores do Departamento de Geologia, Francisco Hilário Bezerra e Ricardo Guimarães Sallet, pela revisão do artigo publicado em língua inglesa. A Jamili pela ajuda nas impressões no *plotter*. Aos funcionários Maria do Céu e D. Fátima pela atenção recebida.

Aos meus pais, João Bôsko, Maria do Céu e minha irmã Bethânia, pelo amor e por terem me apoiado em todos os momentos da minha vida. Aos amigos Ailson, Anailson, Cristiane, Danielly, Elivânia, Ewerton, Francy, Fernando, Joseane, Juciene, Mary, Michelle e Petrília pela cumplicidade compartilhada. A Ricardo pelos dois anos de felicidade.

A Deus por sempre ter me dado força para seguir adiante e por proporcionar tantas maravilhas em minha vida; a Ti o meu agradecimento.

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados geológicos e geofísicos obtidos em um campo de dunas situados no litoral oriental do Rio Grande do Norte e teve como objetivo definir as geometrias deposicionais dos corpos eólicos para posterior aplicação na modelagem geológica de campos produtores de óleo e gás de origem eólica. A pesquisa foi realizada em uma região de *blowouts*, situada no município de Nísia Floresta – RN, onde foi possível definir a superfície externa com o uso do GPS geodésico e a estruturação interna utilizando o GPR (*Ground Penetrating Radar*). Estes dados foram integrados no *software* de modelagem geológica *Gocad*, permitindo a visualização tridimensional e interpretação dos depósitos estudados.

O levantamento de perfis geofísicos permitiu a investigação da geometria interna dos depósitos, nos quais foi possível reconhecer superfícies limitantes de 1ª ordem (superfície deposicional que separa os depósitos eólicos de rochas da Formação Barreiras), 2ª ordem (superfície que separa diferentes pulsos de sedimentação eólica) e 3ª ordem (superfícies de reativação). A classificação destas superfícies acima descritas foi baseada e modificada das propostas de Brookfield (1977) e Kocurek (1996). Foram ainda definidas três radarfácies, com base na forma e terminação dos refletores: Radarfácies 1, representada por refletores progradantes, os quais se relacionam aos *foresets* das acumulações eólicas; Radarfácies 2, que é constituída por refletores plano-paralelos, os quais são atribuídos a lençóis de areia; Radarfácies 3, que também compreende refletores plano-paralelos, porém, neste caso, correspondem a depósitos de retrabalhamento da crista da duna de *blowout* e Radarfácies 4, refletores montiformes, os quais representam montículos de areia vegetados ou artificios enterrados em subsuperfície.

Os métodos GPR e GPS também foram empregados enfocando o monitoramento de dunas costeiras susceptíveis à ação antrópica na praia de Búzios, onde construções ao longo da região de *blowouts* e a prática intensiva de turismo estão modificando o desenvolvimento natural destas acumulações eólicas, podendo gerar impactos ambientais negativos para a zona costeira. Dados obtidos numa área situada no Parque das Dunas (unidade de conservação ambiental) foram utilizados para comparação com as informações adquiridas em Búzios. Há uma tendência maior de erosão na área de Búzios, notadamente no corredor do *blowout* e na duna de *blowout*.

Abstract

This work presents geophysical and geological results obtained in a dunefield located in the east coast of Rio Grande do Norte State, with the aim to recognize the aeolian body depositional geometries to a future geologic modeling of the aeolian petroliferous reservoirs. The research, which was done in blowouts region situated at Nisia Floresta Municipally, included the characterization of external geometries with GPS and internal geometry analysis by GPR. Data was integrated in GoCAD software, where it was possible the three-dimensional characterization and interpretation of the studied deposits.

The interpretation of GPR profiling allowed identifying: First-order bounding surfaces that separated the aeolian deposits of the Barreiras Formation rocks; Second-order bounding surfaces, which limit dune generations and Third-order bounding surfaces, a reactivation surface. This classification was based and adapted by the Brookfield (1977) and Kocurek (1996) propose. Four radarfacies was recognized: Radarfacies 1, progradational reflectors correlated to foresets of the dunes, Radarfacies 2, plain parallels reflectors related to sand sheets, Radarfacies 3, plain parallels reflectors associated to reworking of the blowout dune crest and Radarfacies 4, mounded reflectors associated to vegetated mound of sand or objects buried in subsurface.

The GPR and GPS methods was also employed to the monitoring of dunefields susceptible to human activities in Buzios Beach, where the constructions along the blowout region and the tourism are changing the natural evolution of the deposits. This fact possibly to cause negative impacts to the coastal zone. Data obtained in Dunas Park, a unit environmental conservation, was compared with information of the Buzios Beach. There is a major tendency of erosion in Buzios, specifically in blowout corridor and blowout dune.

Índice de ilustrações

Figuras

Capítulo I - Introdução

Figura 1.1: Localização da área estudada.....	2
Figura 1.2: Gráfico evidenciando a precipitação mensal	3
Figura 1.3: Histograma com a precipitação anual ao longo de 21 anos monitorados pela Estação Climatológica da UFRN.....	3
Figura 1.4: Gráfico evidenciando a média mensal das temperaturas máxima e mínima... ..	4
Figura 1.5: Gráfico mostrando a média mensal da umidade relativa do ar.....	4
Figura 1.6: Rosa dos ventos indicando vento SE.....	4
Figura 1.7: Sistemas de dunas definidos por Costa (1971) para a porção centro sul de Natal.....	7
Figura 1.8: Unidades eólicas individualizadas na região de Natal por Silva (2002).. ..	9
Figura 1.9: Classificação proposta por Barreto <i>et al.</i> (2004a) para as gerações de dunas presentes.. ..	10

Capítulo II - Métodos

Figura 2.1: Fluxograma evidenciando as etapas desenvolvidas durante a dissertação.. ..	15
Figura 2.2: Configuração esquemática de um sistema GPR e seus componentes.	16
Figura 2.3: CMP (<i>Common Mid Point</i>) realizada na área.....	18
Figura 2.4: Equipamento Ramac da Mala Geoscience utilizado na presente pesquisa.....	19
Figura 2.5: Antenas de GPR utilizadas na presente pesquisa.. ..	19
Figura 2.6: Padrão de terminação dos refletores. Modificado de Gawthorpe <i>et. al.</i> (1993)... ..	21

Figura 2.7: Representação dos três segmentos que integram o sistema GPS..	24
Figura 2.8: Aquisição dos dados de GPS em campo para geração do MDT e georreferenciamento dos perfis de GPR.....	25

Capítulo III – Fundamentação Teórica

Figura 3.1 Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas de acordo com Hunter (1977)	30
Figura 3.2 Marcas onduladas de adesão observadas no delta do Rio Parnaíba.....	32
Figura 3.3 Classificação de estruturas deformacionais proposta por McKee <i>et al.</i> (1971).....	33
Figura 3.4 Ordens de superfícies limitantes de acordo com Brookfield (1977).....	34
Figura 3.5 A: Formação de superfícies limitantes de 1ª e 3ª ordem durante a migração de uma duna simples e áreas interdunas. B: Geração de superfícies limitantes de 1ª, 2ª e 3ª ordem durante a migração de <i>draas</i> e áreas interdunas (Kocurek, 1996)	35
Figura 3.6 Tipos morfológicos de dunas vistos em planta e em cortes transversais, com base no esquema de McKee (1979).....	36
Figura 3.7 A: Tipos morfodinâmicos de dunas baseado na orientação da crista em relação à resultante do vetor de transporte (modificado de Hunter <i>et al.</i> 1983). B: Comparação entre os tipos morfodinâmicos e morfológicos (Kocurek, 1996).	37
Figura 3.8 Morfologia de dunas barcanas. Parâmetros da duna, onde “E” compreende a extensão, “L” a largura e “h” a altura (Pye & Tsoar 1990).....	38
Figura 3.9 Modelos propostos para a evolução de <i>seif</i> dunas a partir de barcanas. A) Bagnold (1941) B) Tsoar (1984). F indica ventos fortes e S ventos suaves	39
Figura 3.10 Variações morfológicas de dunas parabólicas	40
Figura 3.11 Modelo de formação de dunas estrelas a partir de dunas transversais numa área onde predominam ventos multidirecionais	41
Figura 3.12 Modelo evolutivo para dunas frontais sugerido por Hesp (1988).....	43
Figura 3.13 Principais morfologias de <i>blowouts</i>	47
Figura 3.14 Estágios de migração de um <i>blowout</i>	48

Capítulo IV – Geometria Depositional dos Depósitos Eólicos

Figura 4.1 Localização do <i>blowout</i> estudado, situado na Praia de Búzios, município de Nísia Floresta e das linhas L0 e LR (linha de referência) levantadas com o GPR.....	51
Figura 4.2 Representação esquemática dos perfis geofísicos obtidos na área estudada	52
Figura 4.3 A) 200 metros iniciais da linha L0 e B) respectiva interpretação. Notar que internamente, os pacotes limitados por superfícies de 2ª ordem apresentam um padrão plano-paralelo	53
Figura 4.4 A) Trecho de 500 a 700 metros da linha L0 e B) respectiva interpretação.....	54
Figura 4.5 Montículos de areia com tufos de vegetação presentes na área estudada, os quais podem corresponder em subsuperfície aos refletores montiformes identificados nos radargramas	56
Figura 4.6 A) Trecho de 525 a 625 metros da linha LR com antenas de 200 MHz e B) respectiva interpretação	56
Figura 4.7 A) Trecho de 712 a 825 metros da linha L0 com antenas de 100 MHz e B) respectiva interpretação	57
Figura 4.8 A) Trecho de 825 a 970 metros da linha L0 com antenas de 100 MHz e B) respectiva interpretação	58
Figura 4.9 Representação esquemática das linhas de detalhe obtidas segundo malha regular a) com antena de 100 MHz e b) com antena de 200 MHz.....	59
Figura 4.10 Linha 1; Antena de 25 MHz.....	68
Figura 4.11 Linha 2; Antena de 25 MHz.....	69
Figura 4.12 Linha 3; Antena de 25 MHz.....	70
Figura 4.13 Modelagem geológica no <i>software</i> Gocad.....	71
Figura 4.14 Modelagem geológica no <i>software</i> Gocad.....	72
Figura 4.15 Modelagem geológica no <i>software</i> Gocad.....	72
Figura 4.16 Malha de 100MHz modeladas tridimensionalmente no <i>software</i> Gocad	73

Capítulo V – Monitoramento de Dunas Costeiras

Figura 5.1 *Blowouts* estudados em A: Búzios, município de Nísia Floresta-RN e B: Parque das Dunas, município de Natal-RN 76

Monitoring methods of dunefields susceptible to human activities in the Nísia Floresta area, eastern coast of the State of Rio Grande do Norte, Brazil.

Figure 1 Map of study area 79

Figure 2 Data acquisition, using an antenna frequency of 100 MHZ. The equipment was carried manually (A) and fixed to quadricycle (B) using antenna frequency of 200 MHZ. 80

Figure 3 Aspects of the use of rover for acquisition of the digital elevation model. A: Mobile Station of the GPS attached to the quadricycle at Búzios Beach dunes. B: Mobile Station transported at Dunas Park 81

Figure 4 Visualization of radar facies observed in the dune profiles (see text for explanation). In R4, the strongest reflection corresponds to the water table (WT)..... 82

Figure 5 Example of GPR line obtained from a detail section. The first two reflectors correspond to erosional surface (ES). The deepest reflector corresponds to the water table (WT) 82

Figure 6 Part of the GPR line acquired at Búzios Beach blowout dune..... 83

Figure 7 Generated DEMs for the blowout at Búzios Beach 84

Figure 8 Superposition of both generated surfaces for the blowout at Dunas Park (April 2004 and October 2005), showing few places of erosion (darker tone)..... 85

Tabelas

Capítulo I

Tabela 1.1: Idades obtidas para unidades eólicas individualizadas na região de Natal..... 12

Capítulo IV

Tabela 4.1: Parâmetros de campo utilizados para a aquisição dos perfis geofísicos.....	52
---	----

Pranchas

Capítulo IV

Prancha 4.1: Malha levantada com antena de 100MHz. Perfis geofísicos perpendiculares à direção principal do vento (SW-NE) e suas respectivas interpretações	60
Prancha 4.2: Malha levantada com antena de 100MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção principal do vento (SE-NW) e suas respectivas interpretações	61
Prancha 4.3: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos perpendiculares à direção principal do vento (SW-NE) e suas respectivas interpretações	62
Prancha 4.4: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos perpendiculares à direção principal do vento (SW-NE) e suas respectivas interpretações	63
Prancha 4.5: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos perpendiculares (SW-NE) à direção principal do vento e suas respectivas interpretações	64
Prancha 4.6: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações.	65
Prancha 4.7: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações	66
Prancha 4.8: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações	67

Índice

Dedicatória	
Agradecimentos	
Índice de Ilustrações	
Resumo..	i
<i>Abstract</i>	ii

Capítulo I - Introdução

1.1: Apresentação ..	1
1.2: Introdução e objetivos..	1
1.3: Localização da área estudada e contexto geológico/geomorfológico..	2
1.4: Aspectos fisiográficos da área.....	3
1.5: Breve resumo sobre a geologia/geomorfologia costeira do estado do Rio Grande do Norte.....	5
1.5.1: Sistemas de dunas costeiras presentes no litoral do RN	6
1.5.2: Datações de diferentes gerações a partir da Termoluminescência e significado das idades.....	11

Capítulo II - Métodos

2.1: Introdução	15
2.2: GPR (<i>Ground Penetrating Radar</i>)	16
2.2.1: Princípios físicos	16
2.2.2: Causas das reflexões de GPR em sedimentos	18
2.2.3: Aquisição dos perfis de GPR em campo.....	18
2.2.4: Processamento e Interpretação dos dados geofísicos.....	20
2.2.5: Aplicação do método.....	21
2.3: GPS	23
2.4: Modelagem Geológica Tridimensional.....	26

Capítulo III – Fundamentação Teórica

3.1: Introdução	29
3.2: Processos eólicos.....	29
3.3: Formas de leito eólicas.....	29
3.4: Estruturas internas observadas em depósitos eólicos.....	31
3.4.1: Estruturas Primárias	31
3.4.2: Estruturas Deformacionais (ou Secundárias)	32
3.4.3: Superfícies limitantes	33

3.5: Classificações das dunas	35
3.5.1: Dunas barcanas (<i>Barchan dunes</i>).....	38
3.5.2: Dunas lineares (<i>Linear dunes</i>)	39
3.5.3: Dunas em domos (<i>Dome dunes</i>)	39
3.5.4: Dunas parabólicas (<i>Parabolic dunes</i>)	40
3.5.5: Dunas estrela (<i>Star dunes</i>)	41
3.5.6: Dunas frontais (<i>foredunes</i>).....	42
3.5.7: Dunas <i>hummock</i>	44
3.6: Lençóis de areia.....	44
3.7: Áreas de interdunas	45
3.8: Feições erosivas	45
3.8.1: <i>Blowouts</i>	46
3.9: Comportamento da formação de campos de dunas em relação às flutuações do nível relativo do mar..	48
3.10: Manejo e vulnerabilidade de dunas costeiras.....	49

Capítulo IV – Geometria Tridimensional dos Depósitos Eólicos

4.1: Introdução	50
4.2: Aquisição dos perfis geofísicos.....	51
4.2.1: Linha L0 levantada com antenas de 50MHz (Setembro de 2004)	52
4.2.2: Linha de referência (LR) levantada com antenas de 100 e 200 MHz (Abril de 2005).....	55
4.2.3: Malha de detalhe (Abril de 2005)	58
4.2.4: Linhas de 25MHz (Abril de 2005)	68
4.3: Modelagem geológica tridimensional	70
4.4: Discussão.....	73

Capítulo V – Monitoramento de Dunas Costeiras

5.1: Introdução	75
5.2: Especificações do artigo	76

Monitoring methods of dunefields susceptible to human activities in the Nísia Floresta area, eastern coast of the State of Rio Grande do Norte, Brazil.

Abstract.....	77
1. Introduction	78
2. Regional Setting and research context	78
3. Methods	80
4. Results	81
4.1: GPR	81
4.2: Geodesic GPS.....	83

5. Conclusions	84
6. Acknowledgments	85
7. References	85

Capítulo VI – Considerações finais

Considerações Finais	87
----------------------------	----

Capítulo VII - Referências Bibliográficas

Referências Bibliográficas.....	89
---------------------------------	----

Anexos

Anexo 1: Linha L0 levantada com antenas de 50MHz e respectiva interpretação. (Setembro de 2004).

Anexo 2: Linha de referência (LR) levantada com antenas de 100 MHz e respectiva interpretação. (Abril de 2005)

Anexo 3: Linha de referência (LR) levantada com antenas de 200 MHz e respectiva interpretação. (Abril de 2005)



CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A presente dissertação é requisito necessário para a obtenção do título de mestre pelo Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. O trabalho foi realizado no litoral oriental do Rio Grande do Norte, em campos de dunas ativas. A pesquisa foi orientada pela professora Dra. Valéria Centurion Córdoba e co-orientada pelo professor Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho, tendo como suporte financeiro o projeto “Estratigrafia Física de Depósitos Eólicos Recentes como Análogos na Predição de Reservatórios em Subsuperfície” /CENPES/PETROBRAS, o qual é desenvolvido pelo GEA (Grupo de Estudo de Análogos a Reservatórios Petrolíferos) sob a coordenação do prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho, além de apoio do PRH 22/ANP (Programa de Formação em Geologia, Geofísica e Informática no setor Petróleo e Gás na UFRN).

1.2 Introdução e Objetivos

O objetivo deste trabalho consistiu em identificar as geometrias deposicionais de depósitos eólicos situados na Praia de Búzios, município de Nísia Floresta - RN, por meio da integração de técnicas geológicas e geofísicas, de forma a poder subsidiar a modelagem geológica de campos produtores de óleo e gás com influência eólica. A pesquisa está centrada em uma região de *blowouts*, onde foram coletados dados da superfície externa com o uso do GPS geodésico e a superfície interna com o uso do GPR (*Ground Penetrating Radar*). As informações foram posteriormente processadas e interpretadas no *software* de modelagem geológica *Gocad*, permitindo a visualização tridimensional dos depósitos estudados. Adicionalmente, esta pesquisa também foi direcionada ao monitoramento de campos de dunas costeiras susceptíveis à ação antrópica, que é o caso do campo de dunas localizado na Praia de Búzios, a qual é explorada turisticamente. As informações obtidas em Búzios foram posteriormente comparadas com dados adquiridos numa área situada no Parque das Dunas, município de Natal - RN, que também apresenta um contexto de dunas móveis e neste caso, sofre pouca pressão antrópica por ser uma área de conservação ambiental.

1.3 Localização das áreas estudadas e contexto geológico/geomorfológico

O campo de dunas costeiras pesquisado situa-se na Praia de Búzios, município de Nísia Floresta, litoral oriental do Rio Grande do Norte (Figura 1.1). A área situa-se aproximadamente 33 km da capital do estado, Natal, e tem como acesso principal a RN-063 (também conhecida como Rota do Sol). Geologicamente, a área é representada por um contexto de dunas ativas e inativas sobrepostas às rochas correlacionáveis à Formação Barreiras. As dunas inativas, também chamadas de pleistocênicas, são compostas por dunas parabólicas com extensões que chegam a 2 km, sendo também observados tipos morfológicos distintos como *hairpin* e digitada. As dunas ativas ou holocênicas (as quais são objeto de estudo) tem como elemento abundante *blowouts* e dunas de *blowouts*, além de áreas interdunares. É comum também a presença de *shadow dunes*.

A segunda área estudada, a qual serviu para a comparação de dados levantados na Praia de Búzios, situa-se no Parque das Dunas, município de Natal – RN (Figura 1.1). O acesso ao local é feito a partir da lateral esquerda adjacente ao Centro de Convenções de Natal. O Parque das dunas, criado pelo Decreto Estadual nº 7.237 de 1977 é representado por um sistema de dunas semelhante ao encontrado em Búzios, apresentando dunas fixas (parabólicas em geral) e móveis (caracterizadas principalmente por *blowouts*).

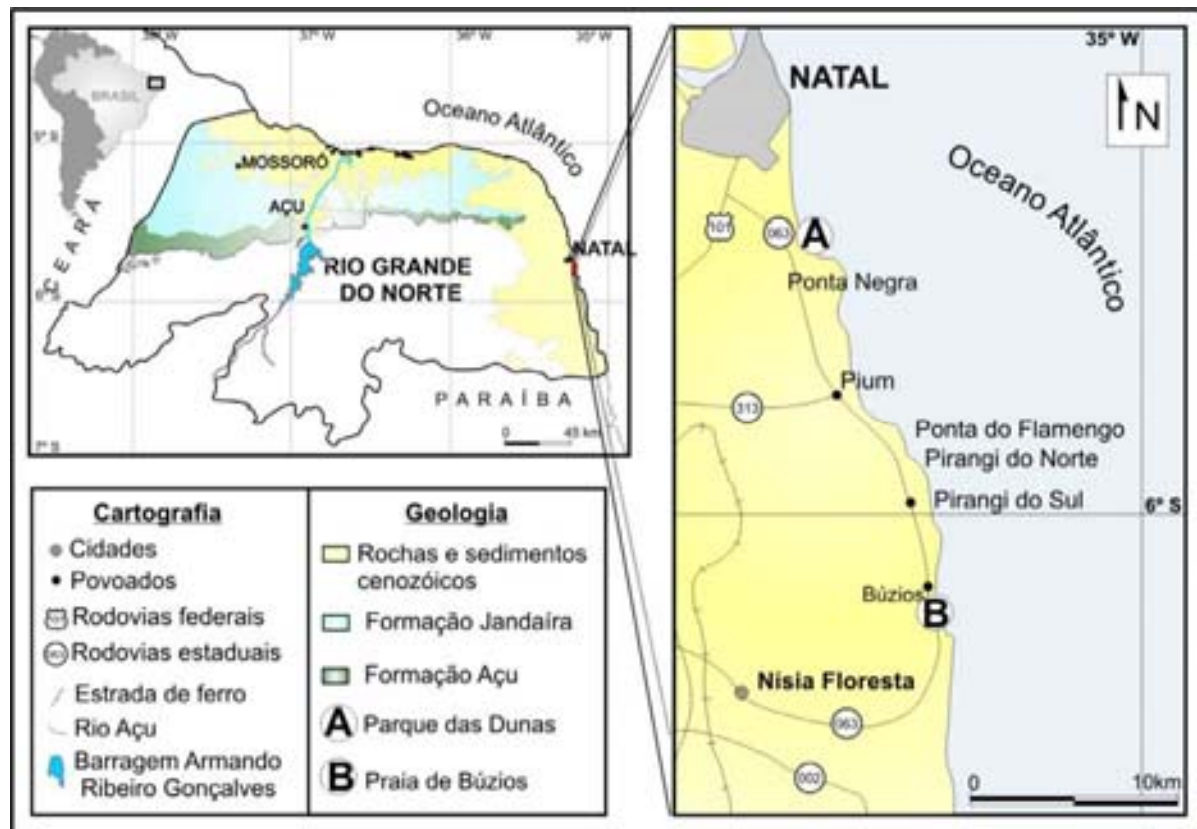


Figura 1.1: Localização da área estudada (modificado de Mont'alverne 1998).

1.4. Aspectos fisiográficos

A região apresenta um clima do tipo quente e úmido, possuindo uma estação chuvosa e uma seca (Souza *et. al.* 1981). De acordo com dados obtidos pela estação climatológica da UFRN, entre os anos de 1984 e 2005, os maiores índices de precipitação pluviométrica ocorrem entre os meses de abril a junho e as menores taxas no período de outubro a dezembro (Figura 1.2). Em relação às médias anuais, a precipitação é caracterizada por grandes variações, atingindo um máximo de 2.438,5 mm no ano de 1986 e um mínimo de 858,2 mm no ano de 1993 (Figura 1.3). As temperaturas médias anuais oscilaram entre 22,8°C e 29,4°C, sendo os meses de junho e julho os que apresentam as temperaturas mais amenas (Figura 1.4).



Figura 1.2: Gráfico evidenciando a precipitação média mensal obtida de 1984 a 2005 (Estação Climatológica da UFRN). Observar os meses de outubro a dezembro caracterizando o período menos chuvoso e os meses de abril a junho apresentando as maiores precipitações observadas mensalmente.

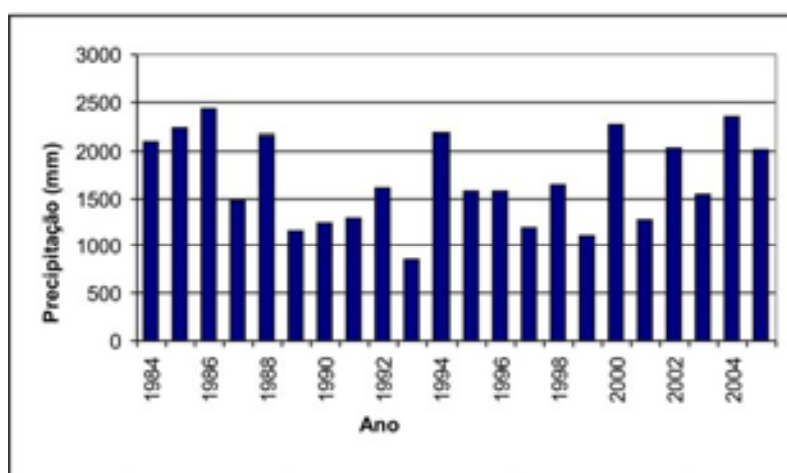


Figura 1.3: Histograma com a precipitação anual ao longo de 21 anos monitorados pela Estação Climatológica da UFRN. Notar como a intensidade de chuvas foi irregular no período analisado.

A umidade relativa do ar atinge as maiores taxas durante os meses de abril a junho, as quais estão ligadas aos altos índices pluviométricos observados durante esses meses (Figura 1.5).

Os ventos são predominantemente de origem SE (Figura 1.6a), com períodos de maiores velocidades (agosto a outubro) chegando a 5,09m/s. Já o período entre os meses de março a maio proporciona as menores velocidades, chegando a um mínimo de 3,69 m/s (Figura 1.6b).

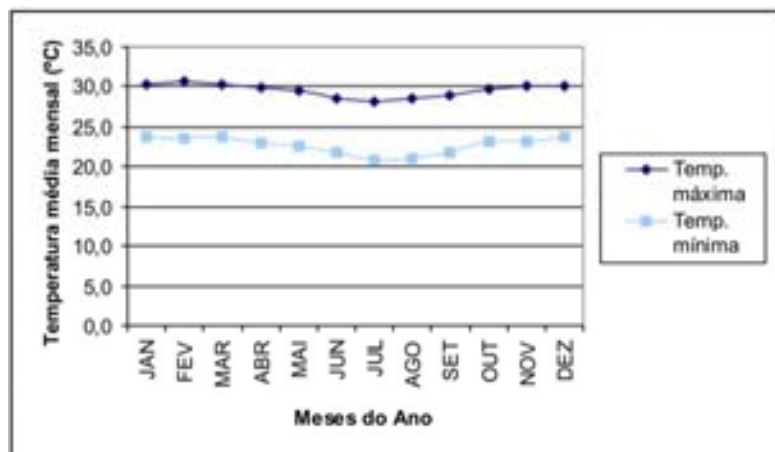


Figura 1.4: Gráfico evidenciando a média mensal das temperaturas máxima e mínima observadas entre os anos de 1984 a 2005. Os meses de Junho e Julho apresentam temperaturas mais amenas, o que está diretamente relacionado às fortes chuvas que ocorrem neste período (Estação Climatológica da UFRN).



Figura 1.5: Gráfico mostrando a média mensal da umidade relativa do ar observada entre os anos de 1984 a 2005, a qual atinge os maiores valores nos meses de abril a junho, coincidentes com as maiores taxas de precipitação observadas durante o ano (Estação Climatológica da UFRN).

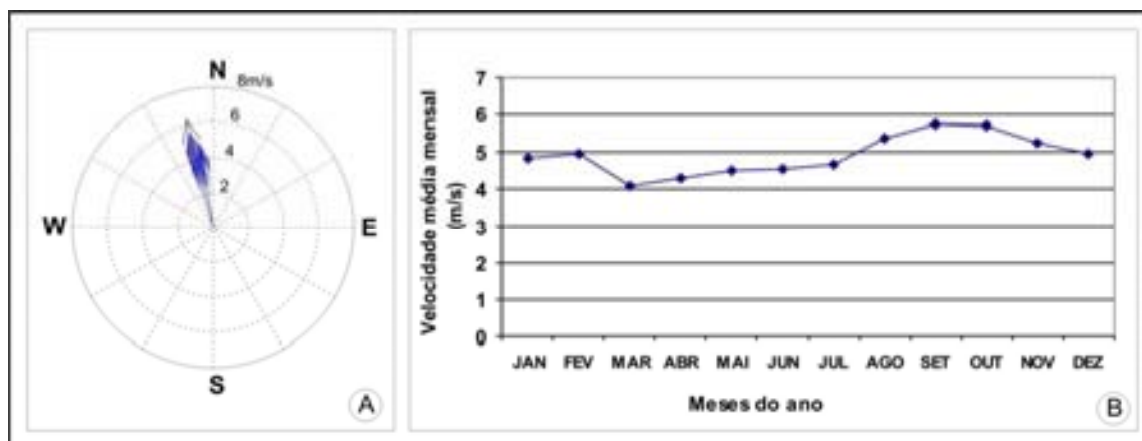


Figura 1.6: A: Rosa dos ventos indicando vento proveniente de SE (Fracasso 2005). B: Velocidade média mensal dos ventos observadas entre os anos de 1984 a 2005. Observar as maiores velocidades atingidas nos meses de setembro a novembro e as menores velocidades nos meses de março a maio (Estação Climatológica da UFRN).

1.5. Breve resumo sobre a geologia/geomorfologia costeira do estado do Rio Grande do Norte

O litoral potiguar compreende geologicamente o embasamento cristalino pré-cambriano, rochas cretáceas (representadas por um contexto de transição entre as bacias sedimentares Potiguar e Pernambuco-Paraíba) e coberturas cenozóicas, constituídas por litótipos siliciclásticos da Formação Barreiras (incluindo desde pelitos a conglomerados), arenitos da Formação Barra de Tabatinga e rochas carbonáticas da Formação Touros; arenitos denominados informalmente de Formação Potengi; rochas praias (*beachrocks*), além de depósitos eólicos (pleistocênicos e holocênicos), de praias, de mangues e aluviões. (Barreto *et al.* 2004).

Geomorfologicamente enquadra-se na faixa conhecida como **litoral nordestino** ou das Barreiras (Silveira, 1964), que é caracterizado pela presença de depósitos da Formação Barreiras, rochas praias e recifes. As rochas da Formação Barreiras ocorrem como uma superfície aplainada (denominada de tabuleiros) com o topo suavemente inclinado em direção ao Oceano Atlântico e freqüentemente sob a forma de escarpas (falésias), definindo a linha de costa.

O **litoral nordestino**, de acordo com Suguio (2003), pode ainda ser subdividido em dois setores: o primeiro engloba os litorais dos estados do Piauí, Ceará e metade noroeste do Rio Grande do Norte (constituindo a costa semi-árida) e o segundo compreende a metade sul do Rio Grande do Norte até o recôncavo baiano (constituindo a costa nordeste oriental ou das Barreiras). A baixa pluviosidade anual da costa semi-árida aliada à atuação dos ventos alísios, promove a rápida secagem das areias da plataforma e conseqüente transporte destes sedimentos, os quais dão origem aos campos de dunas bastante abundantes nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte. A escassez de manguezais nesta região é explicada pelo litoral pouco recortado e pelo substrato arenoso extremamente móvel (Suguio, 2003). Já na costa nordeste oriental, o clima mais úmido favorece a fixação das areias e o litoral, que é bastante recortado, permite a acomodação de estuários e conseqüentemente um maior desenvolvimento de manguezais se comparado ao primeiro setor (Martin *et al.* 1993).

Como o enfoque desta dissertação está centrado no estudo de campos de dunas situados no litoral do RN, no item a seguir será feita uma síntese sobre os principais trabalhos que envolvem os sistemas dunares presentes na região da grande Natal. O substrato das dunas é constituído por rochas da Formação Barreiras, mas como estes litótipos não afloram na área estudada, não será feita uma abordagem estratigráfica e faciológica acerca desta unidade. Vale ressaltar que a Formação Barreiras foi reconhecida na área apenas pela perfuração de um poço a trado mecânico, onde neste local o topo destes depósitos encontra-se a 43m de profundidade.

1.5.1 Sistemas de dunas costeiras presentes no litoral do RN

Diversas classificações para os sistemas de dunas costeiras do litoral do Rio Grande do Norte foram sugeridas numa tentativa de diferenciá-los, usando critérios geomorfológicos, granulométricos, biológicos, de coloração, dentre outros. Estes trabalhos foram desenvolvidos principalmente na região da grande Natal.

Uma das propostas mais antigas é a de Andrade (1968), o qual individualizou, de uma forma geral, duas gerações principais de dunas presentes na região costeira a sul da capital do RN: **Dunas Antigas** (fixas pela vegetação), compostas por areias de granulometria fina e coloração amarelada a avermelhada; e **Dunas Recentes Móveis**, de coloração esbranquiçada, constituindo um cordão estreito e alongado paralelo a linha de costa.

Na década seguinte, Costa (1971), ao analisar a porção centro-sul da cidade de Natal, reconheceu quatro sistemas de dunas, os quais foram denominados de: **Dunas antigas**, **Dunas de idade intermediária**, **Dunas do Pleistoceno Superior** e **Dunas atuais** (Figura 1.7). As **Dunas antigas**, que integram o Pleistoceno Inferior, são de coloração avermelhada, com cotas altimétricas entre 40 e 60 metros. Apresentam dois subtipos, sendo o primeiro caracterizado por um relevo ondulado e o segundo por uma forma em “V” vista em planta. As **Dunas de idade intermediária** são fixadas por vegetação exuberante, com altitudes variando de 80 a 120 metros, ocupando uma faixa paralela à costa. Apresenta coloração amarelada. As **Dunas do Pleistoceno Superior** apresentam coloração esbranquiçada a amarelada e morfologia aproximadamente plana, ocupando baixadas e praias. As **Dunas atuais** são corpos eólicos em constante migração, com coloração esbranquiçada. Localizam-se nas encostas das dunas de idade intermediária.

Em trabalhos posteriores, Costa & Perrin (1981) e Perrin & Costa (1982) reconheceram duas gerações de dunas na região entre Barra de Maxaranguape e Tibau do Sul, as quais formam alinhamentos paralelos de direção NW-SE. A **Geração Antiga de Dunas** (assim denominadas por estes autores) exibe coloração que varia do amarelo avermelhado até o marrom claro e altitudes de 15 a 20 metros. Estas dunas se agrupam em conjuntos, apresentando forma de línguas ou de lençóis, atingindo 15 km de extensão. Muitas vezes entre os conjuntos mais estreitos pode-se observar um substrato areno-argiloso. Em alguns locais, as dunas perdem a continuidade e são mais achatadas (em consequência do retrabalhamento e abrasão), cujo tipo morfológico mais comum é o *hairpin*, com a ponta geralmente escavada pelo vento. A região interduna é ocupada por lagos intermitentes. Já a **Geração Recente de Dunas** segundo aqueles autores, exibe coloração branca com tonalidades acinzentada e rosada e são mais elevadas que as dunas antigas, podendo atingir até 100 m de altura acima do nível do mar. Estas dunas formam uma faixa delgada ao longo da costa (apresentando largura variável de 1 a 2 km) e a extensão

dos alinhamentos é maior que os observados na geração de dunas mais antiga descrita anteriormente.

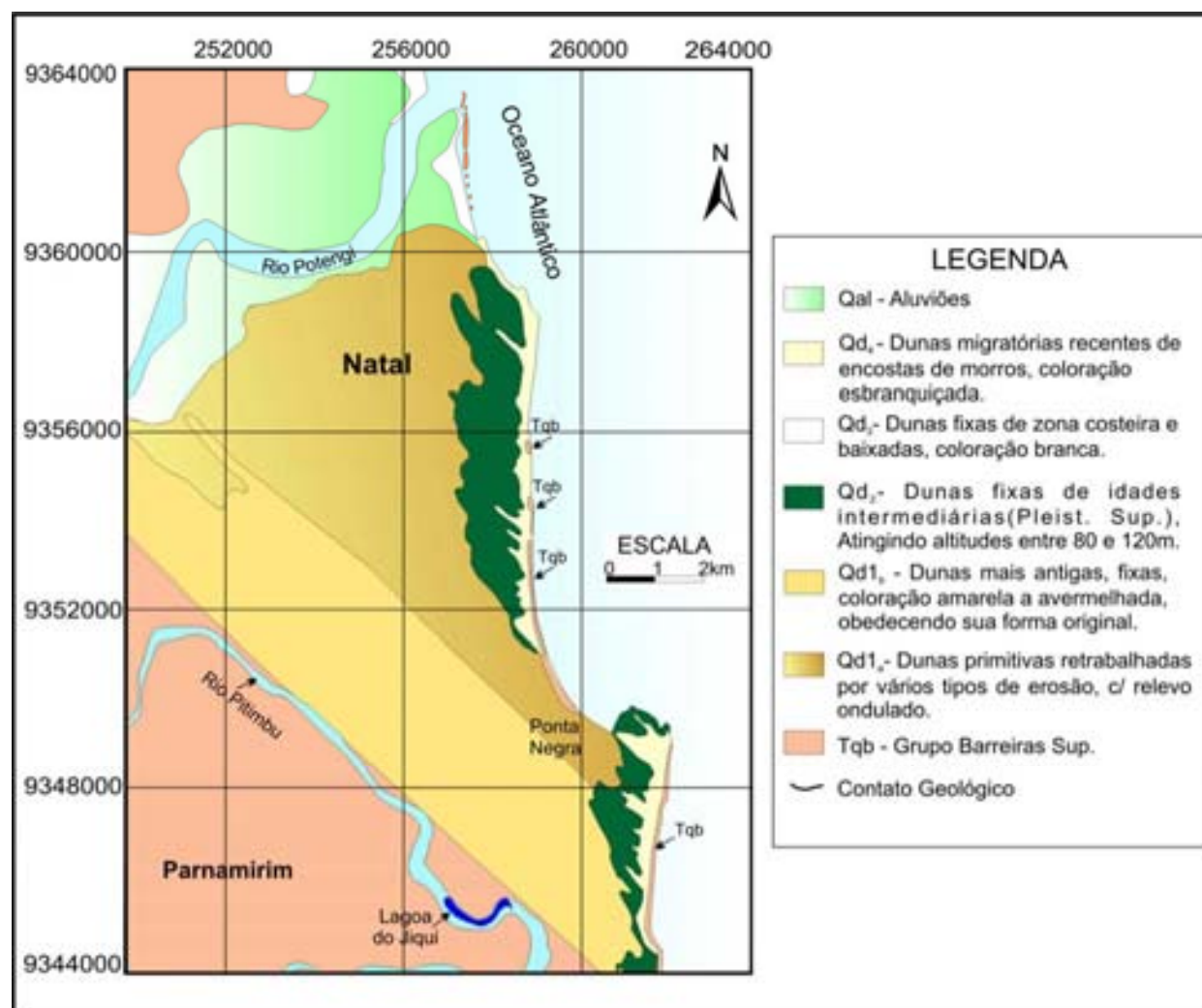


Figura 1.7: Sistemas de dunas definidos por Costa (1971) para a porção centro sul de Natal.

Nogueira (1981 e 1982) também identificou duas gerações de dunas na região de Natal, as quais foram classificadas em: **Dunas Fixas**, que é a geração mais antiga citada por Costa & Perrin (1981), de idade pleistocênica e em **Dunas Móveis**, geração mais recente (holocênica). Posteriormente, Nogueira *et al.* (1984), caracterizando os depósitos eólicos existentes entre a Praia da Redinha e Praia de Grassandu, incluíram três tipos de depósitos eólicos, os quais foram denominados de **Sedimentos Mistos**, **Coberturas Arenosas** e **Materiais Eólicos Recentes Retrabalhados**. Os **Sedimentos Mistos** são acumulações constituídas de sedimentos remobilizados da Formação Barreiras e dos campos de dunas, além de matéria orgânica. Compreendem areias finas a médias, as quais são encontradas em cotas batimétricas baixas acompanhando o curso dos vales dos rios Ceará Mirim e Doce. As **Coberturas Arenosas**

compreendem feições planas de relevo, com granulometria variando de areia fina a média e coloração amarelada (por vezes exibem tonalidades acinzentadas). Já os **Materiais Eólicos Recentes Retrabalhados** apresentam granulometria na fração areia fina a média, exibindo boa seleção e coloração esbranquiçada.

Silveira & Vilaça (1985) propuseram um arcabouço geomorfológico para o litoral leste do Rio Grande do Norte e subdividiram o domínio eólico em três compartimentos: as **Superfícies de Deflação**, os **Campos de Dunas** e **Campos de Paleodunas**. As **Superfícies de Deflação**, que apresentam localmente entre 200 e 800m de largura, resultam do retrabalhamento dos ventos sobre os depósitos eólicos. Compreendem relevos planos ou suavemente ondulados, contendo por vezes vegetação esparsa. Os **Campos de Dunas** são representados por depósitos eólicos que estão submetidos naturalmente aos processos de deflação e deposição, os quais favorecem a migração da duna. Neste compartimento são observadas dunas transversais, longitudinais, *climbing dunes* e *blowouts* (corredores de vento). Já os **Campos de Paleodunas**, de direção NW-SE, representam formas estáveis fixadas pela vegetação. Os tipos mais comuns observados são as dunas longitudinais, parabólicas, *hairpin* e barcanas.

Melo (1995), caracterizando geomorfológicamente a parte centro-sul da cidade de Natal, classificou as dunas como **Dunas mais antigas** e **Dunas mais recentes**. As **Dunas mais antigas**, sobre as quais a zona urbana sul de Natal está instalada, são de coloração avermelhada, misturadas a colúvios e a sedimentos retrabalhados da Formação Barreiras. Frequentemente estão situadas nas superfícies de cotas inferiores a 50 metros. As **Dunas mais recentes**, estabelecidas em níveis topográficos acima de 50m, são representadas pelo Parque das Dunas, os campos de dunas elevadas da região sul da cidade (bairros de Ponta Negra e Pirangi), sudoeste (San Vale, Guararapes e Planalto) e na Praia dos Artistas. Estas regiões são formadas por dunas encontradas na planície de deflação.

Num trabalho realizado também na região de Natal, englobando o segmento que envolve desde a Praia do Forte até Cotovelo, Silva (2002) reconheceu seis unidades eólicas (Figura 1.8), as quais foram denominadas de:

- I. **Corredores de Vento ou Blowouts (BW)** – cordões paralelos à direção do vento predominante (SE), apresentando largura média de 800m e coloração amarelo-esbranquiçada;
- II. **Campos de Dunas Ativas (DA)** – formas alongadas paralelas à linha de costa, com relevo mais ou menos aplainado. Apresentam coloração esbranquiçada.

- III. **Campos de Dunas Fixas por Vegetação (DF)** – constitui campos de coloração amarelo-esbranquiçada, apresentando aproximadamente cerca de 6,0 km de extensão e largura média de 1,5 km. As altitudes variam em média de 80 a 125m. Correspondem aos campos situados entre as praias de Ponta Negra e Cotovelo, além do Parque das dunas.
- IV. **Campos de Dunas Parabólicas (DP)** – compreendem dunas de coloração amarelada sendo por vezes, desprovidas de vegetação. Estão sobrepostas ao campo de dunas da Unidade V. Engloba parte dos bairros Pitimbu, Cidade Nova, Candelária, Capim Macio, Neópolis e Ponta Negra.

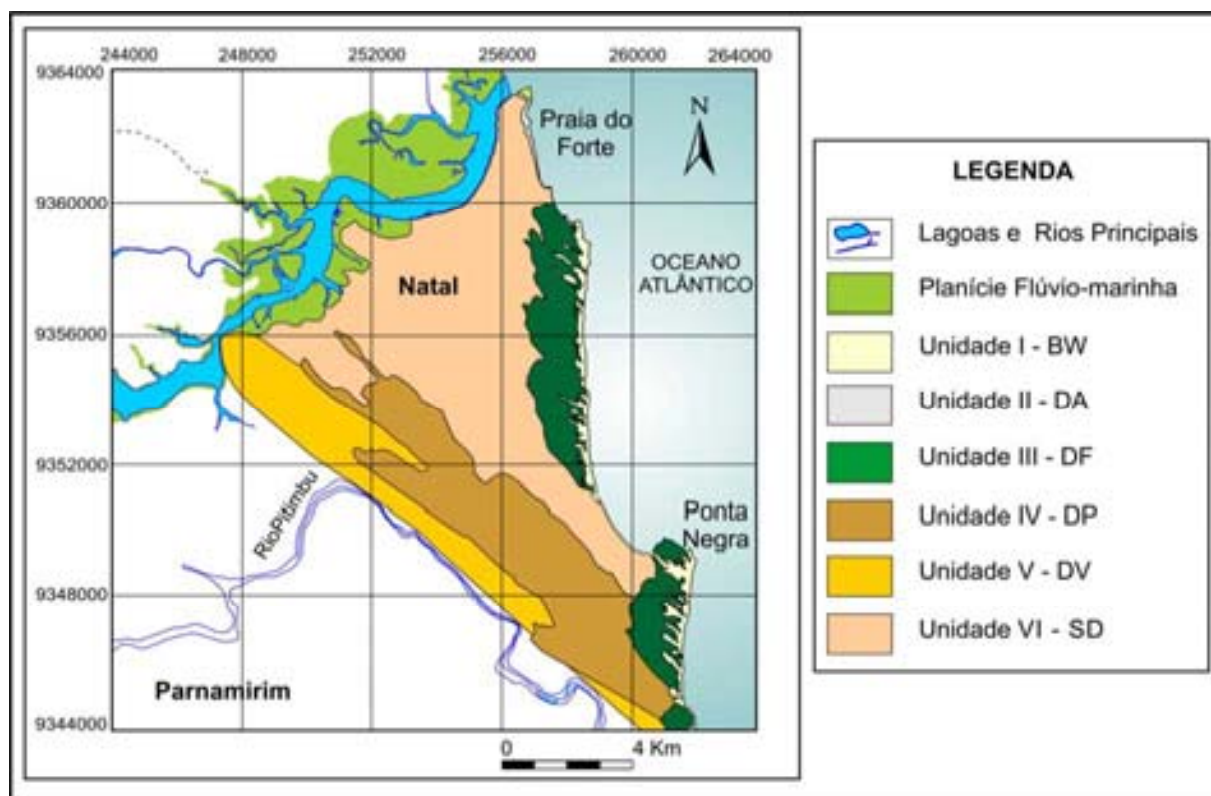


Figura 1.8: Unidades eólicas individualizadas na região de Natal por Silva (2002).

- V. **Campos de Dunas Parabólicas Avermelhadas (DV)** – apresentam coloração predominantemente avermelhada, com extensão de aproximadamente 16 km. Atualmente, estes campos (localizados nos bairros de Guarapes, Pitimbu, Neópolis e Ponta Negra, além de parte da região de Nova Parnamirim) estão sofrendo um acelerado processo de descaracterização em virtude da execução de loteamentos e construção de imóveis.

VI. **Superfícies de Dunas Arrasadas (SD)** – encontram-se num nível topográfico inferior às duas últimas unidades descritas. Exibem coloração avermelhada e encontram-se completamente descaracterizadas por englobar a área urbanizada mais antiga de Natal (regiões leste, oeste e sul).

Barreto *et al.* (2001 e 2004), em um estudo que abrangeu todo o Quaternário costeiro do Rio Grande do Norte, subdividiram as dunas presentes em quatro domínios (Figura 1.9), representados por: **Dunas Ativas**, que compreendem dunas barcanas isoladas e cristas barcanóides associadas a frentes parabólicas transgressivas, com pouca ou nenhuma vegetação; **Dunas Inativas com formas nítidas**, representadas por dunas parabólicas compostas, vegetadas e com morfologia nítida nas imagens de satélites e fotografias aéreas, além de parabólicas ativas de migração lenta; **Dunas Inativas com formas tênues**, constituídas principalmente por dunas do tipo parabólicas compostas, simples e dunas longitudinais.

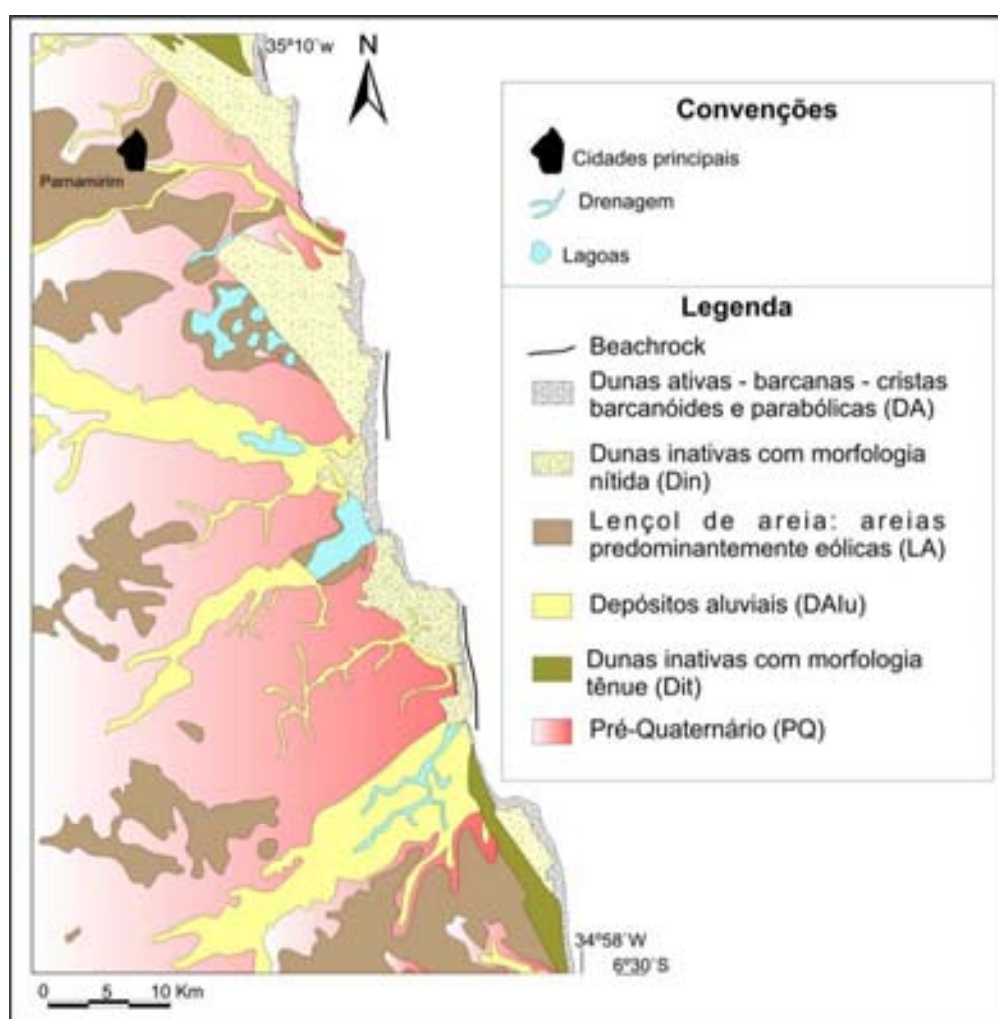


Figura 1.9: Classificação proposta por Barreto *et al.* (2004) para as gerações de dunas presentes no setor sul do Rio Grande do Norte.

O último domínio, **Lençóis de Areia**, compreende formas mais tênues ou dissipadas em relação aos outros domínios. Os autores ainda ressaltam que há feições de reativação visíveis identificadas em produtos de sensores remotos em todos os domínios supracitados.

1.5.2 Datação de diferentes gerações de dunas a partir da Termoluminescência e significado das idades.

Datações de depósitos eólicos empregando o método da Termoluminescência vêm sendo aplicadas com frequência em todo o mundo, as quais têm auxiliado na identificação de fases eólicas importantes, bem como no comportamento destes depósitos frente às oscilações do nível relativo do mar. Especificamente no Rio Grande do Norte, esta técnica foi inicialmente utilizada por Barreto *et al.* (1999), que dataram dunas inativas entre Pirangi do Sul e Cabo de São Roque. Foram identificadas três fases eólicas importantes na região: Pleistocênica (110.000 ± 7.000 anos), Holocênica (3.700 ± 650 anos) e dos últimos 400 anos até os dias atuais.

Yee *et al.* (2000 e 2003) estudaram 19 amostras provenientes de dunas eólicas inativas (das quais 8 amostras foram apresentadas anteriormente por Barreto *et al.*, 1999) e concluíram que as atividades eólicas no Rio Grande do Norte foram bastante intensas durante o Neopleistoceno, entre 190.000-390.000 anos (5 amostras) e 64.000 – 14.900 (6 amostras). Estes intervalos coincidem com épocas glaciais (nível relativo do mar em queda), onde a areia acumulada durante a subida do nível do mar anterior foi intensivamente retrabalhada pelo vento. A atividade eólica na área estudada voltou a ser importante no Holoceno Médio, possivelmente devido a uma nova queda do nível do mar, que ocorreu logo após o máximo de subida do Holoceno (em aproximadamente 5.000 anos).

Barreto *et al.* (2001) dataram 18 amostras de dunas e enfatizaram a importância da atividade eólica durante o Pleistoceno no litoral do Estado, com vários momentos de estabilidade parcial ou de fixação de dunas. As idades inferiores aos 200 anos indicam a fixação recente de dunas, estando relacionada tanto à dinâmica dos campos dunares ativos quanto ao retrabalhamento de dunas antigas. Já as idades máximas foram obtidas em dunas parabólicas, atingindo até 390.000 anos.

Giannini *et al.* (2001) selecionaram 27 amostras da planície costeira do RN para datação, sendo a maior parte de paleodunas. Das amostras coletadas, 12 apresentaram idades TL aproximadamente coincidentes com os níveis relativos do mar máximos (tratos de sistemas de mar alto); 10 amostras com idades coincidentes com os estágios inter-glaciais (tratos de sistemas de mar baixo) e 5 amostras coincidentes com épocas de ascensão rápida de nível relativo do mar (tratos de sistemas transgressivos). Ao explicar a proveniência dos sedimentos que geraram as

acumulações eólicas a partir de dados mineralógicos e texturais, os autores enfatizam a erosão mais efetiva da Formação Barreiras em momentos de nível do mar mais baixo que o atual, a qual contribuiu significativamente para a formação de dunas de coloração avermelhada e de granulação mais grossa durante esses períodos.

Silva (2002), como já citado no item 1.5.1, individualizou cinco unidades eólicas na região que engloba as praias do Forte e de Cotovelo: (I) **Corredores de Vento**, (II) **Campos de Dunas Ativas**, (III) **Campos de Dunas Fixas por Vegetação**, (IV) **Campos de Dunas Parabólicas**, (V) **Campos de Dunas Parabólicas Avermelhadas** e (VI) **Superfícies de Dunas Arrasadas**. Foram adquiridas 8 amostras para datação por TL das unidades I, III e V, sumarizadas na tabela a seguir:

Tabela 1.1: Idades obtidas para unidades eólicas individualizadas na região de Natal. Fonte: Silva (2002).

AMOSTRAS	LOCALIZAÇÃO COORDENADAS (UTM)	IDADES BP (anos)
ATL –10 (unidade I)	258130 / 9351454	3.300 ± 400
CTL –10 (unidade III)	258428 / 9351396	108.800 ± 11.000
DTL –10 (unidade IV)	257405 / 9350386	14.400 ± 1.600
DTL –11 (unidade IV)	257405 / 9350386	16.100 ± 2.000
DTL –12 (unidade IV)	256607 / 9346856	15.000 ± 1.450
DTL –13 (unidade IV)	250967 / 9356272	1.340 ± 170
ETL –10 (unidade V)	249483 / 9355366	7.600 ± 900
ETL –11 (unidade V)	247728 / 9354978	3.000 ± 350

Para a unidade I, que é representada por *Blowouts* (ou corredores de vento), foi obtida uma idade de 3.300 ± 400 anos. Neste caso, era de se esperar uma idade mais jovem, uma vez que esta unidade se encontra em constante retrabalhamento pela ação dos ventos. A unidade III, também contemplada com a datação de apenas uma amostra coletada a 9m do topo da duna, apresentou uma idade TL de 108.800 ± 11.000 anos. A unidade IV experimentou um período de estabilização em torno de 15.000 anos, confirmada pela datação de 3 amostras (14.400 ± 1.600 anos, 16.100 ± 2.000 anos, 15.000 ± 1.450 anos) que estão alinhadas transversalmente à direção do vento predominante, a uma profundidade de 6m em relação ao topo da duna. A amostra DTL – 13, coletada na Unidade IV, apresentou idade de 1.340 ± 170 anos. Esta idade (relativamente recente) é explicada pelo fato da amostra ter sido coletada na extremidade do campo de duna, o qual se encontra em processo de erosão atual. Já as amostras datadas na unidade V (ETL – 10 e ETL – 11), mostraram idades TL de 7.600 ± 900 e 3.000 ± 350 anos, as quais são bastante discrepantes, tornando-se assim necessários outros dados para se ter um controle preciso da cronologia desta unidade. A mesma sugestão foi dada por Silva (2002) para a unidade I, já que foi obtida uma idade mais antiga que o esperado.

Com a integração de 36 amostras datadas pelo método da Termoluminescência, Barreto *et al.* (2004) indicaram seis intervalos principais de formação de depósitos eólicos, seguidos de fixação: 390.000 – 326.000, 270.000 – 240.000, 210.000 – 150.000, 63.000 – 24.000, 11.000 – 9000 e 6.500 anos – presente.

Para os domínios eólicos individualizados (Barreto *et al.* 2001 e 2004) obtiveram-se as idades listadas a seguir, as quais indicam que a formação dos depósitos eólicos ocorreu tanto durante os contextos de nível relativo de mar alto como durante os de nível relativo de mar baixo (estágios glaciais):

- **Dunas Inativas com Formas Nítidas (DIn):** Idades variando de 6.000 anos a poucas centenas ou dezenas de anos. As idades mais antigas correspondem aproximadamente com o máximo nível relativo do mar (NRM) holocênico para a costa nordeste brasileira e as idades mais novas indicam reativações de paleodunas.
- **Dunas Inativas com Formas Tênuas (DIt):** Idades desde 89.000 anos até o Holoceno. Vale ressaltar que três idades obtidas (das 14 amostras datadas neste domínio) são correspondentes com a transição Pleistoceno-Holoceno (11.000 a 9.000 anos).
- **Lençóis de Areia (LA):** Idades entre 390.000 até 5.700 anos. As idades mais novas também são atribuídas a reativações destes depósitos.

Barreto *et al.* (2002), desta vez realizando estudos entre a porção setentrional da Baía da Traição e o limite com o Rio Grande do Norte, dataram dunas eólicas pelo Método da Termoluminescência. Segundo esses autores, os depósitos eólicos nesta região atingem alturas de até 60m, representados por frentes de parabólicas escalonadas, desenvolvidas a partir de ventos unidirecionais, porém com relativa dispersão. Foram coletadas 3 amostras num perfil de duna parabólica vegetada com cerca 10 m de altura, próximo à foz do Rio Camaratuba, com profundidades de 1,8m, 2,8m e 3,8m. As idades obtidas são crescentes com a profundidade, atingindo 27.200 ± 1.600 anos em 1,8m, 36.200 ± 1.900 anos em 2,8m e 61.600 ± 3.300 anos. Vale ressaltar que neste perfil não foram observadas discordâncias marcantes. Já a última amostra, coletada na Praia de Cardosas, representa um depósito eólico de granulometria variando de areia fina a média, com estrutura maciça e relevo suavemente ondulado. A idade obtida foi de

64.100 ± 3.600 anos e apresenta correlação geológica com o nível de 3,8 m de profundidade datado no perfil de duna parabólica citado anteriormente.

CAPÍTULO II - MÉTODOS

2.1 Introdução

Os métodos utilizados no presente trabalho compartmentam-se em três etapas principais (Figura 2.1), compreendendo inicialmente a **Escolha da Área de Estudo** (etapa I), feita a partir de imagens de satélite e fotografias aéreas em escala 1:40.000. A presença de extensos *blowouts* na região de Búzios - Nísia Floresta, aliada ao fácil acesso à área foram os fatores determinantes para esta escolha. Já a preferência pelo Parque das Dunas foi incentivada pela baixa pressão antrópica na área, a qual serviu de parâmetro para comparar dados referentes à região de Búzios, afetada por inúmeras construções e exploração do turismo. Nesta fase, também foi feito um levantamento bibliográfico acerca da fundamentação teórica, da geologia da área estudada, bem como das principais técnicas que foram utilizadas na pesquisa.

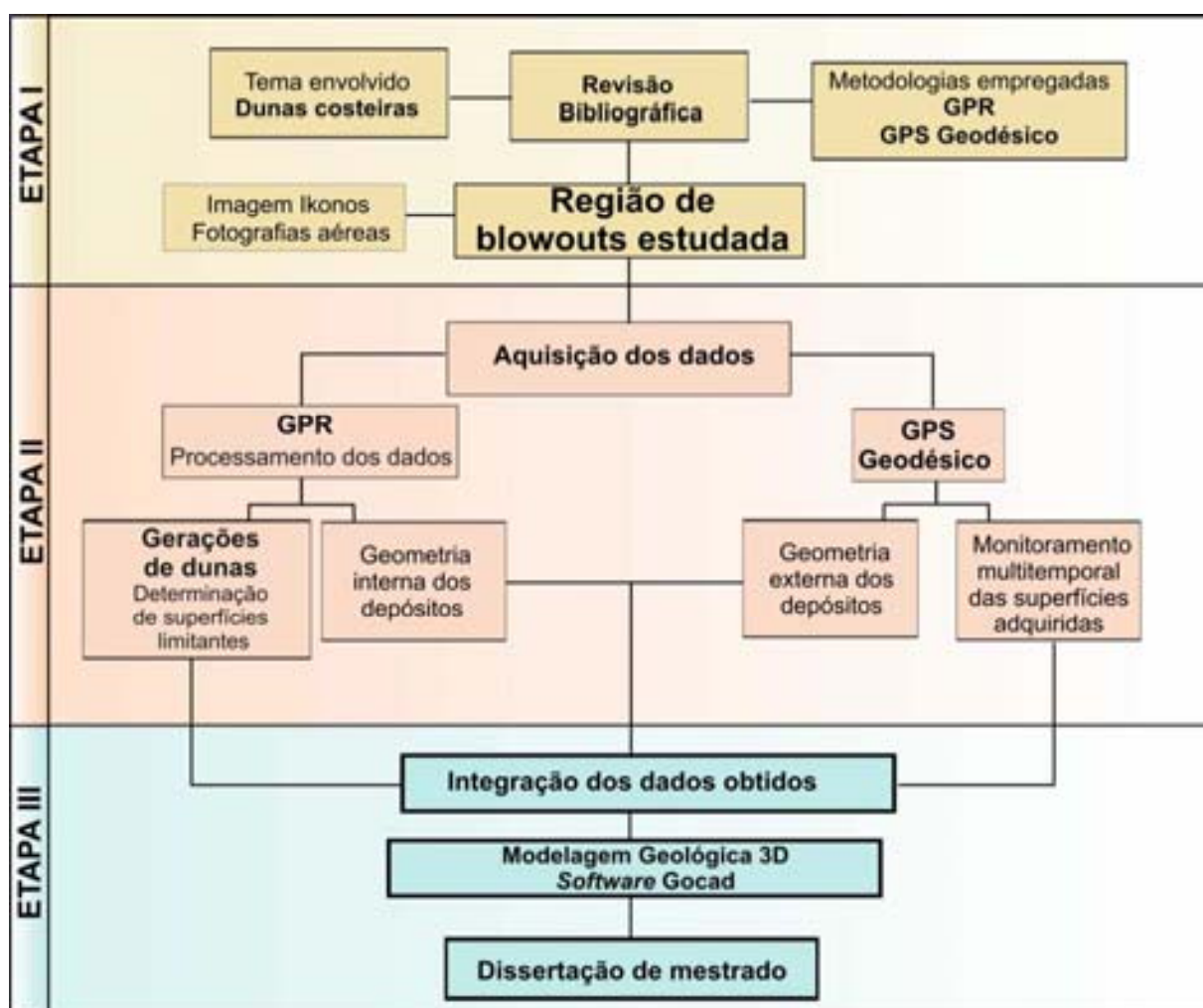


Figura 2.1: Fluxograma evidenciando as etapas desenvolvidas durante a dissertação.

A etapa II consistiu na **Aquisição dos Dados**, que de forma sintética, compreendeu 3 aquisições com GPS Geodésico na Praia de Búzios e 2 aquisições no Parque das Dunas (sendo a primeira superfície obtida por Fracasso, 2005); além de 68 perfis de GPR levantados em Búzios. Por último, a etapa III consistiu na **Integração dos Dados Obtidos** em ambiente virtual com o auxílio do *software* Gocad, interpretação e elaboração da presente dissertação.

A seguir, é apresentada uma síntese sobre os métodos utilizados:

2.2. GPR (Ground Penetrating Radar)

2.2.1 Princípios físicos

O GPR consiste em uma técnica geofísica baseada na propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas, que permite obter imagens de alta resolução em subsuperfície rasa. O princípio deste método envolve a transmissão de pulsos curtos de ondas eletromagnéticas de alta frequência (10 a 1000 MHz), que são propagados para o interior da terra por uma antena transmissora (Robinson & Michaud, 1999). Quando o pulso transmitido encontra mudanças abruptas nas propriedades dielétricas, parte da energia é refletida e difratada, sendo captada em superfície por uma antena receptora (Figura 2.2).

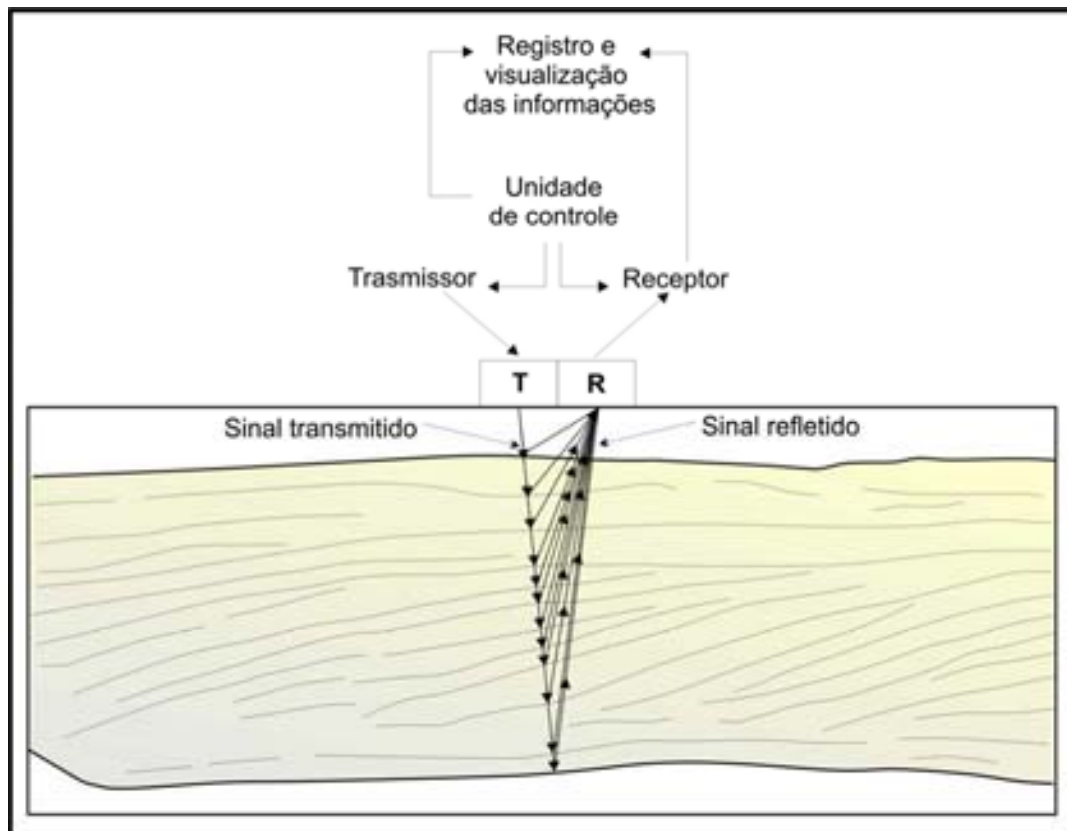


Figura 2.2: Configuração esquemática de um sistema GPR e seus componentes. A unidade de controle central, que gera os pulsos eletromagnéticos, é conectada ao transmissor e receptor. As informações obtidas são registradas e visualizadas num computador tipo *notebook*. Fonte: Neal (2004).

Segundo Davis & Annan (1989), as propriedades dos materiais que controlam o comportamento da energia eletromagnética são: a permissividade dielétrica (ϵ), condutividade elétrica (σ) e permeabilidade magnética (μ). A permissividade dielétrica é uma grandeza física que mede a habilidade de um material em armazenar carga elétrica. Já a condutividade elétrica corresponde à capacidade para transportar cargas quando um determinado material é submetido a um campo elétrico e, por último, a permeabilidade magnética corresponde ao grau de magnetização de um material em resposta a um campo magnético.

O tempo entre a transmissão, reflexão e recepção das ondas eletromagnéticas é conhecido como tempo duplo de viagem, medido em nanossegundos (Robinson & Michaud, 1999). Obviamente, o tempo irá depender da velocidade de propagação das ondas, que, por sua vez, é dependente da permissividade dielétrica (também chamada *constante dielétrica*). Assim, a determinação da constante dielétrica é fundamental para converter o tempo duplo de viagem do sinal em profundidade (Robinson & Michaud, 1999).

Smith & Jol (1995), a partir de experimentos, observaram que existe uma relação linear entre a frequência da antena utilizada e a máxima profundidade de penetração do sinal de radar, atingindo um máximo de 18 metros com antenas de 400MHz, por exemplo, e até 57m para antenas de 25 MHz em sedimentos clásticos quaternários. Na presente pesquisa, foi obtida profundidades de até 80 m para linhas de GPR utilizando antenas de 25 MHz e, em torno de 13m para as antenas de 200MHz. Vale salientar que antenas de alta frequência permitem investigar em menor profundidade, porém apresentam melhor resolução.

Os sinais de GPR são visualizados em um perfil denominado Radargrama, onde o eixo horizontal representa distância da origem do levantamento e o eixo vertical corresponde ao tempo duplo de viagem das ondas (Robinson & Michaud, 1999). A técnica CMP (*Common Mid Point*) permite determinar a velocidade de propagação da onda no meio, a qual consiste em movimentar as duas antenas em direção oposta a partir de um ponto fixo. A determinação da velocidade é então calculada a partir do aumento da distância *versus* o tempo de viagem (Figura 2.3).



Figura 2.3: CMP (*Common Mid Point*) realizada na área, para a determinação da velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas no meio.

2.2.2 Causas das reflexões de GPR em sedimentos

A principal causa das reflexões de GPR em sedimentos é atribuída a mudanças na permissividade dielétrica, principalmente devido à presença de água (Neal, 2004). Alguns fatores como a presença de matéria orgânica, além da distribuição granulométrica dos sedimentos e da conectividade dos poros, influenciam no conteúdo de água. Pequenas variações texturais, associadas com o acamamento primário em sedimentos eólicos insaturados, por exemplo, resultam em mudanças na permissividade capazes de resultar em reflexões de GPR, como observado por van Dam *et al.* (2003).

Outra feição não sedimentar facilmente identificada em perfis de GPR é a reflexão da superfície do lençol freático, apresentando normalmente uma superfície horizontal ou suavemente inclinada que corta estruturas sedimentares primárias. Deve-se levar em consideração antes da coleta de dados e durante o processamento em laboratório, que existem feições em subsuperfície que podem gerar reflexões, mas que não estão ligadas necessariamente a estruturas sedimentares primárias (Neal, 2004).

2.2.3 Aquisição de perfis de GPR em campo

O equipamento utilizado nesta dissertação foi o Ramac da Mala GeoScience (Figura 2.4). As antenas (transmissora e receptora) foram configuradas com a mesma orientação e espaçamento fixo, com sentido de caminhamento perpendicular à linha levantada, utilizando as frequências de 200, 100, 50 e 25 MHz (Figura 2.5).

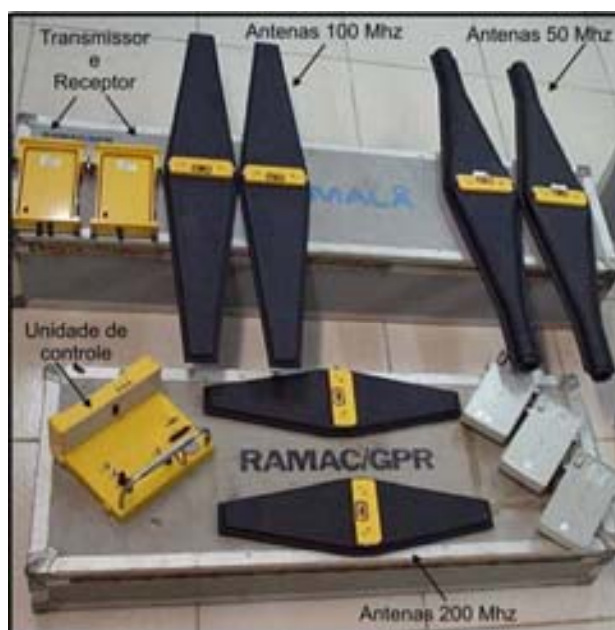


Figura 2.4: Equipamento Ramac da Mala Geoscience utilizado na presente pesquisa.

Todos os perfis foram realizados em modo contínuo, com exceção das antenas de 25 MHZ, que utilizou o modo passo-a-passo. As antenas de GPR foram adaptadas a um trenó (com exceção da antena de 25MHz) e acopladas a um quadriciclo para maior agilidade à aquisição dos dados. Este automotor também conduziu a estação móvel do GPS, detalhada no item 2.5.



Figura 2.5: Antenas de GPR utilizadas na presente pesquisa. A: Antenas de 25 MHZ. B: Antenas de 50 MHZ. C: Antenas de 100 MHZ. D: Antena de 200MHZ. As antenas de 100 e 200 MHZ puderam ser adaptadas ao quadriciclo, tornando a aquisição dos dados mais rápida.

2.2.4 Processamento e Interpretação dos dados geofísicos

Para o processamento dos radargramas foram empregados os *softwares* Gradix (versão 1.11) e Radan (versão 4.0). Inicialmente, foi feito o *Drift Removal* (que consiste em retirar distorções inerentes à “fadiga” do equipamento) no Gradix. Posteriormente, o arquivo foi exportado para o Radan, onde foram executados os seguintes procedimentos:

- *File Header*: consiste em descrever os parâmetros de levantamento da linha, como a extensão do perfil, frequência da antena, constante dielétrica (a qual irá definir a profundidade do perfil) e número de *scan/m* (espaçamento entre cada leitura dos dados);
- *Distance Normalization*: corrige a escala horizontal do perfil;
- *Position Correction*: utilizado para corrigir o tempo zero de chegada do sinal;
- *Análise espectral*: consiste em visualizar o espectro, com o intuito de retirar os ruídos de baixa e alta frequência a partir de filtros;
- *Background removal*: corresponde à retirada de parte da linha área, deixando o refletor com espessura menor;
- *Range Gain*: a aplicação de ganho permite aumentar a amplitude dos refletores em profundidade, os quais são pouco nítidos devido à atenuação do sinal;
- Correção topográfica: etapa feita no Gradix, uma vez que este *software* apresenta a possibilidade de importar arquivos .txt com as altitudes de cada ponto coletado pelo GPS geodésico;
- Conversão dos arquivos: os arquivos, cuja extensão é .dzt são convertidos em .bmp pelo programa *Radan to Bipmap Conversion Utility* (versão 2.1.00), sendo posteriormente interpretados no *software Corel Draw*.

A interpretação dos dados geofísicos é feita com base no padrão de terminação dos refletores (Figura 2.6) e o termo ‘radar fáceis’ foi utilizado com a mesma conotação genética da fácies sísmica. Van Overmeeren (1998) refere-se a este termo como ‘diferenças no padrão de reflexão’ observadas num perfil de GPR, as quais estão relacionadas a feições em subsuperfície com características estruturais e texturais distintas. A unidade genética maior é denominada de

‘sequência de radar’, a qual constitui um intervalo com reflexões geneticamente relacionadas, separados por superfícies limitantes.

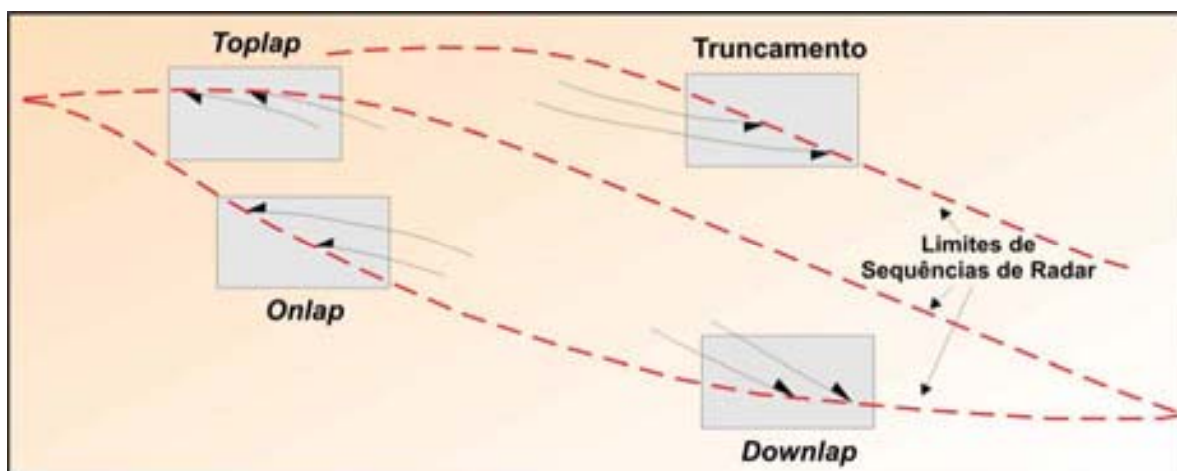


Figura 2.6: Padrão de terminação dos refletores. Modificado de Gawthorpe *et al.* (1993).

A identificação e classificação das superfícies limitantes serão realizadas de acordo com a proposta de Brookfield (1977) e adaptações de Kocurec (1996), as quais são detalhadas no capítulo III, item 3.4.3.

2.2.5 Aplicação do método

A utilização do GPR envolve diversas áreas, como investigações arqueológicas, engenharia, meio ambiente, dentre outros. O uso em estudos geológicos ganhou impulso a partir da metade da década de 90, acompanhado de um notável crescimento na área sedimentológica (Neal, 2004). O sucesso do georadar na caracterização de depósitos inconsolidados é explicado pelo fato de se obter imagens em subsuperfície rasa de alta resolução, tornando-se bastante eficaz na determinação da arquitetura estratigráfica e da geometria interna dos corpos sedimentares. Pesquisas em sistemas deposicionais carbonáticos (Pedley & Hill, 2003), bem como em sistemas costeiros (Smith *et al.* 2003) glacial (Bakker e van der Meer, 2003) e naqueles com sedimentação vulcanoclástica (Cagnoli & Ulrych, 2001), por exemplo, foram realizados com o uso do GPR, permitindo suas caracterizações em subsuperfície e uma melhor compreensão evolutiva destes depósitos.

Nos estudos de dunas eólicas costeiras, são destacados os trabalhos de Schenk *et al.* (1993), Harari (1996), Clemmensen *et al.* (1996), Bristow *et al.* (2000), Oliveira Jr. (2001), Botha *et al.* (2003) e Souza (2006). Especificamente em *blowouts*, podem ser citados Neal & Roberts (2001), Silva (2002), Araújo *et al.* (2005), Fracasso (2005) e Araújo *et al.* (2006).

Em Schenk *et. al.* (1993), foram caracterizadas as estruturas internas e geometria de dunas eólicas costeiras no Colorado, Estados Unidos. A partir da identificação das superfícies limitantes (de 2^a e 3^a ordens), foram estabelecidos os elementos arquiteturais dos depósitos eólicos. As antenas utilizadas na pesquisa apresentam frequência de 300, 500 e 900 MHz, atingindo profundidade máxima de 15m (para antena de 300 MHz).

Bristow *et. al.* (2000) mapearam dunas frontais da costa norte de Norfolk, Reino Unido utilizando o GPR, com o intuito de propor um modelo de evolução a partir da estruturação interna destes depósitos. O objetivo foi plenamente alcançado, corroborando e complementando os estágios morfológicos de dunas frontais sugeridos anteriormente por Hesp (1988) e Psuty (1992).

Aplicando diferentes frequências de antenas em duas áreas (sendo a primeira uma duna em domo na Arábia Saudita e a segunda uma duna tipo barcana na Austrália), Harari (1996) pôde tecer algumas considerações a respeito da escolha correta das antenas a serem utilizadas numa investigação geofísica. Na primeira área, as estratificações cruzadas e superfícies limitantes foram visualizadas claramente usando uma antena de 300 MHz. Já em duna barcana localizada na Austrália, a pesquisa mostrou que o lençol freático pode ser detectado com antena de 100 MHz e, em contrapartida, a antena de 500 MHz mostrou-se mais apropriada para delinear frentes úmidas e visualizar as estratificações cruzadas, fato atribuído, obviamente, a alta resolução.

Cagnoli & Ulrych (2001), num contexto mais diferenciado em relação aos trabalhos descritos anteriormente, estudaram a variação lateral de depósitos em subsuperfície de um campo vulcânico na Califórnia. O equipamento utilizado foi o PulseEKKO 1000 (Sensors & Software), empregando antena de 900MHz. As investigações geofísicas permitiram identificar cristas de *climbing dunes* (dunas escalonares) não expostas, comprovadas pela abertura de trincheiras.

Neal & Roberts (2001) usaram o georadar para investigar a relação existente entre o desenvolvimento morfológico de *blowouts* tipo calha e a estrutura interna associada a esses depósitos. Os perfis geofísicos mostraram uma complexa estruturação interna das dunas pré-*blowout*, o que sugere que estas foram formadas, pelo menos em parte, na presença de cobertura vegetal. Subseqüentemente à estabilização destas dunas, uma delgada camada de solo se desenvolveu, marcando o limite superior de uma seqüência de radar e delimitando uma complexa topografia abaixo do lobo deposicional do *blowout*. Os autores estabeleceram ainda critérios gerais para o reconhecimento de depósitos de *blowouts* em seqüências eólicas costeiras: a) amplos pacotes com estratificações de alto ângulo (tipicamente entre 15° e 30°), sendo lateralmente contínuos e bem desenvolvidos; b) estratificações cruzadas que podem mostrar um

padrão de mergulho radial pobremente desenvolvido, freqüentemente dentro do lobo deposicional; c) um solo de duna ou outra superfície indicativa de um hiato deposicional, diretamente abaixo do lobo deposicional, que demarca a topografia da duna pré - *blowout*.

Fracasso (2005) identificou duas radar fáceis presentes em *blowouts* analisados no Parque das Dunas (município de Natal/RN) e na Barreira do Inferno (município de Parnamirim/RN), as quais foram definidas pela inclinação dos refletores e pela geometria dos pacotes. O Grupo I é representado por refletores inclinados, de geometria sigmoidal e irregular. Já o Grupo II compreende refletores aplainados ou levemente inclinados, exibindo geometria acanalada e lenticular. Este segundo grupo é atribuído a depósitos mais recentes originados pelo retrabalhamento dos sedimentos do primeiro grupo.

Araújo *et al.* (2005) e Araújo *et al.* (2006) também realizaram levantamentos de GPR numa região de *blowouts* tipo corredor, onde foi possível definir quatro radar fáceis, estando associadas geneticamente a lençóis de areia (refletores paralelos descontínuos limitados na porção superior pelo lençol freático local), depósitos de retrabalhamento da crista da duna de *blowout* (refletores subparalelos contínuos), pequenas dunas soterradas (refletores montiformes) e planos frontais de migração das dunas (refletores inclinados).

2.3 GPS

O Sistema de Posicionamento Global (GPS) consiste na transmissão de sinais eletrônicos por satélites (a partir de ondas eletromagnéticas) e captação destes sinais por meio de receptores, de forma a se determinar o intervalo de tempo decorrido durante este percurso. Com o tempo de percurso definido e com a velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas, é possível calcular as distâncias entre os satélites e o receptor e, conseqüentemente, determinar as coordenadas da posição (Coelho, 2003). Este sistema foi originalmente desenvolvido pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos (*Department of Defense – DoD*) para fins militares estratégicos, porém, na metade da década de 80, foi popularizado devido às excelentes aplicações em geodésia, navegação, topografia, modelagem digital do terreno, dentre outras. O sistema GPS é dividido em três segmentos (Figura 2.7):

- **Segmento espacial** - envolve uma constelação de 24 satélites distribuídos em 6 planos orbitais distintos, com inclinação de 55° em relação ao equador e um período de revolução de 12 horas;

- **Segmento de controle** - responsável pela geração, correção, avaliação e monitoramento do sistema (apresentando cinco estações distribuídas mundialmente, rastreando os demais satélites e transmitindo as informações para uma unidade de controle mestre, em Colorado Springs, onde os dados são processados) e,
- **Segmento do usuário**, o qual engloba todos os tipos de aplicações, métodos de posicionamento, recepção, processamento dos sinais e receptores.

Existem três métodos de posicionamento, denominados de Absoluto, Diferencial e Relativo (Beraldo & Soares, 1996). O Método Absoluto é utilizado apenas para navegação e reconhecimento, uma vez que não são empregadas correções diferenciais para os erros como Disponibilidade Seletiva (S/A; técnica de degradação introduzida pelo DoD), atrasos ionosféricos, *drift clock* e as efemérides dos satélites. No Método Absoluto, o posicionamento é obtido a partir dos sinais dos códigos, com cálculo das distâncias a partir do tempo de viagem gasto pelo sinal.

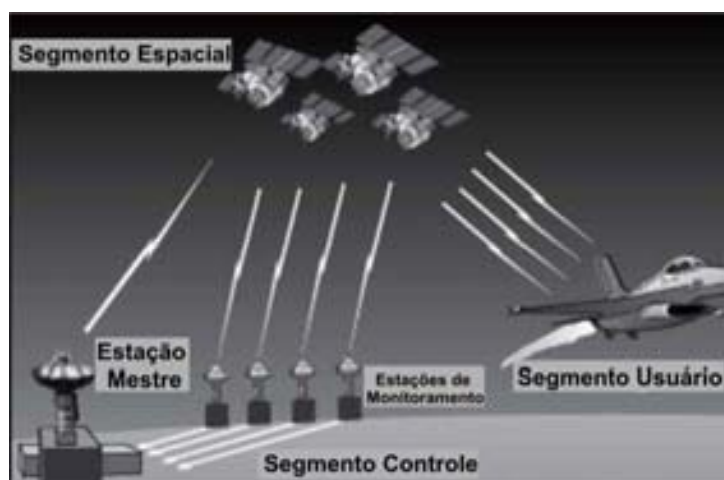


Figura 2.7: Representação dos três segmentos que integram o sistema GPS. Disponível em <http://www.aero.org/education/primers/gps/elements.html> (Acesso: agosto 2006).

No Método Diferencial as correções são feitas em tempo real e as posições absolutas, obtidas por um receptor móvel, são corrigidas em relação a uma base fixa; esta base corresponde a um ponto de coordenadas de referência. O Método Relativo também fornece a distância entre o receptor-satélite a partir de duas estações. Neste caso é medida a diferença da fase portadora entre o sinal que chega do satélite e o gerado pelo oscilador do receptor. São usadas as seguintes técnicas: estática, cinemática, semi-cinemática e dinâmica (para maiores detalhes, ver Menezes, 2004 e Souza, 2006).

A utilização do GPS em estudos geológicos permite o mapeamento de terrenos de difícil acesso de forma mais rápida, além de quantificar temporalmente e espacialmente a dinâmica sedimentar de uma determinada área. Higgitt & Warburton (1999) realizaram um estudo detalhado em leques aluviais recentes e sedimentos associados, bem como a distribuição espacial de colúvios. No presente trabalho, foi utilizado um GPS geodésico da Topcon, com o qual foi possível realizar o georreferenciamento dos perfis de GPR levantados, além de ser essencial na construção do modelo digital do terreno (MDT), uma vez que determina as coordenadas x, y e z dos pontos. Foi utilizada a técnica RTK (*Real Time Kinematic*), a qual permite o posicionamento de alta precisão em tempo real, eliminando erros grosseiros que chegam à ordem de dezenas de metros no método absoluto (Krueger, 1996). Como já citado anteriormente, nesta técnica é utilizada uma estação de referência denominada estação base (Figura 2.8 a, b), onde são geradas e transmitidas as correções diferenciais instantaneamente para uma estação móvel (*rover*), que por sua vez se utiliza destas informações para determinar a posição (Figura 2.8 c, d).

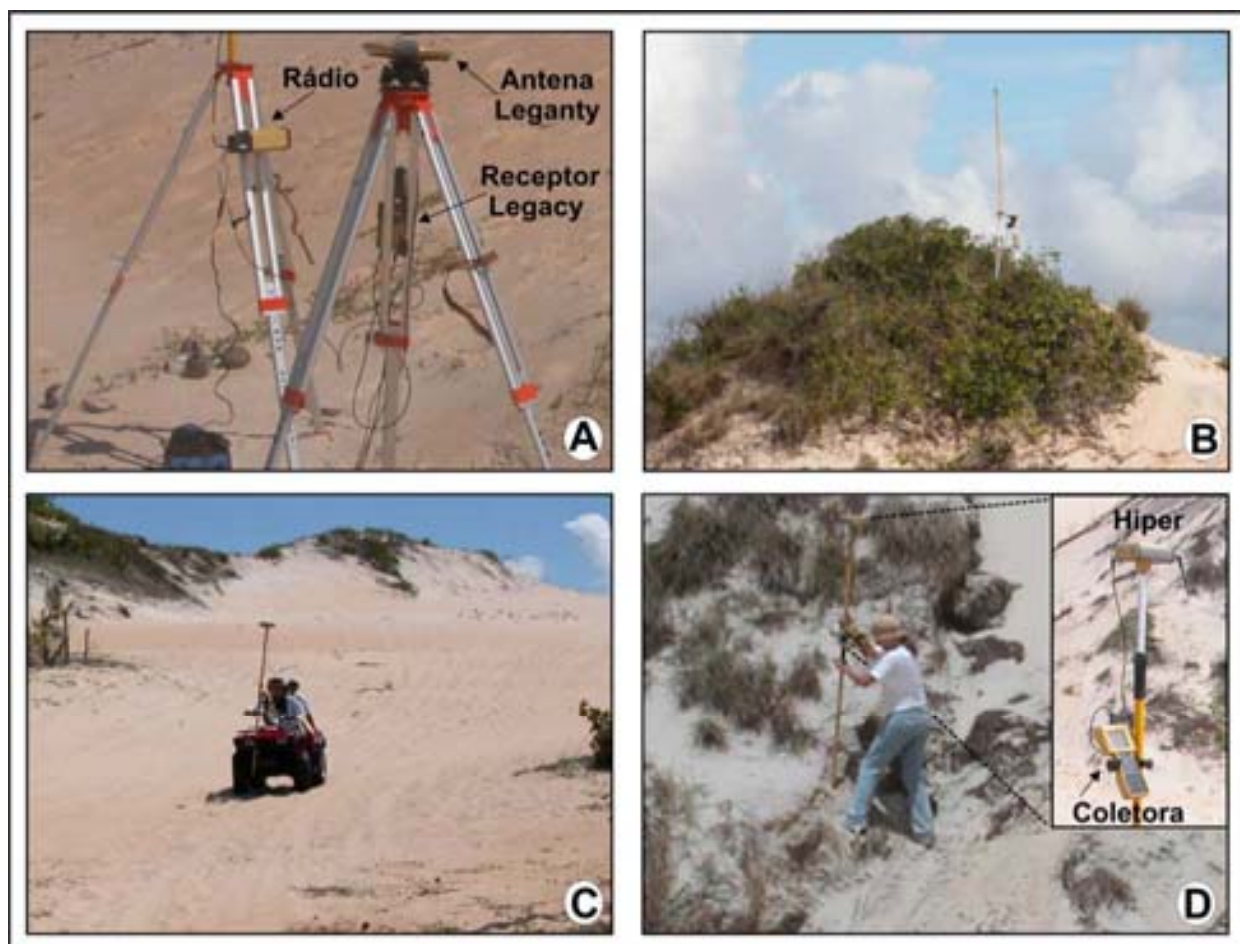


Figura 2.8: Aquisição dos dados de GPS em campo para geração do MDT e georreferenciamento dos perfis de GPR. A: Detalhe da estação base e seus componentes. B: Local da instalação da estação base, no topo de uma duna. C: Estação móvel do GPS acoplada ao quadriciclo. D: Estação móvel carregada manualmente.

A Estação base envolve dois segmentos representados por: 1) rádio transmissor e sua respectiva antena acoplados a um tripé; e 2) antena *legant* e um receptor *legacy* também fixados a um tripé.

À medida que os pontos são adquiridos com a estação móvel (*rover*), a estação base vai armazenando informações durante horas sobre o ponto base. Posteriormente, as coordenadas de navegação desta base são corrigidas, utilizando-se para tal uma estação de referência mais próxima monitorada pela RBMC (Rede brasileira de Monitoramento Contínuo) pertencente ao IBGE. No trabalho, foram utilizadas as bases de Fortaleza - CE e Recife -PE para se fazer a correção da base e posteriormente aplicá-las aos pontos adquiridos com a estação móvel.

Para a geração dos MDT's foram adquiridos no primeiro levantamento na Praia de Búzios, 3.199 pontos. Nos segundo e terceiro levantamentos nesta mesma praia foram obtidos 7.404 e 9.237 pontos respectivamente. Já no Parque das Dunas foram obtidos 4.509 pontos no primeiro levantamento e 5.078 pontos no último levantamento.

2.4 Modelagem geológica tridimensional

A modelagem determinística envolve a construção, visualização e manipulação de elementos geológicos no espaço tridimensional, com a possibilidade de integrar diversas ferramentas, como produtos de sensores remotos (imagens de satélite, fotografias aéreas, dados SRTM), informações geofísicas (as quais inclui perfis de GPR e leituras de Gama Ray, por exemplo) e dados planialtimétricos (adquiridos com estação total, GPS Geodésico).

Para a realização da modelagem tridimensional dos depósitos eólicos estudados foi utilizado o *software* GoCAD. Este *software*, que é um dos mais utilizados em sua categoria pela indústria petrolífera, é resultado de um consórcio internacional de pesquisas entre universidades e empresas (no qual a PETROBRAS é consorciada) que tem como finalidade desenvolver métodos de modelagem interativa da geometria e propriedades de objetos geológicos complexos, com aplicações em geologia, geofísica e engenharia de reservatórios.

Anualmente é realizada uma conferência em Nancy, na França (onde o *software* foi desenvolvido), com o objetivo de apresentar todos os resultados dos membros do consórcio. No Brasil, existem universidades afiliadas (inclusive a UFRN), e alguns trabalhos já foram publicados, podendo ser citados o trabalho de Ebert e Lavorante (2000), o qual apresentou visualização tridimensional de dados paleobatimétricos de diferentes idades da Bacia de Campos e o trabalho de Ceia *et al.* (2004), o qual apresentou a modelagem 3D de depósitos turbidíticos que ocorrem aflorantes na Bacia de Almada.

No âmbito do GEA - UFRN (Grupo de Estudo de Análogos), trabalhos desenvolvidos em regiões costeiras a partir do *software* GoCAD foram feitos por Moura (2004), que analisou multitemporalmente uma superfície praial na Praia dos Golfinhos, Pipa - RN, Reyes-Peres *et al.* (2004) na foz do Rio Parnaíba – MA, Menezes (2004), Gauw *et al.* (2005), e Freire (2006) utilizando o *software* na modelagem 3D de depósitos fluviais antigos e recentes, além de Araújo (2004), Fracasso (2005) e Souza (2006) em dunas costeiras.

Moura (2004) monitorou durante 20 meses uma superfície na Praia da Enseada dos Golfinhos, município de Tibau do Sul-RN, tendo como produto final 27 modelos digitais, os quais foram gerados e interpretados no *software* GoCAD. A comparação dos MDT's permitiu identificar os períodos de engordamento e emagrecimento da praia.

Reyes-Peres *et al.* (2004) estudaram depósitos localizados na desembocadura do rio Parnaíba, (situado no limite dos estados do Piauí e Maranhão), incluindo a aquisição de perfis de GPR e levantamentos planialtimétricos com o GPS geodésico. A geração do modelo tridimensional para a área (realizado no *software* GoCAD) permitiu a identificação de um antigo canal de maré e formas de leito de menor hierarquia contidas internamente.

Menezes (2004) realizou um mapeamento digital em um afloramento situado a oeste da cidade de Assu-RN, o qual é representado por depósitos de preenchimento de canal. Neste trabalho foram integrados dados sedimentológicos, fotomosaicos digitais de alta resolução, informações altimétricas (obtidas com Estação total e GPS geodésico) e de superfície interna (utilizando GPR) no *software* GoCAD. Adicionalmente, foi modelada parte de uma barra de acreção oblíqua no aluvião do Rio Assu, cuja arquitetura sedimentar tridimensional interpretada é composta por depósitos em lençol (*sand sheets*) e várias hierarquias de canais amalgamados.

Fracasso (2005) elaborou um modelo determinístico no GoCAD para um *blowout* situado no Parque das Dunas, localizado na cidade de Natal-RN, com a aquisição da geometria externa (com GPS geodésico) e interna (GPR) dos depósitos. Neste estudo foram identificadas e correlacionadas superfícies limitantes de 2^a ordem (interpretadas como o limite entre a bacia de deflação e o muro erosional do *blowout*) e uma superfície limitante de 1^a ordem, que separa os depósitos eólicos de rochas da Formação Barreiras.

Gauw *et al.* (2005) realizaram a modelagem tridimensional de depósitos inconsolidados localizados no leito médio do Rio Assu, próximo à cidade de Assu/RN. A escolha da área foi baseada no estudo sobre a evolução multitemporal dos canais fluviais, o qual deu subsídios para o posicionamento das linhas de GPR, responsáveis pelas informações em subsuperfície. A geometria externa dos depósitos foi adquirida a partir de levantamentos plani-altimétricos com GPS Geodésico e com Estação Total. As informações foram integradas no *software* GoCAD,

permitindo a identificação de sete canais amalgamados, caracterizados como depósito de preenchimento de canal. Os canais apresentam largura variando de 21,5 a 198,2 m e espessura variando de 1 a 5 m. Estas informações são importantes na geologia de reservatório por fornecer a variabilidade de espessura e largura do canal fluvial, considerado um análogo recente da Formação Açu (Gauw *et al.* 2005).

Freire (2006), com o auxílio do GoCAD, construiu o modelo determinístico de um afloramento situado na Bacia do Parnaíba, integrando dados de *Laser Scanner*, Estação Total e de GPR. Este afloramento compreende arenitos finos a grossos, por vezes conglomeráticos, exibindo estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, de médio e pequeno porte respectivamente. Segundo Freire (2006) estas rochas são típicas de um sistema fluvial, as quais se apresentam sob a forma de barras arenosas 3D totalmente preservadas. O modelo determinístico permitiu a identificação de duas superfícies limitantes que separam barras arenosas, a partir da correlação de dados de *Laser Scanner* e GPR.

Souza (2006) mapeou tridimensionalmente *software* GoCAD dunas barcanas situadas na região de Porto do Mangue-RN. Foram utilizados dados de GPR e GPS geodésico, os quais permitiram definir a estruturação interna e externa das dunas e o contato entre os depósitos eólicos e rochas da Formação Barreiras.

No presente trabalho foram integrados dados sobre as geometrias deposicionais adquiridas com o GPS geodésico (geometria externa) e GPR (geometria interna). Com a visualização dos dados em ambiente virtual, também foi possível realizar uma análise qualitativa multitemporal da superfície externa da região de *blowouts* na Praia de Búzios, município de Nísia Floresta-RN, a qual foi levantada em três períodos distintos (maio de 2004, abril de 2005 e outubro de 2005). A primeira superfície gerada para a Praia de Búzios (maio de 2004) foi realizada no trabalho de Araújo (2004), o qual está em continuidade nesta dissertação. Vale salientar que foram realizados levantamentos planialtimétricos em um *blowout* no Parque das Dunas, cidade de Natal-RN, com o intuito de fazer um estudo comparativo entre as duas áreas.



CAPÍTULO III - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Introdução

As dunas costeiras são acumulações arenosas originadas pela ação do vento, as quais desempenham uma função importante ao proteger a costa da ação de ondas, além de abrigar espécies nativas (Carter *et al.*, 1990a). No nordeste do Brasil estes depósitos estão distribuídos principalmente nos estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. Como já citado no Capítulo I, no litoral potiguar são encontrados abundantes campos de dunas, separados de maneira geral em dunas fixas (ou pleistocênicas) e dunas móveis (ou holocênicas). Especificamente na região de Natal (capital do estado) e adjacências, estas acumulações arenosas exercem um papel relevante na captação de águas subterrâneas, sendo responsável pela recarga do principal aquífero que abastece a região.

Este capítulo reúne informações acerca dos processos atuantes na formação de depósitos eólicos e sobre as principais estruturas observadas, além da descrição dos tipos morfológicos de dunas mais comuns. Será dada atenção especial aos *blowouts*, a qual foi objeto de estudo na presente dissertação.

3.2 Processos eólicos

Os processos eólicos são definidos como aqueles que envolvem a ação do vento, ou seja, erosão, transporte e deposição de um fluxo de ar sobre a superfície terrestre (Pye & Tsoar, 1990). Os principais processos erosivos são: a) deflação dos sedimentos soltos devido ao arraste pelo vento, b) perda dos sedimentos por impacto entre os grãos e c) abrasão gerada pelo impacto de partículas arrastadas pelo fluxo. Existem diferentes formas de transporte de partículas, as quais são definidas de acordo com a velocidade do vento e tamanho dos grãos (Pye & Tsoar, 1990). Partículas individuais de argila e silte são transportadas em suspensão e se dispersam em grandes áreas. O transporte de partículas por saltação (os grãos se movem a partir de uma série de saltos) e rolamento, envolve o transporte de grãos entre 0,125 mm e 2 mm (areia fina a muito grossa). Já as partículas maiores que 2 mm são transportadas por rastejamento (*creep*).

3.3 Formas de leito eólicas

São atribuídas três hierarquias distintas para as formas de leito eólicas: **marcas onduladas**, **dunas** e **draas** (Wilson, 1972).

De acordo com Lancaster (1988), as **marcas onduladas** são geradas em eventos dinâmicos individuais de curta duração (algumas horas ou dias). Já o desenvolvimento de **dunas** é controlado por mudanças sazonais na direção e magnitude dos ventos (envolvendo períodos de 10 a 100 anos para a reconstituição de uma duna), enquanto que os **draas** sofrem modificações apenas quando há alterações no regime geomorfológico como um todo, com um tempo de reconstituição de 1.000 a 100.000 anos.

As **marcas onduladas** (*ripples*) são formas de leito originadas pela movimentação dos grãos de areia ou grânulos por saltação e rastejamento superficial ao longo do substrato (Fryberger & Schenk, 1981). Estas formas de leito cavalgam uma sobre as outras, sendo o ângulo de cavalgamento (subcrítico, crítico e supercrítico) variável em função do volume de sedimento e da taxa de migração da marca ondulada (Fryberger & Schenk, 1981).

Segundo Hunter (1977) o tipo de cavalgamento que ocorre nas marcas onduladas pode ser classificado como subcrítico, crítico e supercrítico (Figura 3.1) Quando o cavalgamento é subcrítico, $\alpha < \beta$ (onde α é o ângulo de cavalgamento e β é a inclinação da superfície do dorso das formas de leito). Neste caso, há erosão na região superior das formas de leito, preservando apenas parte da altura original. Quando o cavalgamento é crítico, $\alpha = \beta$. Os estratos cruzados são representados por formas de leito inteiras, uma vez que não há erosão. Quando o cavalgamento é supercrítico, $\alpha > \beta$ (ângulo de cavalgamento é maior que o ângulo de inclinação do dorso da marca ondulada precedente), há deposição tanto na face frontal quanto no dorso da forma de leito.

		Estratos transladantes	Laminações das marcas onduladas
Relação entre o ângulo de cavalgamento (α) e a inclinação do dorso das formas de leito (β)	Subcrítico $\alpha < \beta$	 Estratos transladantes subcríticos	 Laminações cruzadas de marcas onduladas truncadas
	Crítico $\alpha = \beta$	 Estratos transladantes críticos	 Laminações cruzadas de marcas onduladas completas
	Supercrítico $\alpha > \beta$	 Estratos transladantes super críticos	 Laminações onduladas completas

Figura 3.1: Classificação do tipo de estratificação de marcas onduladas eólicas de acordo com Hunter (1977).

Uma **duna** pode ser definida como uma acumulação de areia empilhada pelo vento (Pye e Tsoar, 1990), a qual apresenta uma face de relevo mais suave, denominada de barlavento (com ângulos entre 5° e 15°), e uma face de maior inclinação chamada de sotavento (com ângulos entre 20° e 35°). A extensão de uma duna individual varia de dezenas de centímetros a quilômetros, enquanto que a altura máxima pode chegar a 150 m.

Os **draas** correspondem a formas de leito que apresentam em seu dorso ou na face frontal dunas superimpostas migrantes, com comprimento de onda entre 300 e 5500 m e altura atingindo até 400 m (Kocurek, 1981).

3.4 Estruturas internas observadas em depósitos eólicos

As estruturas sedimentares presentes nos depósitos eólicos são divididas em dois grupos principais: **estruturas primárias**, que refletem os processos responsáveis pelo transporte e início da deposição e **estruturas secundárias** (ou deformacionais), que se formam devido a perturbações do *fabric* deposicional primário.

3.4.1 Estruturas primárias

Hunter (1977) atribui três processos responsáveis pela formação de estruturas sedimentares primárias eólicas: a) deposição por fluxo de grãos (*grain flow deposition*), b) deposição por queda de grãos (*grain fall deposition*) e c) fluxo trativo (*tractional deposition*). O primeiro processo, que dá origem às estratificações cruzadas por fluxo de grãos consiste em avalanches na face de sotavento da duna, produzindo feições em forma de língua com inversão textural. Já o segundo processo gera as laminações por queda de grãos, que tem como principal característica a bimodalidade, originada por sutis mudanças na velocidade do vento. Hunter (1977) sugere que a deposição tracional pode originar 5 tipos de estratificação: estratificação cavalgante transladante subcrítica (*subcritically climbing translament stratification*), estratificação cavalgante supercrítica (*supercritically climbing stratification*), laminação cruzada de marcas onduladas (*ripple foreset cross-lamination*), laminação ondulada (*rippleform lamination*) e laminação plano-paralela (*planebed lamination*). Esta última estrutura, que se forma em velocidades de vento muito altas para formação de ondulações (*ripples*), é relativamente rara em depósitos de dunas eólicas.

As **estruturas de adesão** correspondem a um tipo de ondulação freqüentemente observados em áreas interdunas e são formadas pela adesão de grãos de areia a uma superfície úmida (Kocurek & Fielder, 1982). São classificadas em **marcas onduladas de adesão**, **domos de adesão** e **estruturas de adesão de leito plano**.

As **marcas onduladas de adesão** são caracterizadas pela deposição no dorso pela adesão de grãos de areia em saltação. Além da acresção do dorso, ocorre a migração e cavalgamento destas estruturas no sentido do vento, dando origem aos estratos transladantes cavalgantes de adesão (Figura 3.2).



Figura 3.2: Marcas onduladas de adesão observadas no delta do Rio Parnaíba. Foto: Lima-Filho, 2005.

Os **domos de adesão** correspondem a estruturas irregulares e arqueadas, as quais resultam numa série de formas convexas aleatórias observadas na superfície de interduna. A presença de ventos fortes e de direção variável impede a migração lateral e o cavalgamento da estrutura de adesão.

As **estruturas de adesão de leito plano** são formadas a partir da aderência dos grãos de areia a uma superfície encharcada, apresentando lâminas individuais planas e com rugosidade incipiente. Neste caso, não há o desenvolvimento de marcas onduladas ou estruturas dômicas.

3.4.2 Estruturas deformacionais (ou secundárias)

Estruturas deformacionais *sin* e *pós* deposicionais podem se formar por diferentes razões, como, por exemplo, escorregamentos (*slump*) de blocos de areia fracamente coesos, crescimento de raízes, fluidização a partir de distúrbios tectônicos, bioturbações, episódios erosionais envolvendo água ou vento e choques sísmicos (McKee & Bigarella, 1972). Todos estes processos resultam em distorções no acamamento.

McKee *et al.* (1971) baseados em observações de campo e experimentos laboratoriais, propuseram uma classificação para estes tipos de estruturas em dunas eólicas, esquematizadas na figura 3.3.

Blocos rotacionados de areia fracamente coesas podem ser incorporados a um fluxo de grãos (Figura 3.3a). Estruturas como dobras suaves (Figura 3.3b) estruturas em chama (Figura 3.3c) e dobras de arrasto (Figura 3.3d), são feições de tensão que ocorrem associadas à parte superior de um fluxo de grãos. Já na parte inferior de um fluxo são observadas feições do tipo dobras assimétricas de alto ângulo (Figura 3.3e), dobras redobradas (Figura 3.3f) e estruturas em chama (Figura 3.3c). Movimentos de massa associados a escorregamentos ocorrem freqüentemente, com a formação de estruturas do tipo dobras de empurrão (Figura 3.3g) partes quebradas (*Break apart*; Figura 3.3h) e brechas (Figura 3.3i).

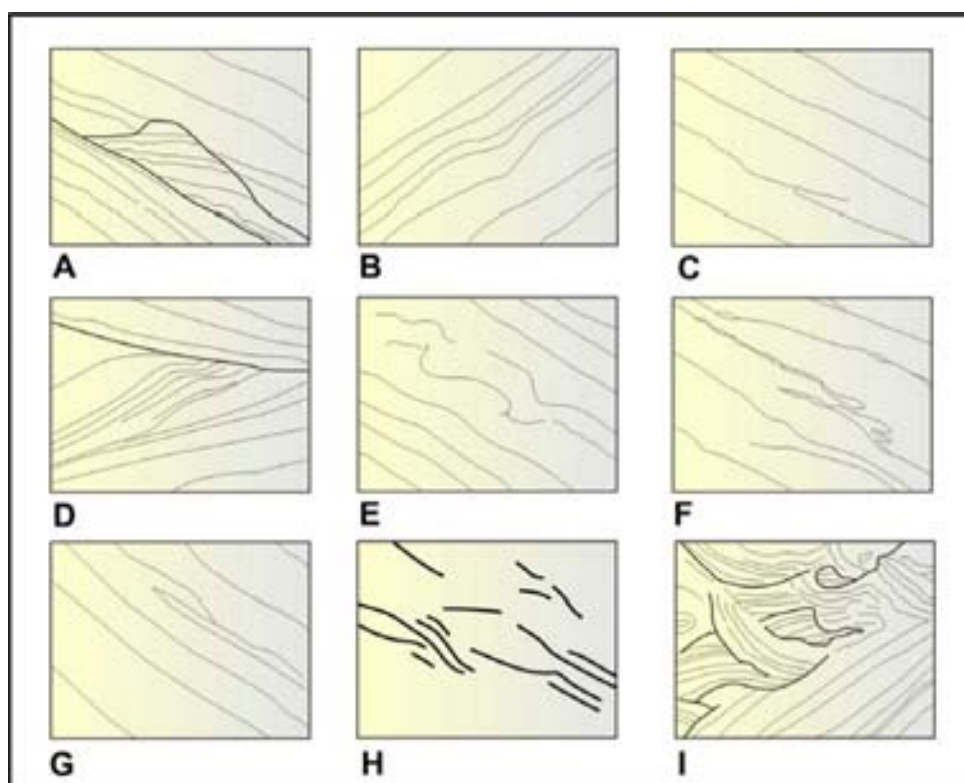


Figura 3.3: Classificação de estruturas deformacionais proposta por McKee *et al.* (1971). A) Estruturas rotacionadas; B) Dobras suaves; C) Estruturas em chama; D) Dobras de arrasto; E) Dobras assimétricas de alto ângulo; F) Dobras redobradas (*overturned folds*); G) Dobras de empurrão (*Overthrust*); H) Partes quebradas (*Break apart*); I) Brechas.

3.4.3 Superfícies limitantes

As superfícies limitantes são descontinuidades erosionais que separam *sets* ou *cosets* de estratos cruzados, sendo uma importante feição reconhecida em depósitos eólicos (Pye & Tsoar, 1990).

Stokes (1968) propôs que as superfícies limitantes de maior escala estão relacionadas a superfícies de deflação controladas pelo lençol freático. Já McKee & Moiola (1975), interpretaram que estas superfícies limitantes representam o piso de migração de áreas interdunas, as quais são truncadas na porção superior por estratificações cruzadas.

Brookfield (1977) refutou os conceitos anteriores para explicar a origem destes limites e atribuiu o processo de migração cavalgante das formas de leito (de diferentes hierarquias) como o responsável pelo estabelecimento das superfícies limitantes. Desta forma, o autor reconheceu três ordens de superfícies limitantes em depósitos eólicos (Figura 3.4):

- **Superfícies limitantes de 1ª ordem:** são planares ou com planos de acamamento convexos, as quais cortam estratificações cruzadas ou outros tipos de estruturas de dunas. Estão relacionadas à migração de complexas megadunas (*ou draas*).
- **Superfícies limitantes de 2ª ordem:** são superfícies subparalelas, com mergulhos suaves a moderados. Limitam *sets* de estratificações cruzadas e podem ser truncadas por superfícies de 1ª ordem. Correspondem à migração de dunas sobre superfícies de *draas*.
- **Superfícies limitantes de 3ª ordem:** feições de pequena escala que separam grupos de laminações dentro de *sets*, truncadas por superfícies de 1ª e 2ª ordem. São superfícies desenvolvidas devido a mudanças de curta duração na distribuição e velocidade do vento, ou a mudanças no fluxo de ar local induzida pela própria forma da duna.

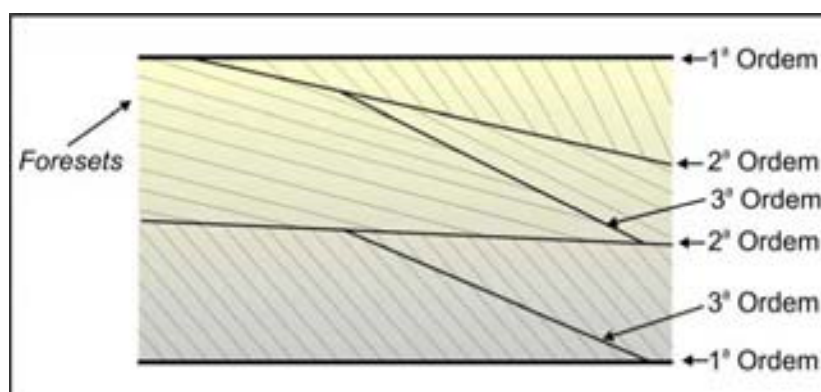


Figura 3.4: Ordens de superfície limitantes de acordo com Brookfield (1977).

Kocurek (1996) alerta para o fato de que os critérios de truncamento, ângulo e direção de mergulho das superfícies utilizadas por Brookfield (1977) podem suscitar dúvidas quanto à definição das superfícies limitantes, uma vez que superfícies de 2ª e 3ª ordens em seções paralelas à migração das formas de leito são similares e o esquema hierárquico não contribuiria para a determinação das superfícies. Dessa forma, Kocurek (1996), então, propôs uma classificação genética e definiu três tipos principais de superfícies formadas pela migração e cavalgamento de dunas eólicas: superfície de reativação, superfície de superposição e superfície

de interduna, as quais equivalem respectivamente às superfícies de 3^a, 2^a e 1^a ordens de Brookfield (1977). Assim, de acordo com o referido autor, o cavalgamento de dunas simples produz *sets* simples de estratificações cruzadas entre duas superfícies de 1^a ordem, as quais correspondem a pavimentos de migração de uma área interdunar. Tal autor ainda afirma que o retrabalhamento da face da duna durante a migração pode produzir superfícies de reativação de 3^a ordem. Em *draas*, três ordens de superfícies podem estar presentes, desde que a superfície da megaduna seja coberta por formas superimpostas (Figura 3.5).

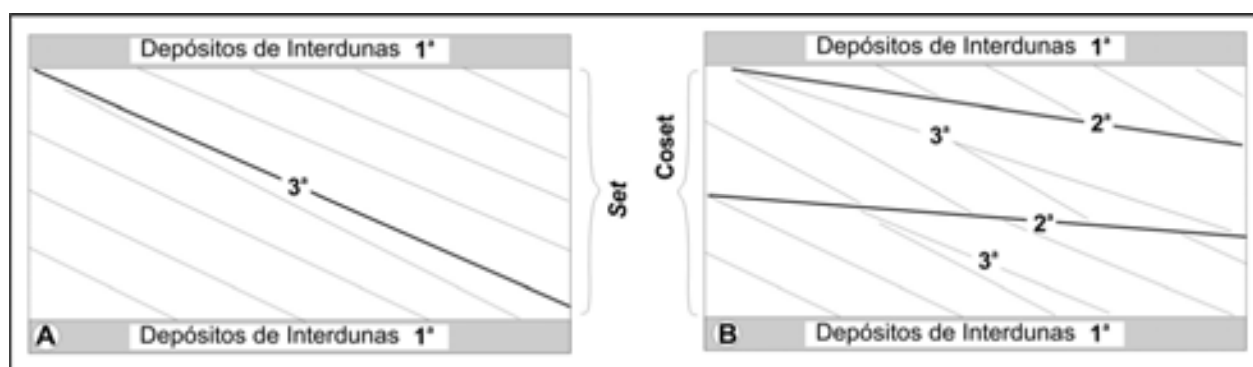


Figura 3.5: A: Formação de superfícies limitantes de 1^a e 3^a ordem durante a migração de uma duna simples e áreas interdunas. B: Geração de superfícies limitantes de 1^a, 2^a e 3^a ordem durante a migração de *draas* e áreas interdunas (Kocurek, 1996).

3.5 Classificações das dunas

De acordo com Pye & Tsoar (1990), a forma e a escala das acumulações eólicas são influenciadas pelo menos por seis fatores: i) disponibilidade de areia; ii) granulometria dos sedimentos; iii) energia, velocidade e direção do vento; iv) cobertura vegetal; v) presença ou ausência de obstáculos topográficos e vi) mudanças climáticas que podem causar alterações nos quatro primeiros fatores e levar a modificações de uma duna pré-existente.

Diversos esquemas de classificação para dunas têm sido propostos ao longo dos anos, baseados na combinação de forma, número e orientação da face de avalanche em relação ao vento predominante, mas não há ainda uma proposta aceita universalmente e alguns termos podem ter mais de um significado na literatura. Pye & Tsoar (1990) propõem uma classificação para dunas baseada na presença ou não de obstáculos e na natureza do terreno, dividindo-as de forma bem simplificada em:

- **Acumulações de areia relacionadas a obstáculos topográficos**, tendo como exemplo mais comum as dunas de sombra (*shadow dunes*);

- **Acumulações de areia relacionadas à rugosidade do terreno ou a flutuações aerodinâmicas** (dunas autogênicas), as quais compreendem dunas barcanas, transversas, lineares sem vegetação (ou *seif dunes*), dômicas e estrela;
- **Acumulações de areia cujo desenvolvimento é fortemente influenciado pela presença de vegetação**, as quais incluem parabólicas, dunas lineares vegetadas e *hummock*.

McKee (1979) classificou as dunas com base no critério morfológico (ou descritivo), levando-se em consideração sua forma geral em planta (Figura 3.6). Segundo este autor, as **dunas crescentes** incluem dunas barcanas e cadeias barcanóides, as quais constituem dunas com assimetria e linha de crista sinuosa. As **dunas lineares** são mais simétricas em relação às crescentes, podendo apresentar ou não linha de crista reta. Dunas estrelas são menos comuns, apresentando distintas linhas de crista.

Outros tipos de dunas encontrados são as parabólicas, estrelas, *zibars* (formas de leito migrantes sem faces de avalanche, cujas superfícies são frequentemente cobertas por *ripples* e *megaripples*) e *coppices* (montículos de areia parcialmente vegetados, que ocorrem de forma isolada).

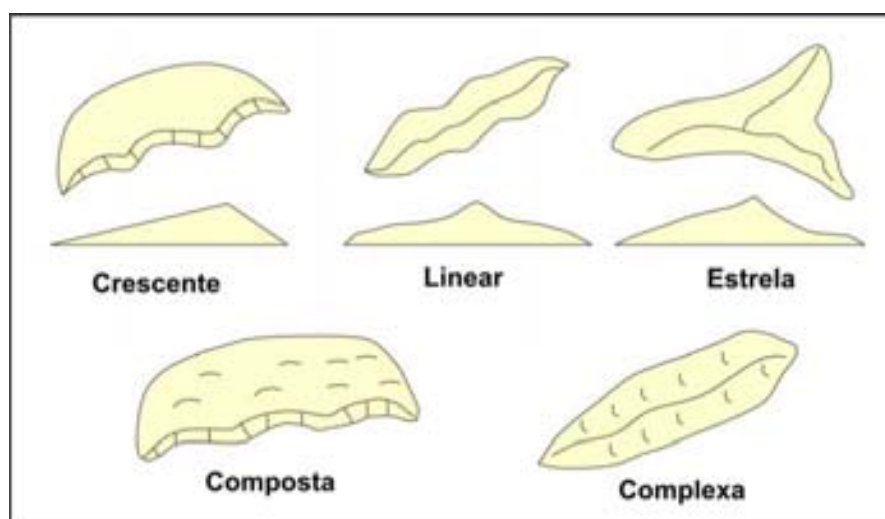


Figura 3.6: Tipos morfológicos de dunas vistos em planta e em cortes transversais, baseado no esquema de McKee (1979).

Adicionalmente, dunas maiores sobre as quais dunas menores podem estar superimpostas são denominadas de *megadunas* ou *draas*. As *draas* podem ser divididas ainda em **dunas compostas** (quando as dunas menores são do mesmo tipo das maiores) e em **dunas complexas** (quando as dunas menores apresentam uma classificação distinta das dunas maiores).

Hunter *et al.* (1983) propõe um esquema de classificação baseado na orientação da crista em relação ao vetor resultante da direção do transporte (ou vetor médio dos ventos), o chamado esquema morfodinâmico. De acordo com esta proposta, as dunas podem ser classificadas em **longitudinais**, **transversais** ou **obliquas**. As **dunas longitudinais** são aquelas em que a linha de crista é orientada paralelamente ($\pm 15^\circ$) ao vetor resultante da direção do transporte; já as **dunas transversais** apresentam linha de crista orientada perpendicularmente ($\pm 15^\circ$) ao vetor, e, por último as **dunas oblíquas** são aquelas em que a linha de crista é orientada entre 15° e 75° em relação ao vetor resultante da direção do transporte (Figura 3.7a).

Kocurek (1996) chama a atenção que devem ser levados em consideração os dois esquemas de classificação anteriormente propostos por Mckee (1979) e Hunter *et al.* (1983), uma vez que nem sempre os tipos morfológicos e morfodinâmicos são coincidentes (Figura 3.7b). Por exemplo, nem todas as dunas crescentes são transversais, podendo ser oblíquas, da mesma forma que dunas lineares podem ser longitudinais ou oblíquas. Já as dunas estrela podem apresentar braços em quaisquer direções.

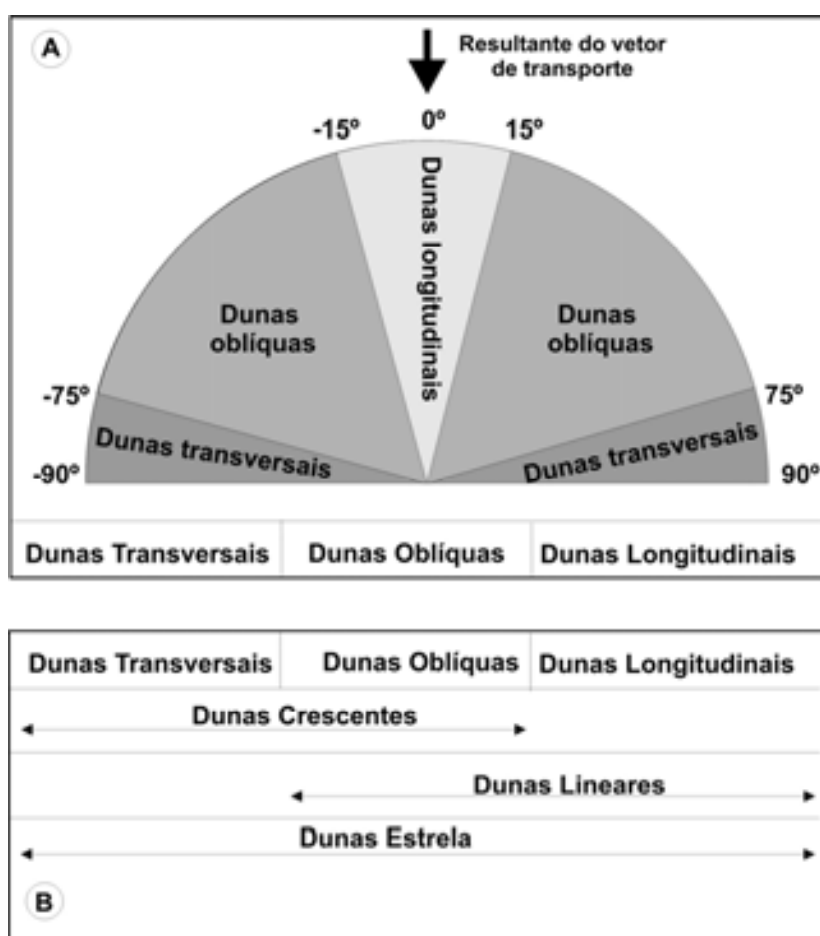


Figura 3.7: A: Tipos morfodinâmicos de dunas baseado na orientação da crista em relação à resultante do vetor de transporte (modificado de Hunter *et al.* 1983). B: Comparação entre os tipos morfodinâmicos e morfológicos (Kocurek, 1996).

Em relação à ocorrência de diferentes tipos morfológicos, as dunas lineares são as mais comuns em desertos, seguidas por dunas transversas. Já em regiões de clima úmido, as dunas costeiras mais comuns são as do tipo parabólicas e *hummock*, ao passo que em climas áridos é freqüente a presença de barcanas e cadeias barcanóides (Illeberger, 1988). No litoral do Rio Grande do Norte, este fato pode ser claramente observado. A costa N-S, que é caracterizada por um clima quente e úmido, tem como elementos abundantes parabólicas simples e compostas, além de *blowouts*. Já a costa E-W, que é caracterizada por um clima quente e semi-árido, é predominante a presença de barcanas e cadeias barcanóides.

A seguir, será feita uma descrição sobre os principais tipos morfológicos de dunas e suas características, com ênfase às acumulações mais comuns observadas em regiões costeiras.

3.5.1 Dunas barcanas (*Barchan dunes*)

As dunas barcanas correspondem a dunas crescentes isoladas, apresentando uma face convexa a favor do vento (com inclinação de no máximo 12°) e face de avalanche com ângulo entre 33 e 34° . A geometria externa em planta é semelhante a uma meia-lua e suas extremidades são voltadas para a direção do vento (Figura 3.8):

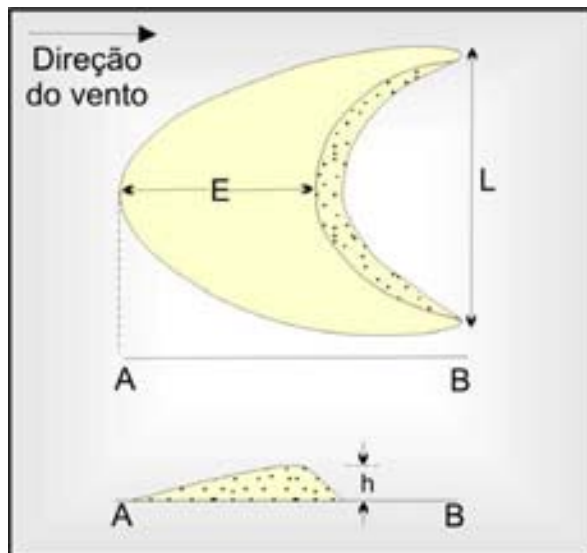


Figura 3.8: Morfologia de dunas barcanas. Parâmetros da duna, onde “E” compreende a extensão, “L” a largura e “h” a altura (Pye & Tsoar 1990).

As barcanas se formam em áreas livres de vegetação, com suprimento limitado de areia e onde os ventos são unidirecionais (Wasson & Hide, 1983). Ventos de direção secundária podem gerar assimetria na duna e causar o alongamento de uma das extremidades, como será mostrado no item 3.5.2. Quando o suprimento de areia aumenta, dunas barcanas individuais podem se conectar e formar cadeias de crista sinuosa orientadas perpendicularmente à direção do vento

predominante, denominadas de cadeias transversais. Estas cadeias apresentam alternativamente elementos barcanóides (na face a favor do vento) e linguóides (na face contrária ao vento) vistos em planta (Cooper, 1958).

3.5.2 Dunas lineares (*Linear dunes*)

As dunas lineares são caracterizadas por sua notável extensão, paralelismo, espaçamento regular e baixa razão entre região de duna e interduna (Lancaster, 1982). Tsoar (1989) as classificam em dois tipos: dunas vegetadas ou não vegetadas. As dunas vegetadas apresentam cristas mais arredondadas, enquanto as dunas sem vegetação exibem cristas agudas, as quais são também denominadas de *Seif dunes* (*seif* = espada em árabe). Bagnold (1941 *apud* Pye & Tsoar, 1990) sugere que as *seif dunes* podem evoluir a partir de dunas barcanas e propõe um modelo onde ventos fortes ocasionais de direção secundária podem alongar a extremidade da duna (Figura 3.9a). Já Tsoar (1984) enfatiza que ambos os ventos (primário e secundário) são responsáveis pelo alongamento da extremidade da duna oposta à direção do vento secundário (Figura 3.9b).

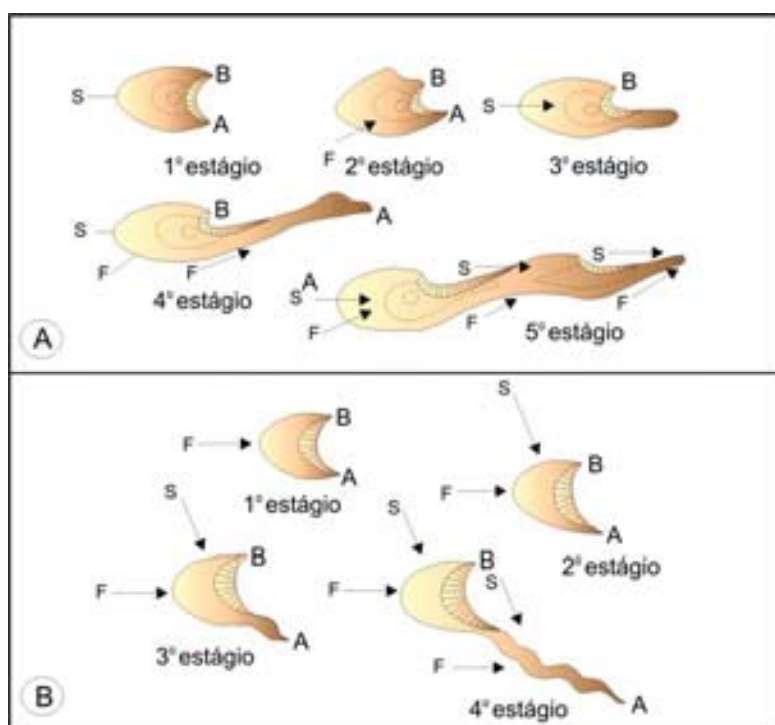


Figura 3.9: Modelos propostos para a evolução de *seif* dunas a partir de barcanas. A) Bagnold (1941 *apud* Pye e Tsoar, 1990) B) Tsoar (1984). F indica ventos fortes e S ventos suaves.

3.5.3 Dunas em domos (*Dome dunes*)

São dunas que não apresentam face de avalanche, as quais são semicirculares ou elípticas em planta. Compreendem acumulações de pequeno porte, atingindo apenas 1m de altura e diâmetro de no máximo 14m (McKee & Bigarella, 1979). Ainda segundo esses autores, a

ausência da face de avalanche é atribuída a ventos fortes e unidirecionais que impedem o crescimento vertical da crista da duna.

3.5.4 Dunas parabólicas (*Parabolic dunes*)

As dunas parabólicas compreendem acumulações arenosas com formato de “U” ou “V” em planta, com os braços voltados na direção contrária ao vento predominante. Prince (1950 *apud* Pye & Tsoar, 1990) faz uma distinção entre parabólicas e parabólicas alongadas. As **dunas parabólicas** são estruturas abertas, em forma de arco, as quais não migram. Já as **dunas parabólicas alongadas** apresentam forma em “U” e desenvolvem-se a partir de *blowouts*.

A morfologia é controlada pela magnitude e variabilidade direcional do vento, a fonte e quantidade de areia disponível, além da natureza do terreno vegetado sobre o qual a duna se movem (Pye & Tsoar, 1990).

Diversas orientações e tipos morfológicos podem ser observados dentro de uma pequena área geográfica, fato este atribuído a diferenças locais do vento. Por exemplo, se ventos fortes sopram com duas ou mais direções em diferentes épocas ao longo do ano, formas hemicíclicas ou digitadas podem se desenvolver.

O desenvolvimento de dunas parabólicas alongadas do tipo *Hairpin* (Grampo de cabelo), está condicionado à ocorrência dos seguintes fatores: a) existência de um regime unidirecional de vento bem definido, b) presença de arbustos ao redor das dunas que resistem à deflação do corredor sobre a frente alargada da duna, e c) a incorporação pelas dunas de areia dos sedimentos sotopostos à medida que avançam a favor do vento. A figura 3.10 ilustra os tipos principais de dunas parabólicas (Pye & Tsoar, 1990).

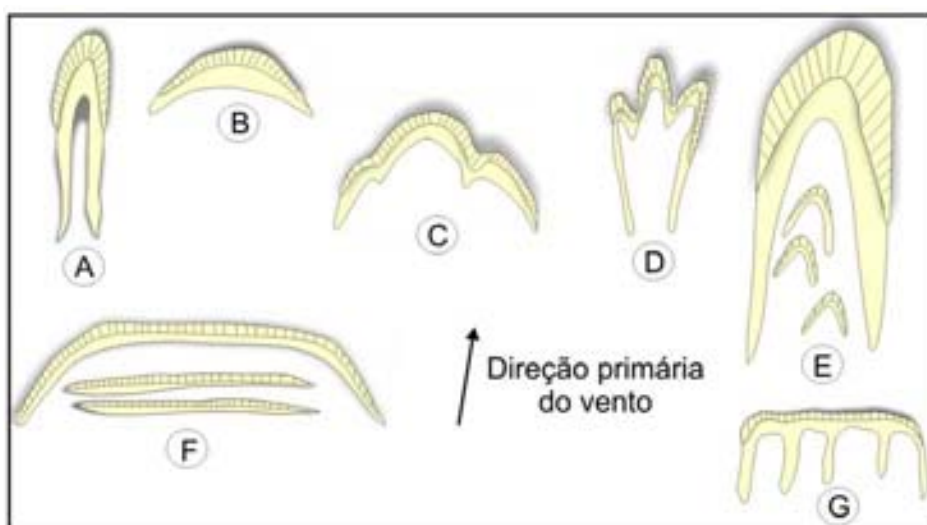


Figura 3.10: Variações morfológicas de dunas parabólicas: A) Grampo, B) lobular, C) hemicíclica, D) digitada, E) nidiformes (dunas conjugadas, na qual dunas menores aninham-se entre os braços da duna maior), F) cadeias transgressivas com dunas transversais secundárias, G) dunas em forma de “ancinho”. A e B são formas simples, C, D e E são formas compostas e F e G são formas combinadas (Pye & Tsoar, 1990).

3.5.5 Dunas estrela (*Star dunes*)

Compreendem acumulações arenosas bastante largas com morfologia piramidal e braços sinuosos radiais (Lancaster, 1989a). Podem ocorrer **formas simples**, com braços unidos a um único pico ou **formas compostas**, onde múltiplos picos estão conectados entre si. Estas dunas ocorrem tipicamente em locais onde há regime de ventos complexos (multidirecionais) e sua forma singular resulta do transporte de areia em diferentes direções em épocas distintas ao longo do ano, além da circulação secundária induzida pelo próprio formato da duna (McKee, 1982 e Lancaster, 1989a). Estas dunas são comumente observadas em desertos, uma vez que, nestes locais, os efeitos das mudanças sazonais na direção do vento são bem mais marcantes que em regiões tropicais. As dunas estrelas também são observadas em regiões costeiras (McLachlan *et al.*, 1987).

O processo responsável pelo início e subsequente desenvolvimento destas dunas ainda é incerto. Nielson & Kocurek (1987) observaram que pequenas dunas do tipo estrela são formadas no Campo de Dunas Dumont na Califórnia durante o inverno, onde os ventos apresentam direções bastante variáveis. Já, no verão, onde os ventos são unidirecionais, estas dunas são modificadas para dunas barcanas. Lancaster (1989a) propõe um modelo de formação de duna estrela a partir da evolução de uma duna transversal, esquematizado na Figura 3.11.

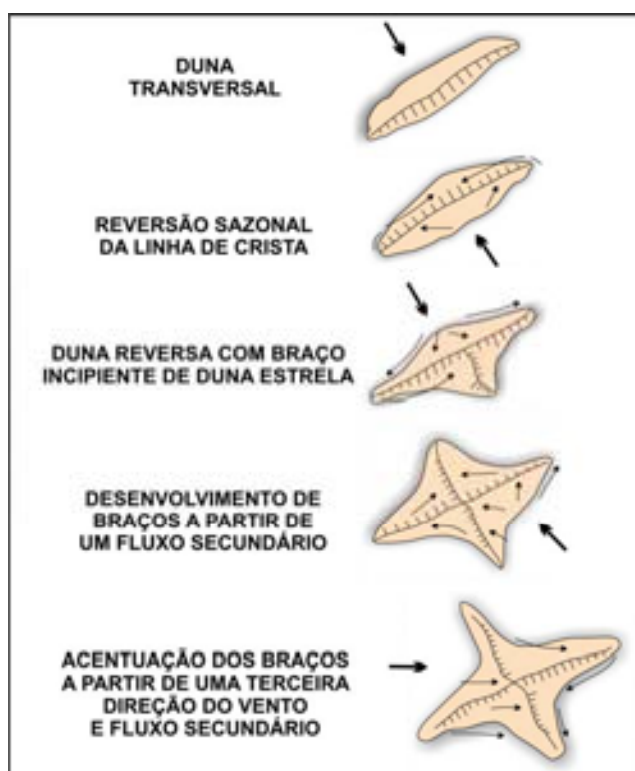


Figura 3.11: Modelo de formação de dunas estrela a partir de dunas transversais numa área onde predominam ventos multidirecionais. As setas indicam as direções de ventos (Lancaster, 1989a).

3.5.6 Dunas frontais (*Foredunes*)

As dunas frontais compreendem cadeias de dunas paralelas à linha de costa, as quais se formam a partir de tufo de vegetação na região de pós-praia. Existem diversos tipos morfológicos, mas geralmente é dividida em dois tipos principais: dunas frontais incipientes e dunas frontais estabilizadas (Hesp, 2002).

As **dunas incipientes** (também chamadas de embrionárias) são formadas pela deposição da areia dentro de tufo de vegetação. Estas dunas são sazonais quando desenvolvidas sobre plantas anuais (ou seja, plantas com ciclo vegetativo completo de apenas uma estação, ou no máximo um ano), sendo necessário a invasão de plantas perenes para assegurar a existência dessas dunas. O desenvolvimento morfológico depende principalmente da densidade, distribuição, altura e cobertura das plantas, além da velocidade do vento e taxa de transporte da areia.

As **dunas estabilizadas** desenvolvem-se a partir de dunas frontais incipientes, quando há o crescimento de espécies de plantas intermediárias, formação de solo e deficiência do suprimento sedimentar (Carter & Peter Wilson 1990). O desenvolvimento morfológico e evolução de dunas estabilizadas dependem de vários fatores, incluindo a) suprimento de areia, b) o grau de cobertura vegetal, c) as espécies de plantas presentes, d) a taxa de areia envolvida na erosão e acresção, e) a frequência e intensidade de ondas e ventos, f) a ocorrência e magnitude de tempestades, g) nível da água (marinho/estruário/lago) e i) extensão dos impactos humanos.

Hesp (1988) identificou cinco estágios morfo-ecológicos para as dunas frontais estabilizadas (Figura 3.12):

- Estágio 1 – dunas simétricas e com cobertura vegetal uniforme;
- Estágio 2 – dunas com 75-90% de cobertura vegetal e suave variação lateral em relação à deposição e erosão;
- Estágio 3 – dunas com vegetação variando de 45–75% exibindo faces côncavas e bastante inclinadas, além de *blowouts*;
- Estágio 4 – dunas apresentando feições erosivas em larga escala (*blowouts*), lençóis de areia e alta assimetria;
- Estágio 5 – dunas pobremente vegetadas, com apenas alguns tufo de vegetação.

Este esquema sugere que dunas frontais podem adquirir um desses estágios na maior parte da sua existência ou que passam por todos estes estágios durante uma sequência evolutiva, quando há redução gradual da cobertura vegetal e o aumento do poder erosivo dos ventos e ondas. Este processo evolutivo pode ser revertido a partir de mudanças climáticas, promovendo

revegetação e estabilização, além de uma diminuição nos eventos erosivos acima citados. Entretanto, [Hesp \(2002\)](#) chama atenção para a dificuldade de visualizar uma situação onde uma duna no estágio 5 reverta sua evolução para o estágio 1, já que dificilmente todas as calhas e depressões geradas no final do ciclo (estágio 5) serão completamente preenchidas e posteriormente revegetadas (estágio 1). A evolução de uma duna no estágio 5 para o estágio 4, por exemplo, é mais aceitável, uma vez que as condições necessárias para o aumento na vegetação entrem em vigor.

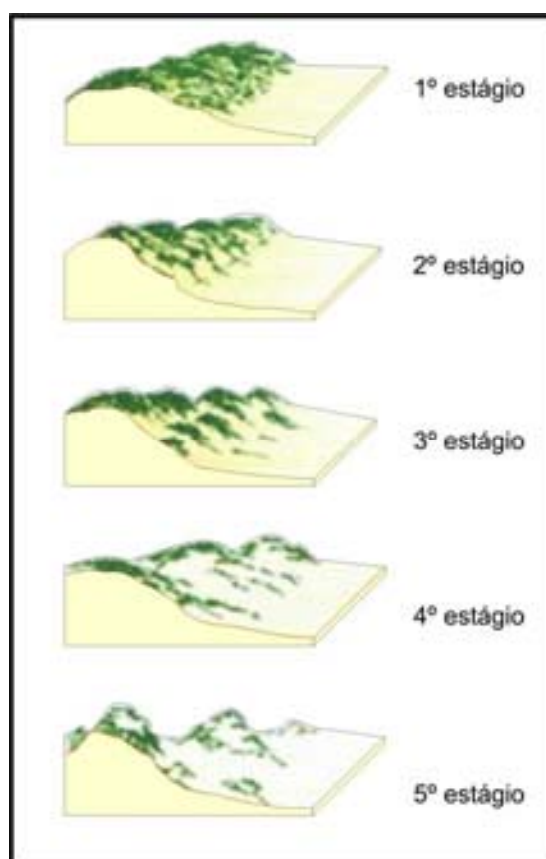


Figura 3.12: Modelo evolutivo para dunas frontais sugerido por Hesp (1988).

Clemmensen *et al.* (1996) acreditam que as oscilações do nível do mar é o fator de maior importância na iniciação ou no desenvolvimento de um campo de dunas. Assim, uma vez que as dunas frontais estão vulneráveis a estas flutuações, é de se esperar que haja mudanças no sistema de dunas como um todo. Em épocas de queda do nível do mar, a praia aumenta sua largura e as dunas frontais são supridas com um excesso de sedimentos provenientes da plataforma. Este fato leva a um soterramento da vegetação, uma vez que há sedimentos além do que a vegetação pode acomodar, de forma que os sedimentos atravessam por sobre a duna frontal, podendo iniciar uma fase de instabilidade e o desenvolvimento subsequente de *blowouts*. Quando há uma subida do nível do mar, o barlavento das dunas frontais é erodido, a crista aumenta em altura e as dunas

frontais gradualmente retraem em direção ao continente (Giles & McCann, 1997). Neste caso também pode dar início a formação de *blowouts*. Hesp & Short (1999) mostram que mesmo durante a ascensão do nível do mar, a quantidade de sedimentos ainda é significativa, o que pode iniciar a formação de uma planície de dunas frontais.

3.5.8 Dunas *hummock*

São montículos de areia completamente ou parcialmente vegetados, apresentando formato irregular (Pye & Tsoar, 1990). Illenberger (1988) as definem como pequenos montículos de areia trapezados por tufo de vegetação. As denominações *coppice* (Lancaster, 1989b), *shadow dune* (dunas de sombra; Hesp, 1981) e *nebkhas* foram sugeridas para as acumulações que ocorrem de forma isolada. Sua morfologia é fortemente dependente da forma, densidade e características da vegetação associada. Em regiões costeiras, estas dunas podem evoluir para uma série de cadeias descontínuas paralelas à linha de costa ou apresentar uma distribuição aleatória.

O termo *shadow dune*, por sua vez, foi introduzido por Bagnold (1941, *apud* Pye & Tsoar, 1990), para designar uma acumulação de areia gerada em frente a um obstáculo (rochas, troncos, etc.), onde a velocidade do vento é reduzida. Como tufo de vegetação podem localmente funcionar como um “obstáculo” para a passagem do vento, dunas de sombra de pequenas dimensões podem se formar nestas condições.

3.6. Lençóis de Areia (*Sand sheets*)

Segundo Fryberger *et al.* (1979), lençóis de areia consistem em planícies arenosas formadas pelo vento, as quais apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo originadas por marcas onduladas ou por queda de grãos (*grainfall*). Outros autores, como Kocurek & Nielson (1986), os definem como áreas formadas predominantemente por areia de origem eólica, onde dunas com faces de avalanche estão ausentes. Estes depósitos podem ocupar grandes áreas, chegando a atingir milhares de quilômetros quadrados (Breed *et al.*, 1987). A espessura dos lençóis de areia varia de poucos centímetros a dezenas de metros, estando associada ao ambiente de formação. Por exemplo, lençóis de areia localizados no Saara (*Selima Sand Sheet*), que cobrem antigas superfícies aluviais, apresentam poucos centímetros de espessura, enquanto lençóis de areia observados em campos de dunas no Colorado, apresentam metros de espessura (Fryberger *et al.*, 1979).

A distribuição textural destes depósitos varia de areia fina a areia grossa, pobremente selecionada. A presença de grãos grossos é um importante fator que governa a formação de

alguns lençóis de areia. Quando sedimentos praias (bem selecionados e com raros grãos grossos) representam a fonte para o desenvolvimento de depósitos eólicos, os lençóis de areia são pobremente desenvolvidos em campos de dunas costeiras. Estes depósitos podem evoluir, caso a ação eólica for capaz de retrabalhar areias residuais ou aluviais próximas à costa (Fryberger *et al.*, 1979).

3.7 Áreas de interdunas

Correspondem a depressões entre dunas eólicas, apresentando extensão e geometria variadas, sendo esta última controlada pela morfologia da duna (Kocurek, 1981). Campos de dunas crescentes, por exemplo, tendem a gerar áreas de interdunas paralelas a linha de crista, porém sem continuidade lateral. Já as dunas lineares tendem a formar regiões de interdunas alongadas paralelamente à linha de crista.

Ahlbrandt & Fryberger (1981), classifica estas áreas em **erosionais** e **deposicionais**. As **interdunas erosionais** são formadas em zonas saturadas (em areia), onde os sedimentos são disponibilizados para a formação de dunas eólicas. Já as **interdunas deposicionais** são formadas preferencialmente em zonas metassaturadas (apresenta quantidades significativas de areia disponíveis para o desenvolvimento de formas de leito, com deposição controlada pelo lençol freático). São subdivididas por Kocurek (1981) em interduna seca, encharcada e úmida.

- Interdunas secas: dominam depósitos formados pela migração de pequenas dunas, marcas onduladas (*ripples*) e dunas de sombra (*shadow dunes*);
- Interdunas molhadas: é comum a presença de marcas onduladas de adesão (*adhesion ripples*), marcas de raízes e bioturbações;
- Interdunas úmidas: são ocupadas por lagos temporários, onde são encontradas estruturas sedimentares primárias como marcas onduladas de corrente. Crostas evaporíticas podem se formar em regiões áridas, uma vez que a água pode tornar-se altamente salinizada devido às altas taxas de evaporação.

3.8 Feições erosivas

As feições erosivas são bastante comuns em sistemas eólicos, fazendo parte de muitos ciclos morfológicos de dunas (Carter *et al.*, 1990b). Estas feições incluem aquelas resultantes do ataque de ondas, superfícies de deflação em larga escala e *blowouts*. É importante ressaltar que,

apesar da literatura recente considerar o *blowout* uma feição erosiva, deve-se atentar para o fato de que as acumulações eólicas formadas adjacentes ao *blowout* fazem parte do sistema, o qual, portanto, é o resultado da combinação de processos erosivos e deposicionais, atuando de forma conjunta.

O retrabalhamento e remobilização de dunas pelo **ataque de ondas** são processos bastante comuns em regiões costeiras. As ondas de tempestade, ao atingir acumulações eólicas, erodem a base e geram escarpas. Uma vez iniciado, o escarpamento gera desestabilização e pode levar eventualmente a escorregamentos (Carter & Stone, 1989).

A **deflação** consiste num processo eólico erosivo responsável pela remoção das partículas mais finas da superfície, gerando depressões denominadas de bacias ou pavimentos de deflação (Carter *et al.*, 1990b). Wiedemann (1984) descreve que o limite da deflação pode ser marcado pela agregação de material mais grosso, formação de crosta química, tapetes algálicos e exumação de solos soterrados.

A seguir, será feita uma descrição acerca dos *blowouts*, com destaque para os principais tipos morfológicos e os fatores que governam o início e evolução destes depósitos.

3.8.1 *Blowouts*

A proposta mais aceita na literatura define os *blowouts* como uma depressão ou concavidade (em forma de calha ou pires), formada a partir da erosão do vento sobre um depósito de areia pré-existente. A acumulação adjacente de areia, denominada de lobo deposicional (ou duna de *blowout*), derivada da depressão e possivelmente de outras fontes é considerada parte do *blowout* (Carter *et al.*, 1990b).

Existem diversos tipos morfológicos de *blowouts*, os quais podem assumir formas em sela, cigarro, V e corredor (Ritchie, 1972). Porém, Cooper (1958) define dois tipos primários, denominados de *Blowout* em calha (*Trough blowout*) e *Blowout* em pires (*Saucer blowout*). *Blowouts* em pires correspondem a formas semicirculares, semelhantes a um prato raso. Já os *Blowouts* em calha são geralmente mais alongados, apresentando bacia de deflação profunda e paredes erosionais escarpadas (Hesp, 2002). A figura 3.13 ilustra os principais tipos de *blowouts*.

A forma inicial, o tamanho, a localização dos *blowouts* e seu subsequente desenvolvimento dependem de muitos fatores. Pluis (1992) admite que a formação de *blowouts* esteja associada a mudanças climáticas, desenvolvendo-se sob longos períodos de estação seca e ventos fortes, seguidos de tempestades curtas. Jungerius & van der Meulen (1988), chamam a atenção para superfícies de erosão iniciadas com a redução da cobertura vegetal, fato este causado pela atividade de animais. Carter (1988), também enfatiza que a presença de trilhas de

recreação, caminhadas de pedestres, treinamentos militares, dentre outros representam impactos significantes em dunas costeiras e também contribuem para a remoção da cobertura vegetal e conseqüentemente para o início de um *blowout*.

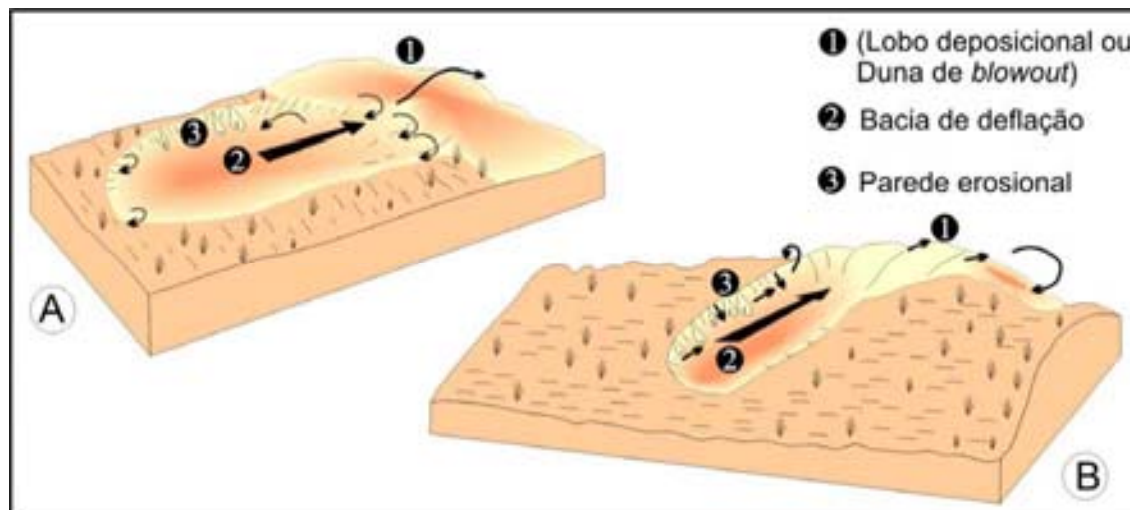


Figura 3.13: Principais morfologias de *blowouts*. A) *Blowout* tipo pires; B) *Blowouts* tipo calha, exibindo paredes erosionais mais íngremes e bacia de deflação mais profunda em relação ao *blowout* em forma de pires. As setas indicam o padrão de fluxo do vento (Hesp, 2002).

Smith (1960 *apud* Pye & Tsoar, 1990) observou que *blowouts* iniciados sobre cristas largas de dunas frontais geralmente evoluem para o tipo pires, enquanto aqueles iniciados nas faces íngremes destas dunas tendem a evoluir para *blowouts* em calha. Outros fatores determinantes na morfologia são: tamanho e largura das dunas na qual o *blowout* está se desenvolvendo, tipo e densidade de cobertura vegetal, intensidade dos ventos regionais e exposição a ventos de diferentes direções.

Segundo Carter *et al.*, (1990b), os *blowouts* podem migrar tanto a favor do vento (*downwind*), quanto na direção contrária (*upwind*). Na migração a favor do vento, a borda principal avança lentamente com a atuação do vento e há intenso retrabalhamento dos sedimentos. Na migração contrária ao vento, há erosão da borda contrária ao vento e preenchimento da borda a favor do vento (Figura 3.14).

A topografia do *blowout* pode sofrer alterações significativas em poucos anos e a intensidade do desenvolvimento dessas feições varia de um local para outro, a depender da direção, frequência e competência do vento em transportar areia, do relevo pré-existente, do grau de cobertura vegetal e das características geométricas dos depósitos (Carter *et al.*, 1990b).

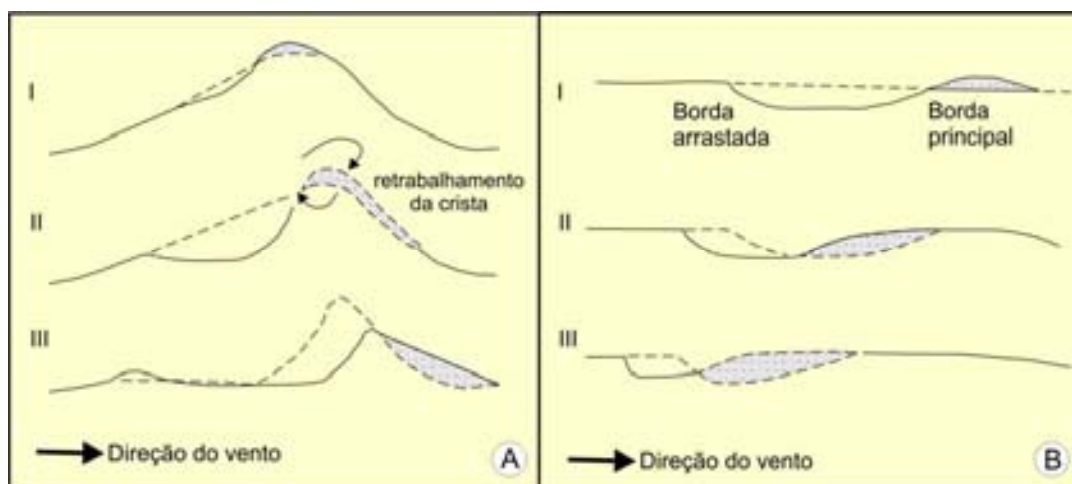


Figura 3.14: Estágios de migração de um *blowout*. A: Migração a favor do vento predominante, com destaque para o contínuo retrabalhamento da crista da duna de *blowout*. B: Migração contrária à direção do vento predominante. Modificado de Carter *et al.* (1990b).

Carter (1988) defende a idéia de que um *blowout* faz parte da migração natural de um sistema de dunas. Segundo o autor, há quatro estágios que caracterizam um ciclo de *blowout*: i) deflação inicial que altera o corredor do vento; ii) continuação da deflação que pode ser acompanhada pela deposição a sotavento; iii) instabilidade da parede do *blowout*, resultando em contínuas avalanches até alcançar o próximo estágio, e iv) preenchimento eventual do *blowout*.

3.9 Comportamento da formação de campos de dunas em relação às flutuações do nível relativo do mar

Diversos fatores controlam o desenvolvimento das dunas, como tectônica, oscilações do nível relativo do mar, disponibilidade de sedimentos, dentre outros. Localmente e em escala temporal curta, o fator mais significativo é a disponibilidade de sedimentos, ao passo que em escala temporal milenar, as mudanças do nível relativo do mar ganham destaque, uma vez que as mesmas são capazes de redistribuir o material costeiro em extensas áreas e secundariamente, determina o nível local de base das ondas (Carter *et al.*, 1990a).

Schofield (1975) defende a idéia de que a maioria das dunas é formada em épocas de rebaixamento do nível do mar (*lowstands relative sea level*). A queda do nível do mar rebaixa o nível de base das ondas e aumenta a área de exposição da plataforma continental, sobre a qual o transporte de areia pode se dar. Se a taxa de aporte sedimentar destinada à formação de dunas for alta e por algum motivo as dunas não estabilizarem, extensos lençóis de areia podem se formar. Já quando há subida do nível do mar, o nível de base das ondas também aumenta, reduzindo a movimentação da areia ao longo da costa.

Já Cooper (1958) sugere que as dunas podem ser formadas também em transgressões marinhas. É certo que o aumento do nível do mar causa erosão da linha de costa e movimentação

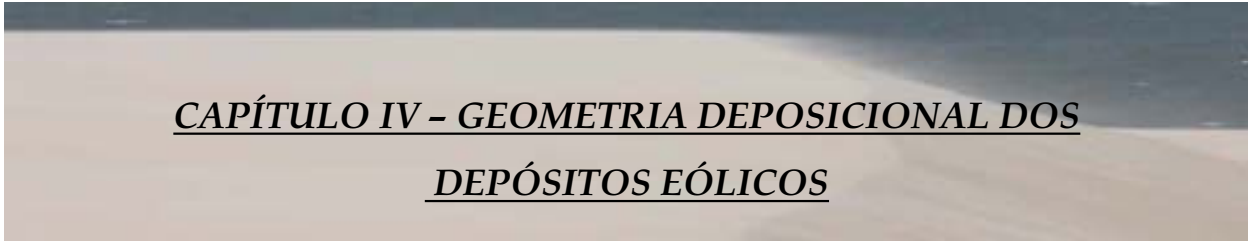
da areia para fora da costa (*offshore*), porém, em áreas com ventos de alta energia, a destruição de dunas frontais vegetadas pode dar lugar a acumulações de areia que, ao migrarem em direção ao continente, formam dunas transgressivas.

3.10 Manejo e vulnerabilidade de dunas costeiras

O manejo de dunas costeiras é definido como todas as medidas a serem tomadas que objetivam a preservação e restauração dos valores naturais de um sistema de dunas. Para isso, é essencial que o estirâncio (*foreshore*) e a face praial (*shoreface*) sejam tratados como parte do sistema. Estes ecossistemas apresentam inúmeras funções: defendem a costa contra a ação de ondas e erosão, impedem a penetração de água salgada no lençol freático e abrigam diversas espécies endêmicas de fauna e flora (Nordstrom, 2000; van der Meulen & Salman, 1996).

As dunas costeiras estão entre os *habitats* mais sensíveis ao uso turístico. Porém, dunas estabilizadas (as quais apresentam comunidades bem desenvolvidas de plantas) respondem mais fortemente a impactos ambientais se comparadas às dunas móveis (Kutiel *et al.*, 1999). De todos os tipos de substrato, os arenosos são os mais vulneráveis a qualquer tipo de distúrbio, uma vez que a alta porosidade presente nestes ambientes favorece uma maior compactação do solo (principalmente quando o tráfego de pedestres e outras atividades recreacionais favorecem a sua compressão). Em vários países da Europa são relatados casos de erosão associados à prática do turismo em dunas costeiras (Kutiel *et al.*, 1999).

O uso de áreas dunares destinado a construções não só leva a destruição imediata das dunas, como também trazem a longo prazo consequências desastrosas. A mais importante delas, a erosão costeira, ocorre devido ao sistema não ter mais condições de redistribuir naturalmente a areia proveniente da costa, uma vez que a presença de edificações e parques, por exemplo, impedem a relação natural existente entre estirâncio, praia e dunas (van der Meulen e Salman, 1996).



CAPÍTULO IV – GEOMETRIA DEPOSICIONAL DOS DEPÓSITOS EÓLICOS

4.1 Introdução

A investigação em subsuperfície rasa sempre foi uma tarefa importante para os pesquisadores, uma vez que uma parte importante dos recursos minerais, como agregados da construção civil, depósitos de *placers* e aquíferos, encontra-se próximos à superfície. Adicionalmente, o estudo de rochas aflorantes e sedimentos inconsolidados deram importantes contribuições para uma melhor compreensão da história da Terra e entendimento acerca da dinâmica das formas de relevo (Neal, 2004).

Ao longo dos anos, as exposições naturais de depósitos sedimentares suportadas por limitadas informações de subsuperfície (provenientes de poços ou abertura de trincheiras) foram as principais técnicas adotadas. No entanto, o número reduzido de poços (como consequência do alto custo da perfuração) sempre dificultou a obtenção de um arcabouço geológico mais preciso, uma vez que são adquiridas informações pontuais. Assim, o uso do GPR (*Ground Penetrating Radar*) no estudo de depósitos inconsolidados em subsuperfície rasa foi impulsionado por essa necessidade, permitindo obter imagens contínuas em subsuperfície, além de ser um método não invasivo, o que admite a sua utilização, por exemplo, em locais que possuam restrições ambientais (Neal & Roberts, 2001). A forte aplicação na geologia (a partir da metade da década de 90), especificamente na área sedimentológica, vem permitindo a reconstrução paleoambiental dos depósitos e natureza dos processos sedimentares, além de ser útil na caracterização hidrogeológica de aquíferos e no estudo de análogos a reservatórios petrolíferos.

Este capítulo tem como pretensão apresentar os dados adquiridos pelo georadar na área estudada e as interpretações feitas a partir destas informações geofísicas. Os radargramas possibilitaram reconhecer e identificar a estruturação interna das acumulações eólicas, permitindo distinguir cada tipo de depósito, com o auxílio também da morfologia externa (adquirida com o GPS geodésico). A interpretação geológica seguiu os seguintes critérios: determinação de superfícies limitantes (com base nas propostas adaptadas de Brookfield, 1977 e Kocurek, 1996) e identificação de radarfácies (apoiada na forma e padrão de terminação dos refletores). Neste trabalho, as superfícies de 1ª ordem, estariam relacionadas a superfícies que separam sistemas deposicionais distintos, como o contato entre rochas da Formação Barreiras e os depósitos eólicos. As superfícies de 2ª ordem compreendem limites entre diferentes pulsos de

sedimentação (p.ex. cavalgamento de dunas simples) e, por último, as superfícies de 3ª ordem estão sendo relacionadas a superfícies de reativação.

Por meio da visualização tridimensional dos dados de GPR e GPS no *software Gocad*, foi possível tecer algumas considerações acerca dos parâmetros geométricos dos depósitos, de forma a subsidiar na modelagem de campos produtores de óleo e gás de origem eólica. Alguns dados apresentados neste capítulo foram também abordados no Capítulo V, porém, nos itens a seguir será feita uma descrição e interpretação mais pormenorizada dos perfis geofísicos, enfocando a geometria e gênese dos depósitos.

4.2 Aquisição dos perfis geofísicos

Os dados geofísicos foram levantados em um *blowout* do tipo corredor (Figura 4.1), que apresenta direção NW-SE. Inicialmente, foi adquirida em setembro de 2004, uma linha de GPR com frequência de 50 MHz, apresentando extensão de 820m e direção NW-SE, denominada de L₀ (Figura 4.1, 4.2a). Posteriormente, em abril de 2005, foi levantada no mesmo local de L₀, porém se estendendo até 970m em direção à NW (de forma a atingir a extremidade do *blowout*), uma linha de GPR utilizando antenas com frequência de 100 e 200 MHz, denominada de linha de referência (LR; Figura 4.1, 4.2b).

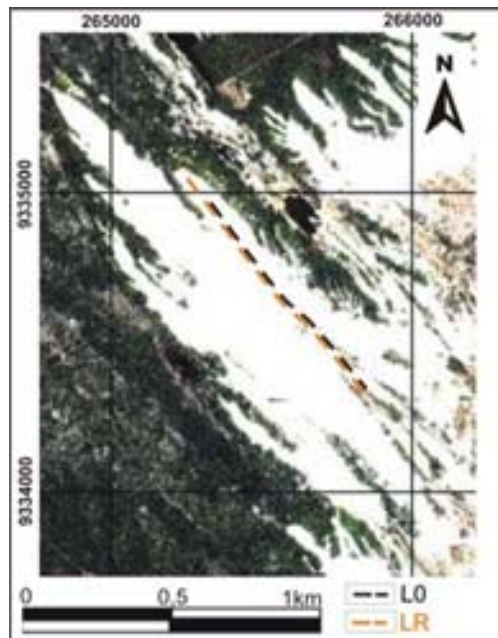


Figura 4.1: Localização do *blowout* estudado, situado na Praia de Búzios, município de Nísia Floresta e das linhas L0 e LR (linha de referência) levantadas com o GPR.

A 594m do início da linha de referência foi escolhida uma área para detalhe, com a aquisição de duas malhas regulares no mesmo local, perfazendo um total de 50 perfis levantados com a antena de 200MHz e 12 perfis com a antena de 100MHz (Figura 4.2c). Por fim, em três

segmentos de 50 metros cada sobre a LR foram adquiridos mais três perfis geofísicos com antenas de 25MHz, referenciadas como L1, L2 e L3 (Figura 4.2c). Os parâmetros de campo para os dados geofísicos estão esquematizados na tabela 1.

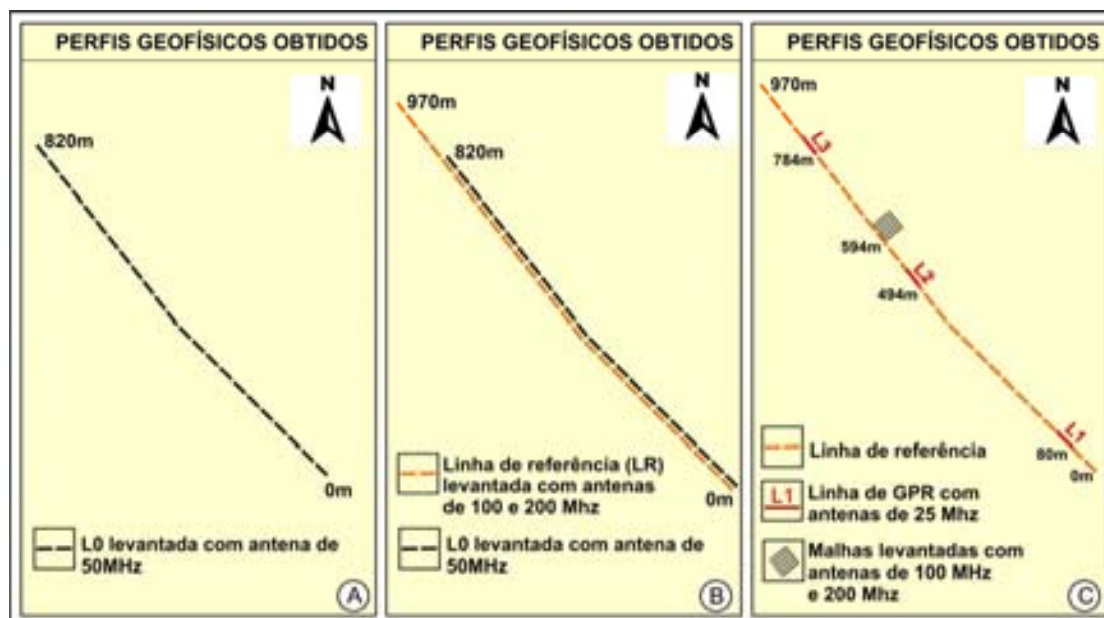


Figura 4.2: Representação esquemática dos perfis geofísicos obtidos na área estudada. A: Linha L0 levantada em setembro de 2004. B: Linha de Referência (LR) levantada com antenas de 100 e 200 MHz. C: Disposição das malhas regulares levantadas (no mesmo local) com antenas de 100 e 200MHz e das linhas de 25MHz em relação à LR.

Tabela 4.1: Parâmetros de campo utilizados para a aquisição dos perfis geofísicos.

Freq. Antena	Const. dielétrica	Espacamento	Empilhamento	Modo de aquisição
200	6.2	0,2m	32	contínuo
100	6.2	0,2m	32	contínuo
50	6.2	0,25m	32	contínuo
25	6.2	1m	512	passo a passo

A seguir, será feita uma síntese de cada linha de GPR. A malha de GPR será analisada de uma forma geral, uma vez que os perfis apresentam um padrão de reflexão que se repete em todas as linhas.

4.2.1 Linha L0 levantada com antenas de 50 MHz (Setembro de 2004)

O levantamento do perfil geofísico **L0** inicia-se numa região aplainada, avançando no sentido do corredor do *blowout* e finalizando próximo à região de sotavento da duna de *blowout*. Apresenta diferença de cota (entre o início e fim do perfil) de 50 metros. A profundidade de investigação foi em média 55 metros, chegando a atingir 65 metros em alguns pontos, como na duna de *blowout*. A visualização do radargrama completo encontra-se no anexo 1, porém, ao

longo deste item, serão mostrados alguns trechos de forma individual, chamando a atenção para os detalhes mencionados. Os 300 metros iniciais do radargrama, de SE para NW, são caracterizados por refletores paralelos a subparalelos marcantes, os quais delimitam *sets* de reflexões de menor amplitude. Desta forma, esta parte do perfil é definida por um padrão geométrico tabular, com pacotes apresentando espessuras máxima de 11 metros (Figura 4.3). Tais refletores foram interpretados como lençóis de areia (*sand sheets*), apoiado no fato de que estes depósitos, no campo, apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo. Superfícies limitantes de 2ª ordem definem o topo e a base de cada sucessão eólica, sendo possível individualizar pelo menos quatro pulsos de sedimentação até a profundidade de 43 metros, onde foi possível distinguir depósitos areno-argilosos correlacionáveis à Formação Barreiras, a partir da perfuração de um poço a trado mecânico posicionado a 104 metros do início do perfil.

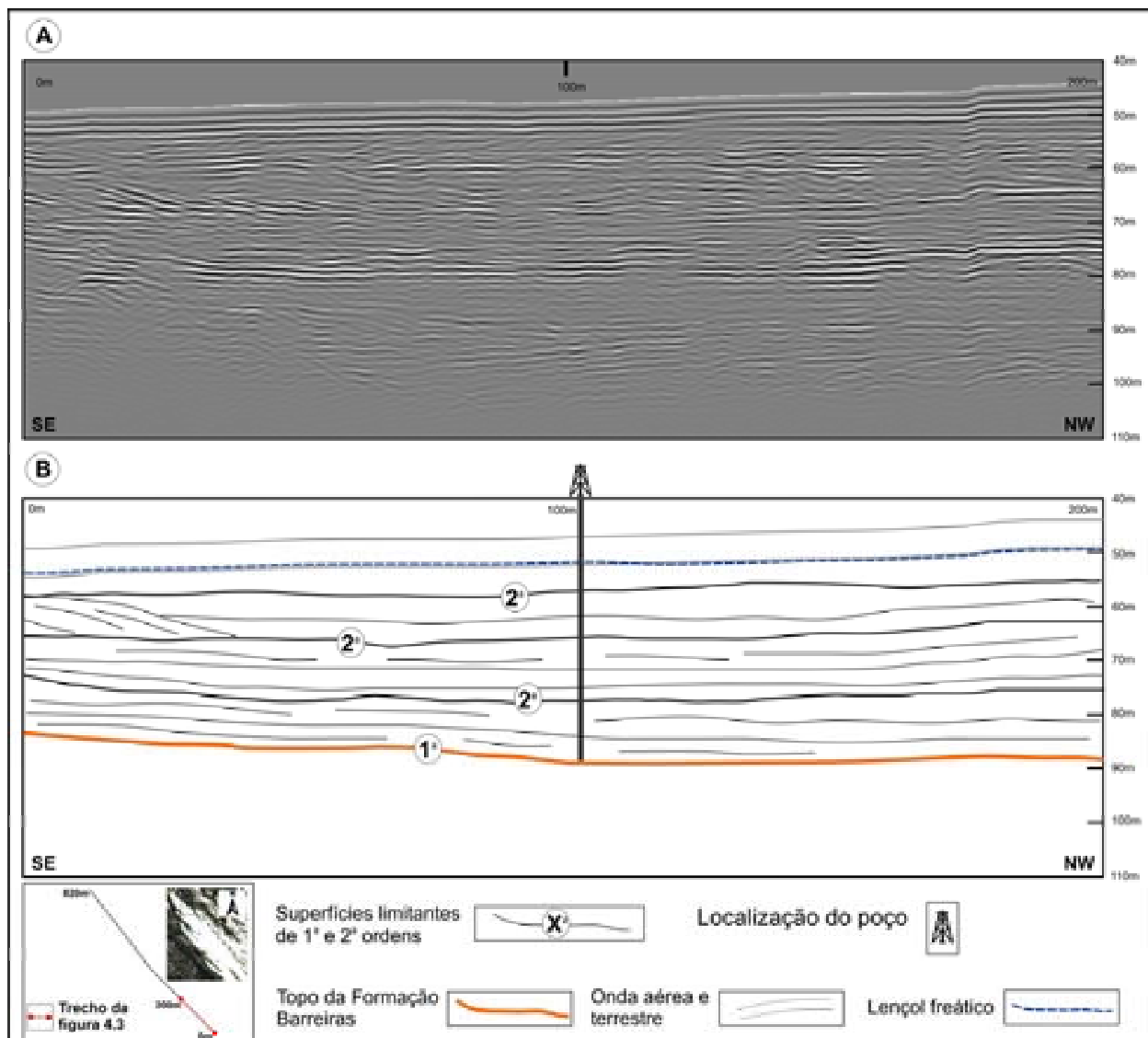


Figura 4.3: A) 200 metros iniciais da linha L0 e B) respectiva interpretação. Notar que internamente, os pacotes limitados por superfícies de 2ª ordem apresentam um padrão plano-paralelo. O último pacote é limitado na base pelo contato com as rochas da Formação Barreiras, assinalado no perfil pela cor laranja. O lençol freático é representado pela linha azul intermitente, confundindo-se com a onda aérea.

O refletor que marca o topo da Formação Barreiras (que neste caso foi definido com uma superfície de 1ª ordem) também apresenta um padrão subparalelo (com inclinação de no máximo 1°), sendo possível visualizá-lo até os 475 metros iniciais do radargrama. As reflexões abaixo deste refletor também são paralelas e em alguns locais são observadas formas em montículos, provavelmente relacionado a algum elemento arquitetural relacionado aos sistemas deposicionais da Formação Barreiras.

O lençol freático pôde ser imageado ao longo de todo o perfil, correspondendo a um refletor plano-paralelo, bastante proeminente, o qual se encontra aflorante no início do perfil (estando sua reflexão superposta à reflexão da onda aérea; Figura 4.3) e atinge profundidade de 40 metros no final do perfil (Figura 4.4). São observadas acumulações eólicas sobrepostas ao nível freático, atingindo espessura máxima em torno de 25 metros, próximo à região de duna de *blowout* (Figura 4.4). Estes pacotes, os quais são inicialmente observados nos 220 metros (partindo da origem do perfil) e limitados por superfícies de 2ª ordem, exibem geometria em cunha e correspondem à migração da própria duna.

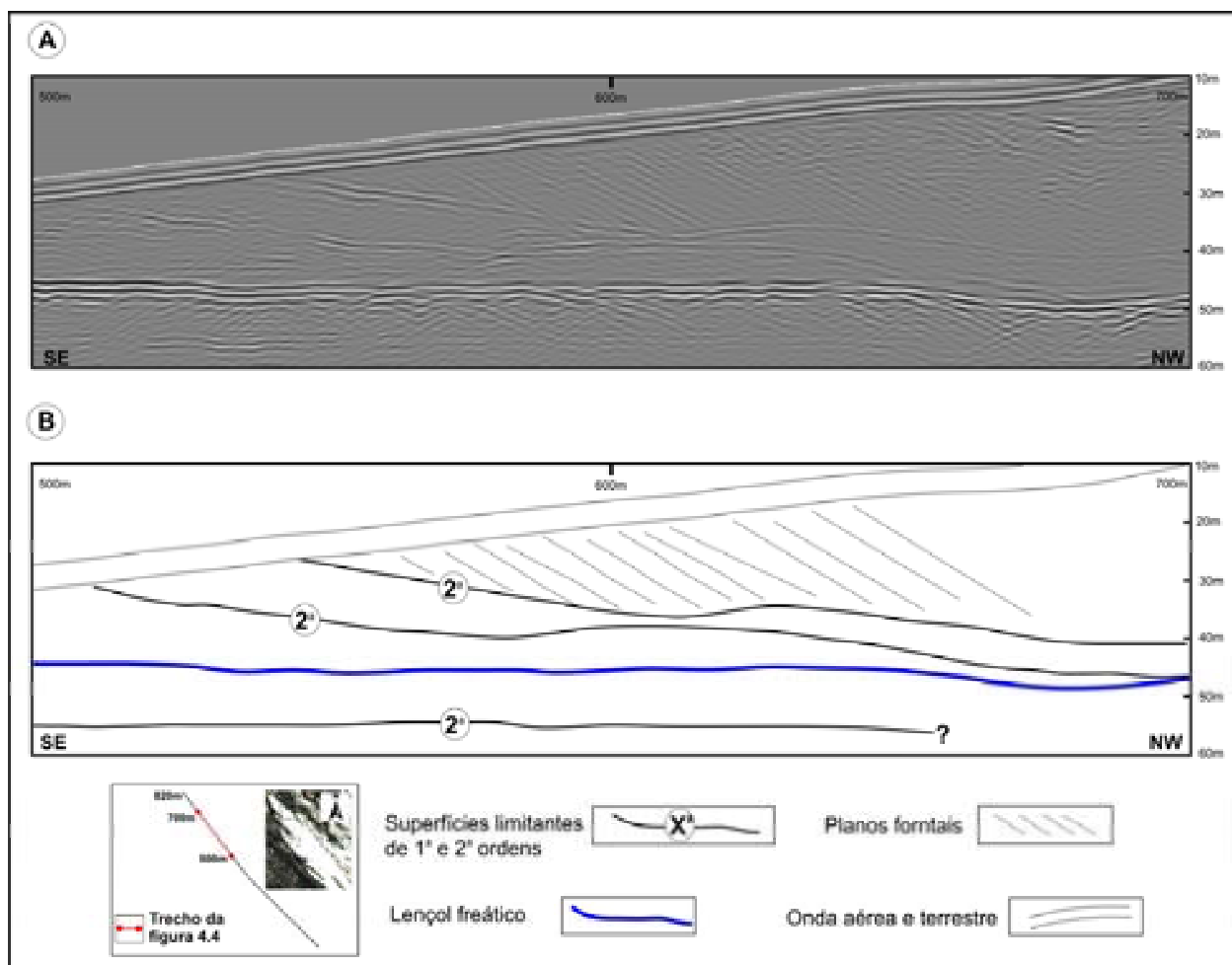


Figura 4.4: A) Trecho de 500 a 700 metros da linha L0 e B) respectiva interpretação. Os pacotes eólicos são limitados por superfícies de 2ª ordem e atingem espessura de 25 metros nos 700 metros do perfil na horizontal. Observar a migração de formas de leito, os quais podem indicar diferentes pulsos de sedimentação.

Os planos frontais (*foresets*) apresentam inclinação relativamente alta, variando de 25 à 30°. A terminação dos refletores é em *downlap* com a base e truncamento erosional com o topo. A partir dos 700 metros, não é possível delimitar os planos frontais e prováveis superfícies limitantes, já que o perfil perde a resolução.

4.2.2 Linha de referência (LR) levantada com antenas de 100 e 200 MHz (Abril de 2005)

A linha de referência (LR), com extensão de 970 metros, inicia numa região mais plana, passando pelo corredor do *blowout* e finalizando a sotavento da duna de *blowout*, com diferença de cota em torno de 58 metros. O objetivo do levantamento da LR com antenas de 100 e 200 MHz foi o de aliar resolução *versus* profundidade, uma vez que as antenas de 200 MHz apresentam melhor resolução em relação às antenas de 100 MHz, porém a profundidade de penetração do sinal é menor, se comparado com as antenas de 100 MHz. Assim, a descrição será feita de uma maneira geral, sendo apresentados trechos da LR com a frequência mais adequada para o que se pretende chamar a atenção. Nos anexos 2 e 3, a LR com antenas de 100 e 200 MHz pode ser visualizada na sua forma integral. A profundidade de investigação foi em média de 23 metros para as antenas de 100 MHz e de 13 metros para as antenas de 200MHz.

No início da linha, até a distância de 300 metros, é observado um padrão de refletores paralelos, porém, devido à baixa profundidade de penetração, é possível identificar apenas uma superfície de 2ª ordem, a qual estaria delimitando pacotes eólicos de geometria tabular. Como já citado no item 4.2.1, estes refletores são atribuídos a depósitos de lençóis de areia.

O lenço freático pode ser visualizado até a distância de 450 metros (a partir do início do perfil), onde neste local, é sobreposto por acumulações eólicas com espessuras de aproximadamente 12 metros. Existe uma diferença no padrão de reflexão dos depósitos situados acima e abaixo do lençol freático. Abaixo do lençol freático, são observados os refletores plano-paralelos anteriormente citados, relacionados a lençóis de areia. Acima do lençol freático, são observados refletores montiformes. Geologicamente, essas reflexões podem estar associadas a pequenos montículos de areia vegetados (p.ex. *coppice* dunas), que foram soterrados durante épocas de ventos mais fortes, preservando sua forma original. Estas pequenas acumulações são bastante frequentes na área estudada (Figura 4.5). Refletores montiformes em depósitos eólicos já foram mencionados na literatura, sendo também atribuídos à topografia pré-existente (Botha *et al.*, 2003; Havholm *et al.*, 2003). Porém, não deve ser descartada a idéia de que estes refletores podem estar relacionados a artificios em subsuperfície responsáveis pela formação de hipérboles, como a presença de troncos ou outros objetos soterrados. Em torno de 500 metros, são visualizados pacotes eólicos correspondentes à migração de formas de leito, limitados por

superfícies de 2ª ordem. O ângulo de inclinação dos planos frontais é em média 25°. A geometria dos depósitos é em cunha, com espessura máxima de 10 metros (Figura 4.6).



Figura 4.5: Montículos de areia com tufo de vegetação presentes na área estudada, os quais podem corresponder em subsuperfície aos refletores montiformes identificados nos radargramas.

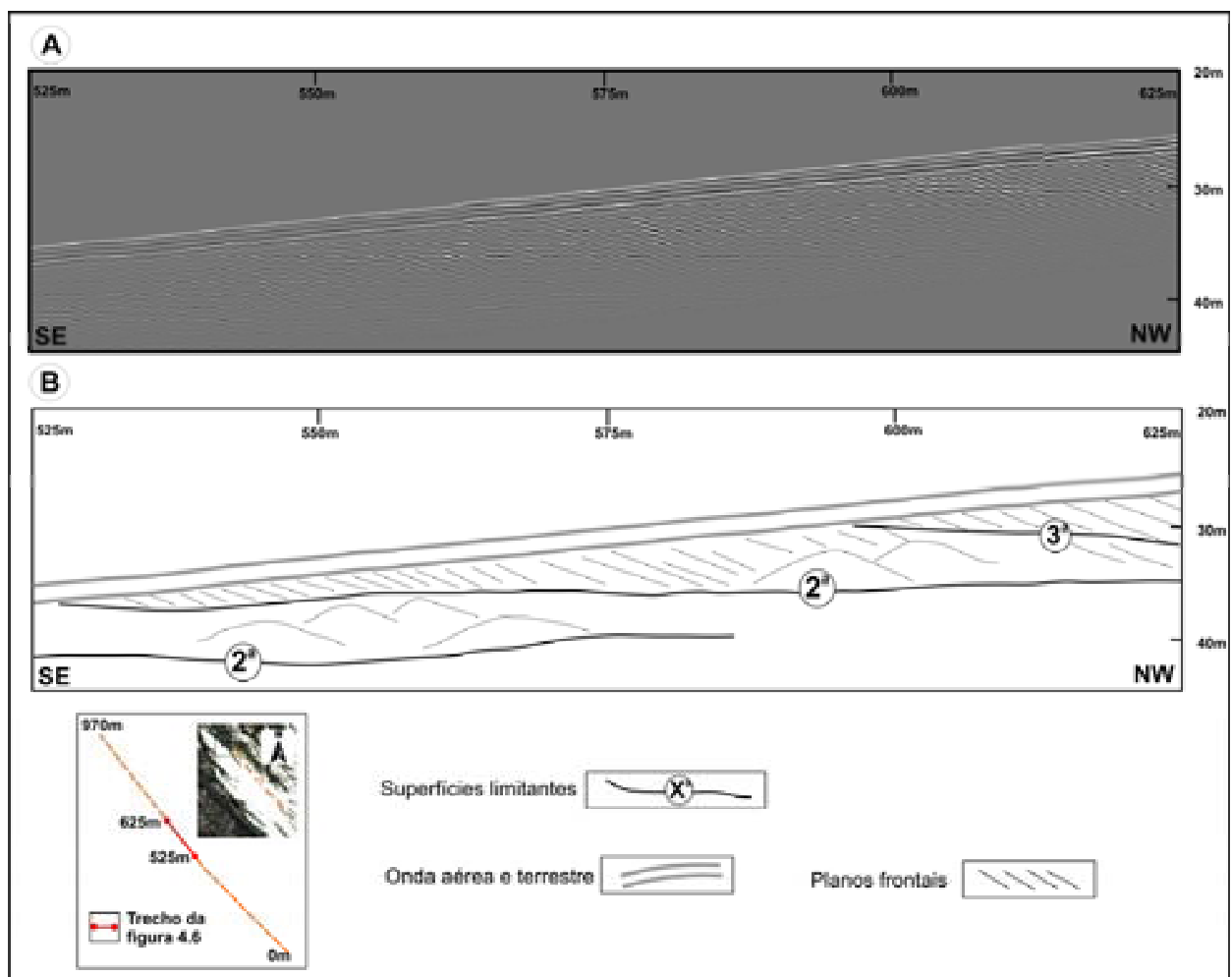
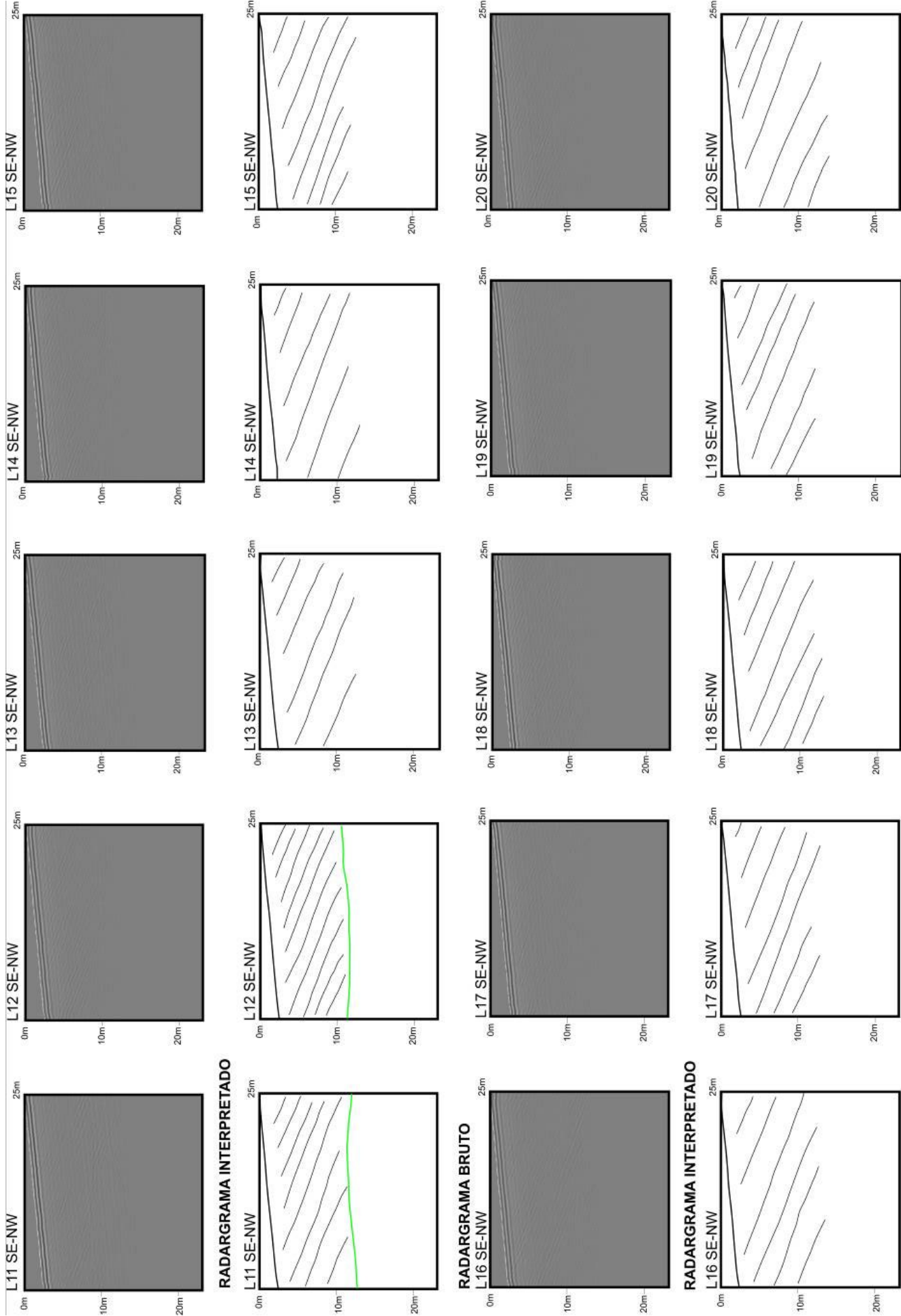


Figura 4.6: A) Trecho de 525 a 625 metros da linha LR com antenas de 200 MHz e B) respectiva interpretação. Notar a presença dos refletores montiformes ao longo do perfil.

A partir dos 725 metros, podem ser evidenciados, pelo menos quatro pulsos de sedimentação distintos, limitados na base e topo por superfícies limitantes de 2ª ordem. Apresentam internamente planos frontais com mergulhos variando de 11° a 20° em direção à NW do perfil e podem ser observadas superfícies de 3ª ordem (ou superfícies de reativação), as quais correspondem a eventos de curta duração que permite o retrabalhamento da face de avalanche do depósito eólico (Figura 4.7).

A partir de aproximadamente 825 metros de distância do início do perfil e nos primeiros metros de profundidade, são observados refletores plano-paralelos a subparalelos, limitados na base por uma superfície de 2ª ordem. Apresentam terminação em *onlap* com o limite inferior e truncamento erosional com o limite superior. Como esta parte do radargrama está situada na duna de *blowout*, este pacote eólico representa depósitos de retrabalhamento da crista da duna de *blowout*, uma vez que a expansão de um *blowout* na direção principal do vento se dá dessa



Prancha 4.7: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações.

forma, como enfatizado no capítulo III. A espessura máxima deste retrabalhamento é de 5 metros, com geometria em cunha (Figura 4.8).

Abaixo da superfície limitante de 2ª ordem, é evidenciado outro pulso de sedimentação, com planos frontais bem definidos e ângulos de mergulho em torno de 20°. Internamente, também são evidenciadas superfícies limitantes de 3ª ordem.

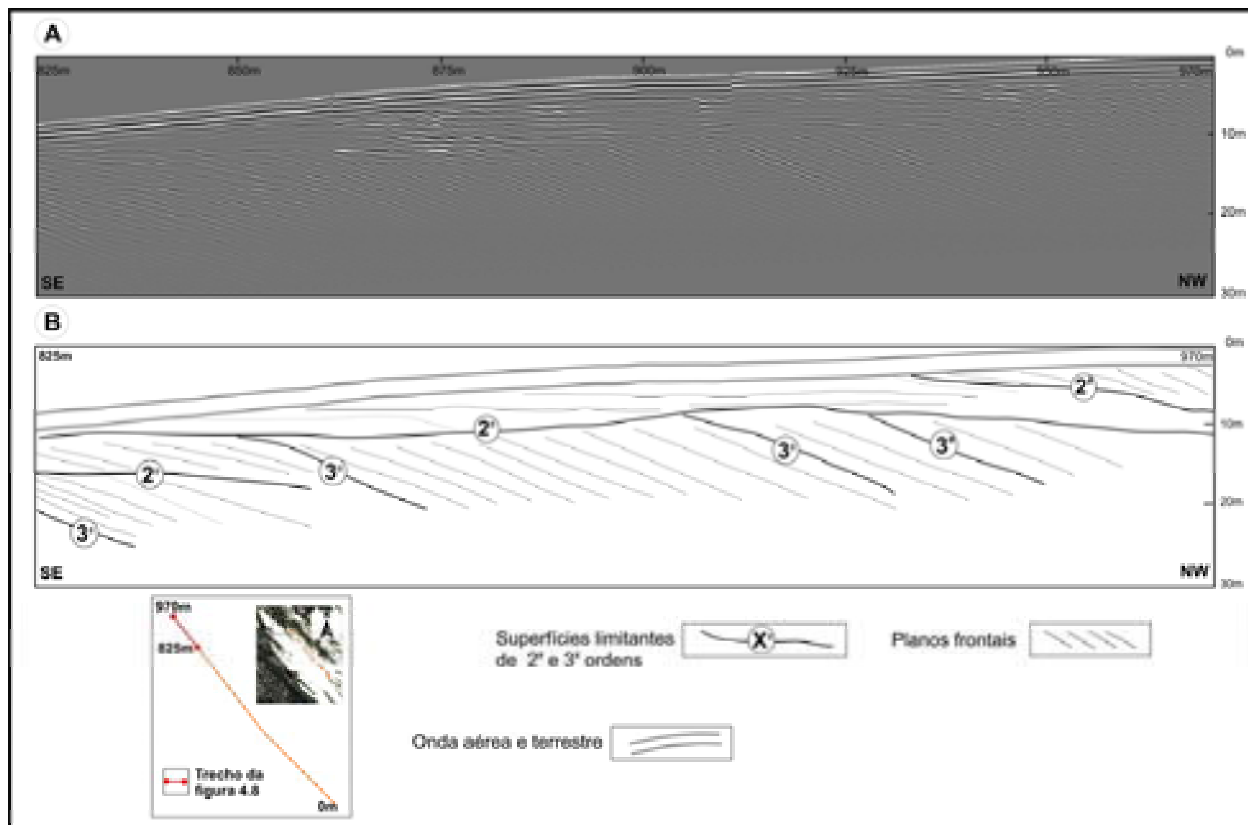


Figura 4.8: A) Trecho de 825 a 970 metros da linha LR com antenas de 100 MHz e B) respectiva interpretação. Observar os refletores plano-paralelos limitados na base por uma superfície limitante de 2ª ordem, os quais representam depósitos de retrabalhamento da crista da duna de *blowout*.

4.2.3. Malha de detalhe (Abril de 2005)

Com base na visualização dos radargramas de 100 e 200 MHz, foi escolhida uma seção para realizar levantamentos de detalhe, com a aquisição de duas malhas utilizando antenas de 100 (totalizando 12 perfis levantados, eqüidistantes 6m um do outro; pranchas 4.1 e 4.2) e 200 MHz (25 perfis levantados, eqüidistantes 1m um do outro; pranchas 4.3 a 4.8; Figura 4.9). Os perfis (com extensão de 25 metros cada) foram levantados tanto paralelamente quanto perpendicularmente à direção do vento principal. A profundidade de penetração para as linhas de 100 MHz foi em média de 14 metros e para as linhas de 200 MHz em torno de 25 metros. Os melhores resultados foram adquiridos com as linhas de 100 MHz, uma vez que os principais

refletores estão mais bem definidos, e por terem atingido uma maior profundidade foi possível identificar o lençol freático, que localmente está a 22 metros em subsuperfície.

A interpretação dos radargramas orientados perpendicularmente à direção do vento principal (pranchas 4.1, 4.3, 4.4 e 4.5) permitiu a identificação de três refletores bastante proeminentes. Os dois primeiros refletores, os quais apresentam ângulo de inclinação de 20° , são interpretados como superfícies limitantes de 2ª ordem. Este ângulo de inclinação é esperado, uma vez que o perfil está orientado numa seção perpendicular ao vento principal.

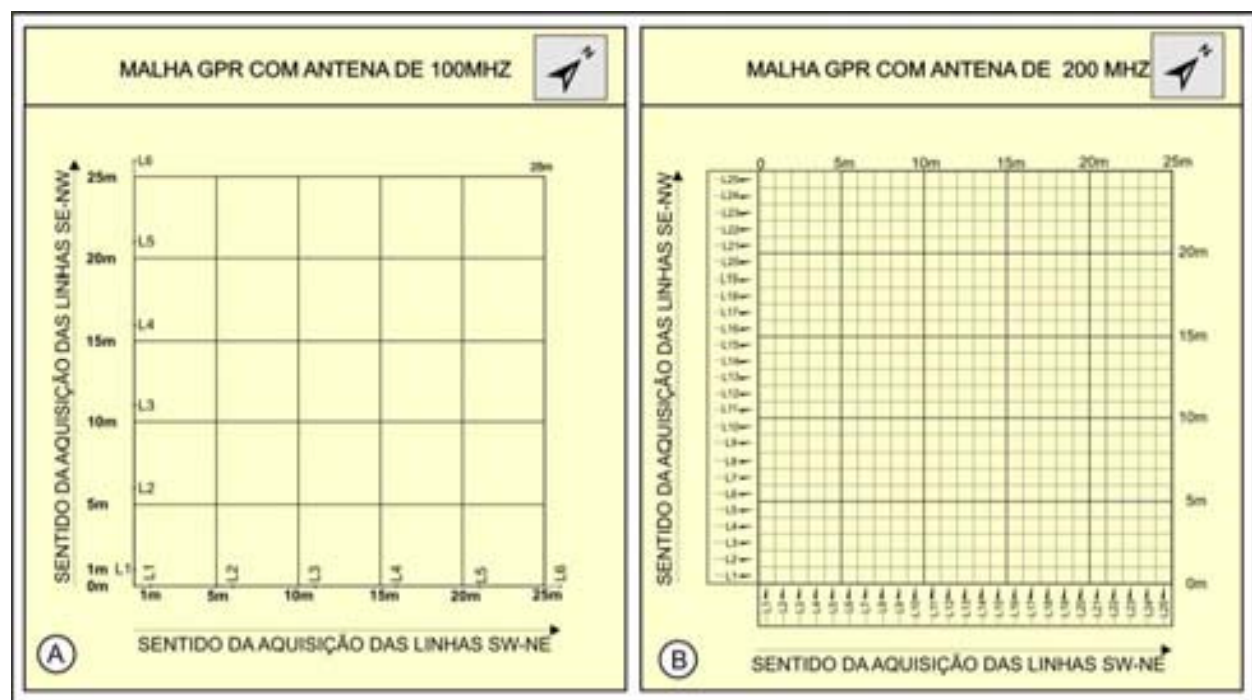
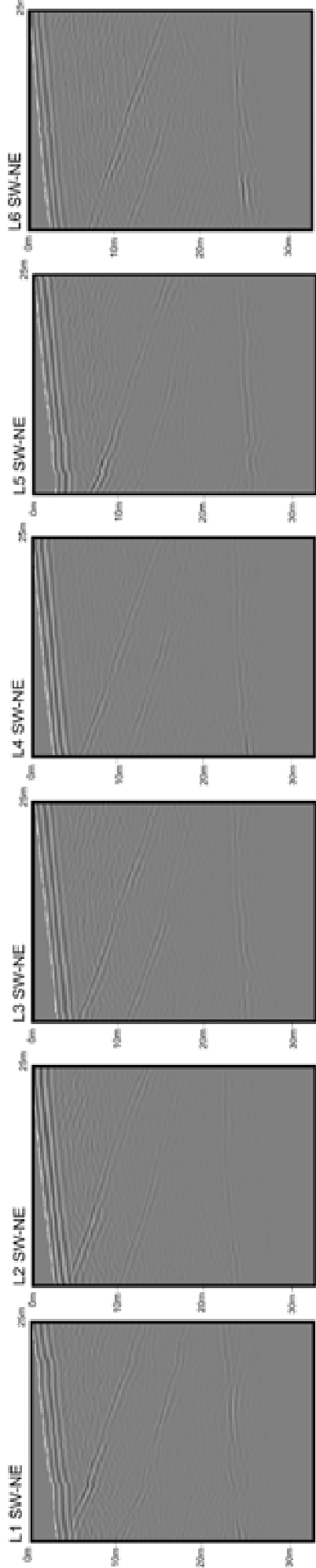


Figura 4.9: Representação esquemática das linhas de detalhe obtidas segundo malha regular a) com antena de 100 MHz e b) com antena de 200 MHz.

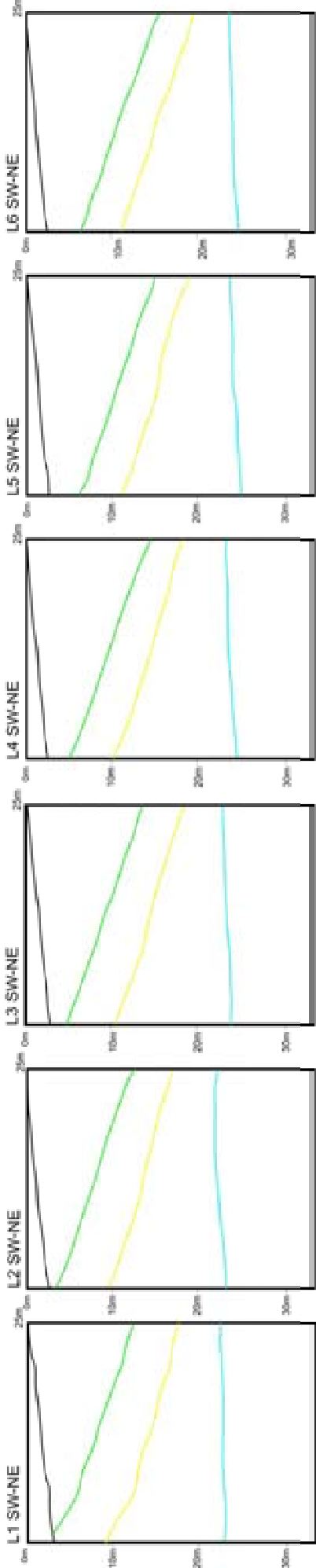
Como o truncamento da forma de leito não foi imageado, não é possível definir com precisão a geometria do corpo sedimentar, porém, é de se esperar uma forma tabular ou em cunha, com espessura máxima em torno de 6 metros. O refletor mais profundo, de comportamento subparalelo é atribuído ao lençol freático local.

Já as linhas orientadas paralelamente à direção do vento principal apresentam, em sua maioria, conjuntos de refletores inclinados (em torno de 20°), os quais representam os planos frontais (*foresets*) da acumulação eólica (pranchas 4.2, 4.5, 4.6 e 4.7). Em alguns destes perfis, podem ser delimitados refletores subparalelos, os quais estão relacionados às superfícies de 2ª ordem definidas nas linhas de 200 MHz.

RADARGRAMAS BRUTOS

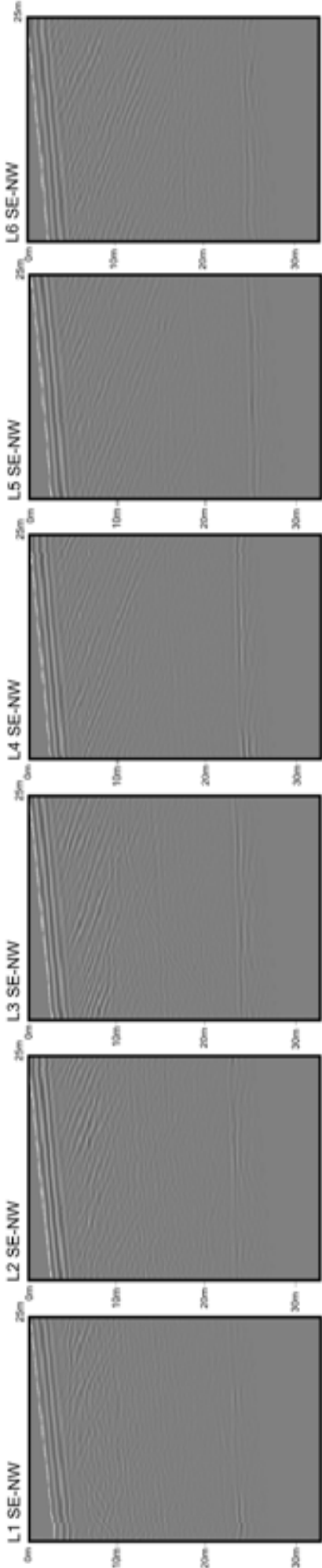


RADARGRAMAS INTERPRETADOS

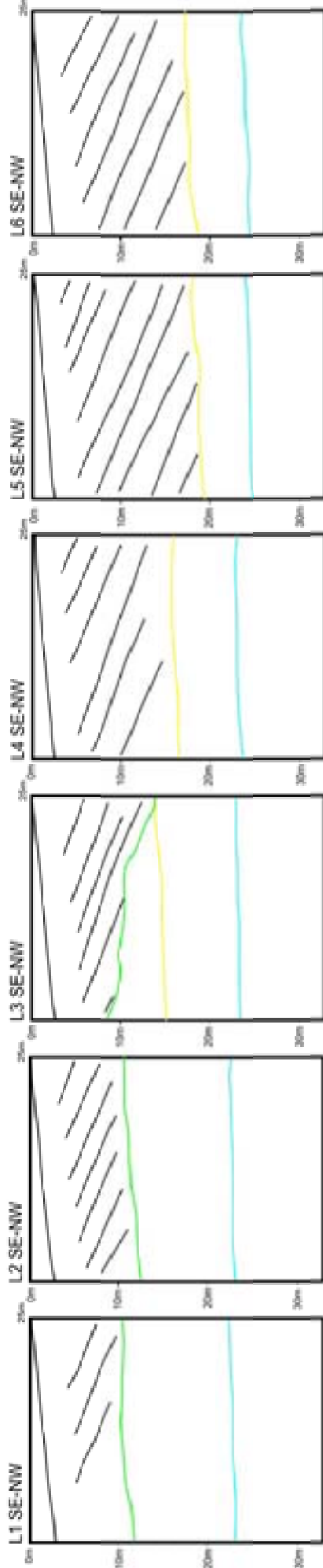


Prancha 4.1. Malha levantada com antena de 100MHz. Perfis geofísicos perpendiculares à direção principal do vento (SW-NE) e suas respectivas interpretações. Os refletores verde e amarelo representam superfícies de 2ª ordem e o refletor azul corresponde ao lençol freático local, o qual atinge profundidade de aproximadamente 22 metros.

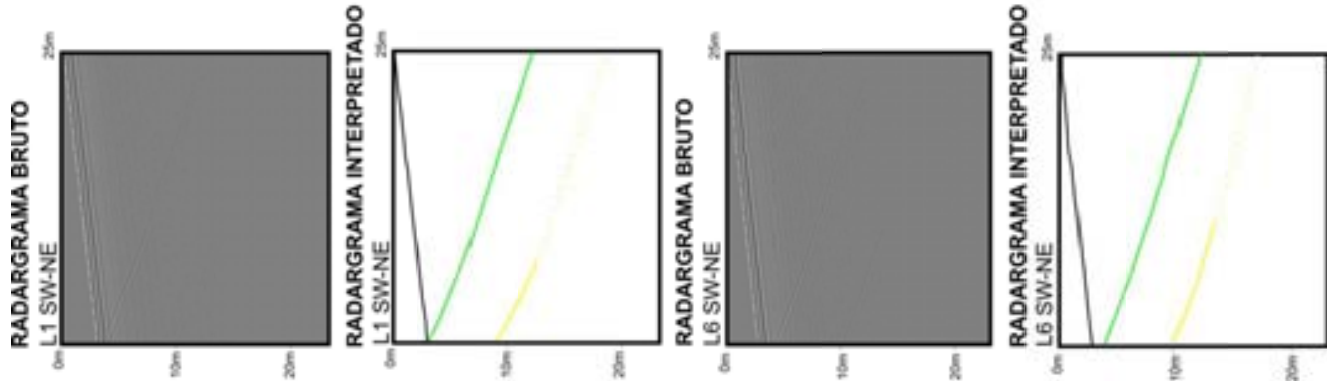
RADARGRAMAS BRUTOS



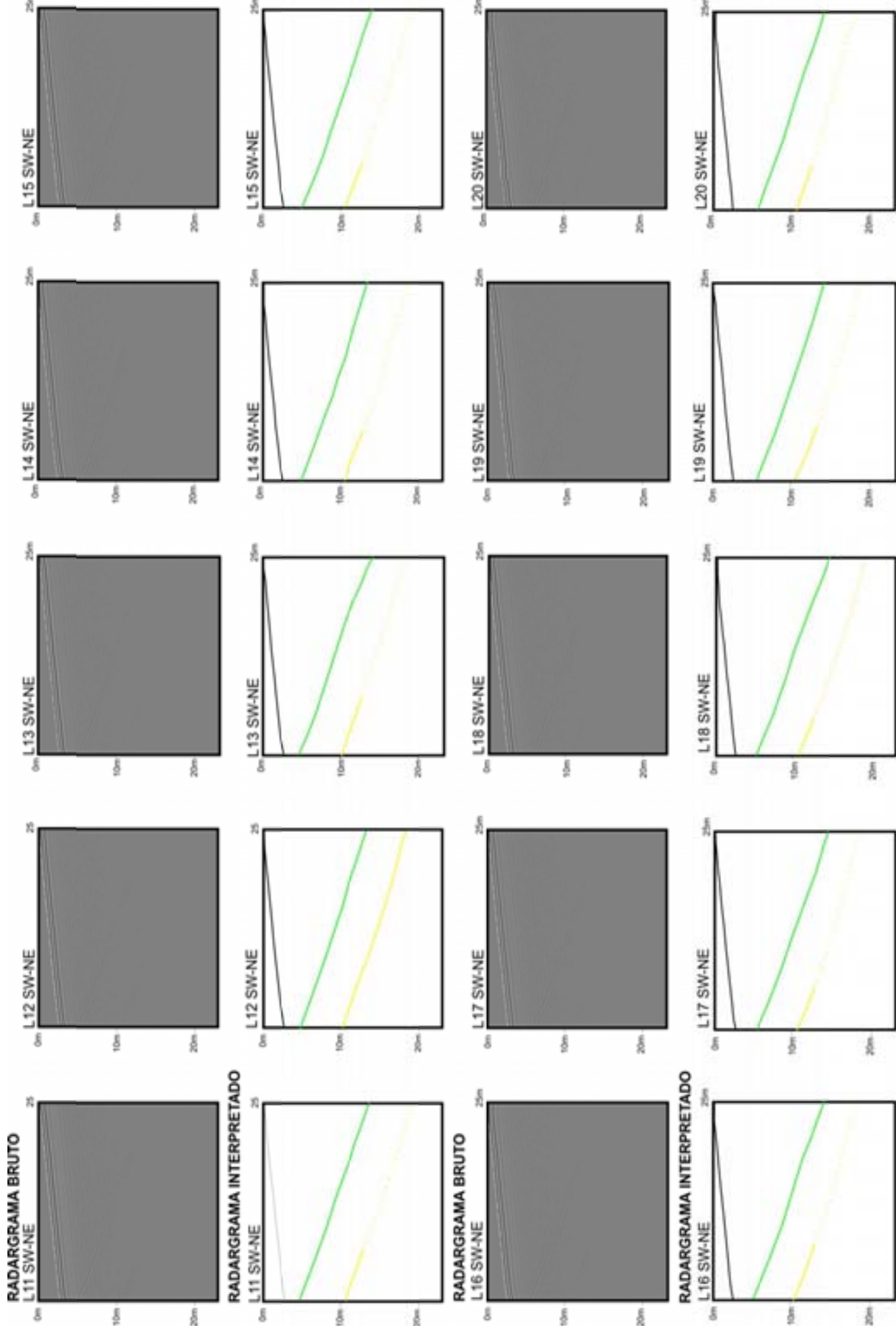
RADARGRAMAS INTERPRETADOS



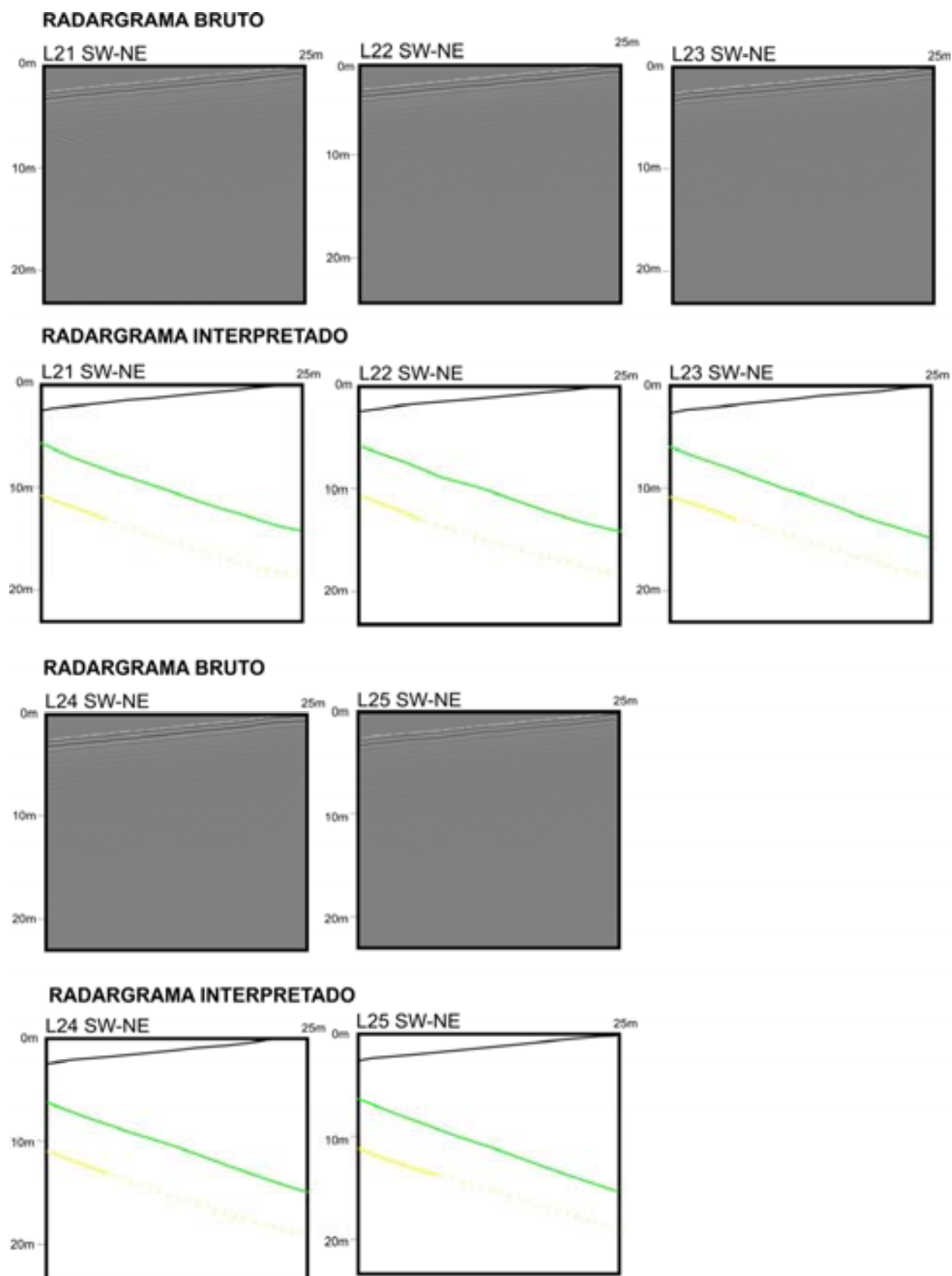
Prancha 42: Malha levantada com antena de 100MHZ. Perfis geofísicos paralelos à direção principal do vento (SE-NW) e suas respectivas interpretações. Os refletores verde e amarelo representam superfícies de 2ª ordem e o refletor azul corresponde ao lençol freático local, o qual atinge profundidade de aproximadamente 22 metros.



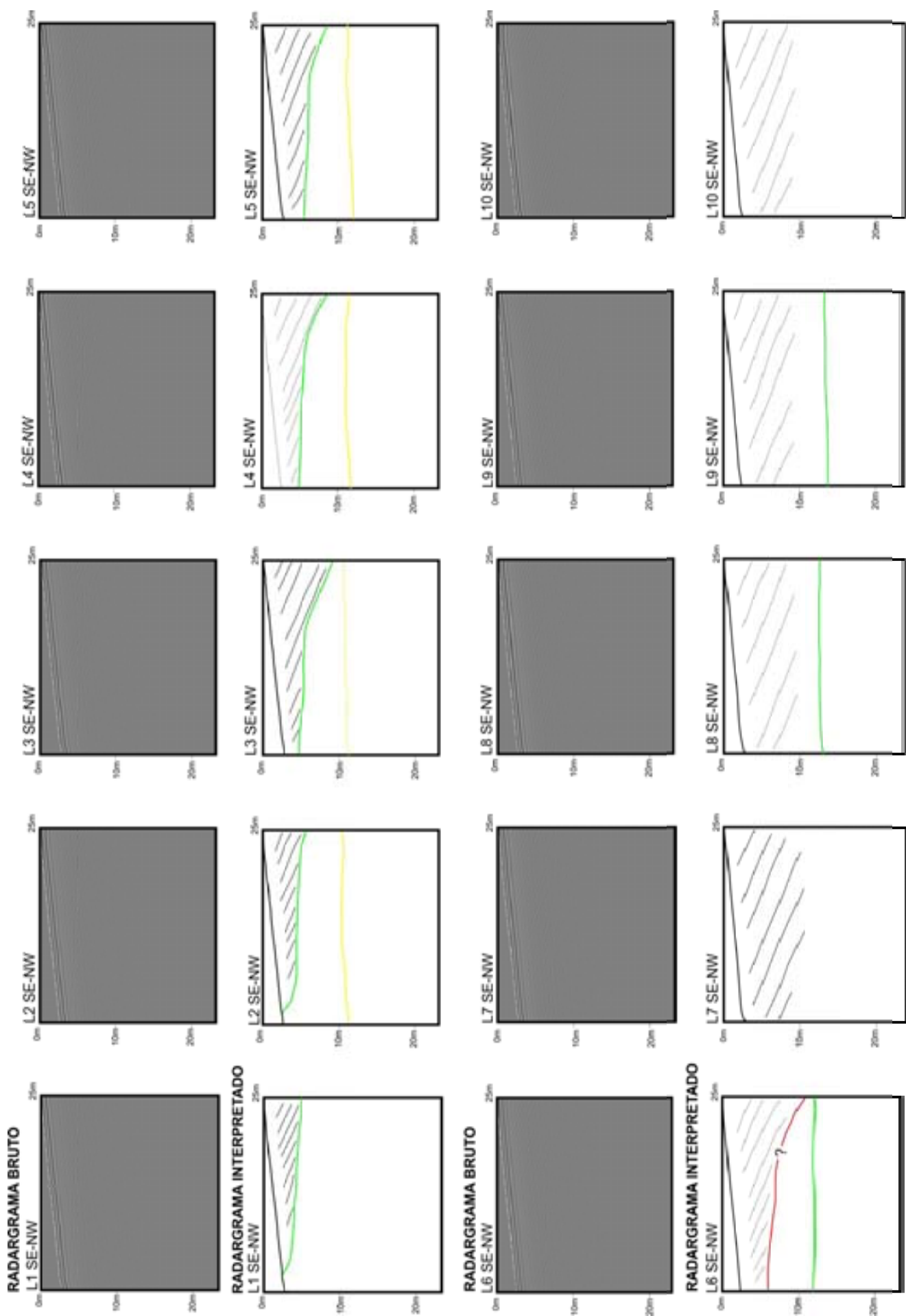
Prancha 4.3: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos perpendiculares à direção principal do vento (SW-NE) e suas respectivas interpretações. Os refletores verde e amarelo representam superfícies de 2º ordem.



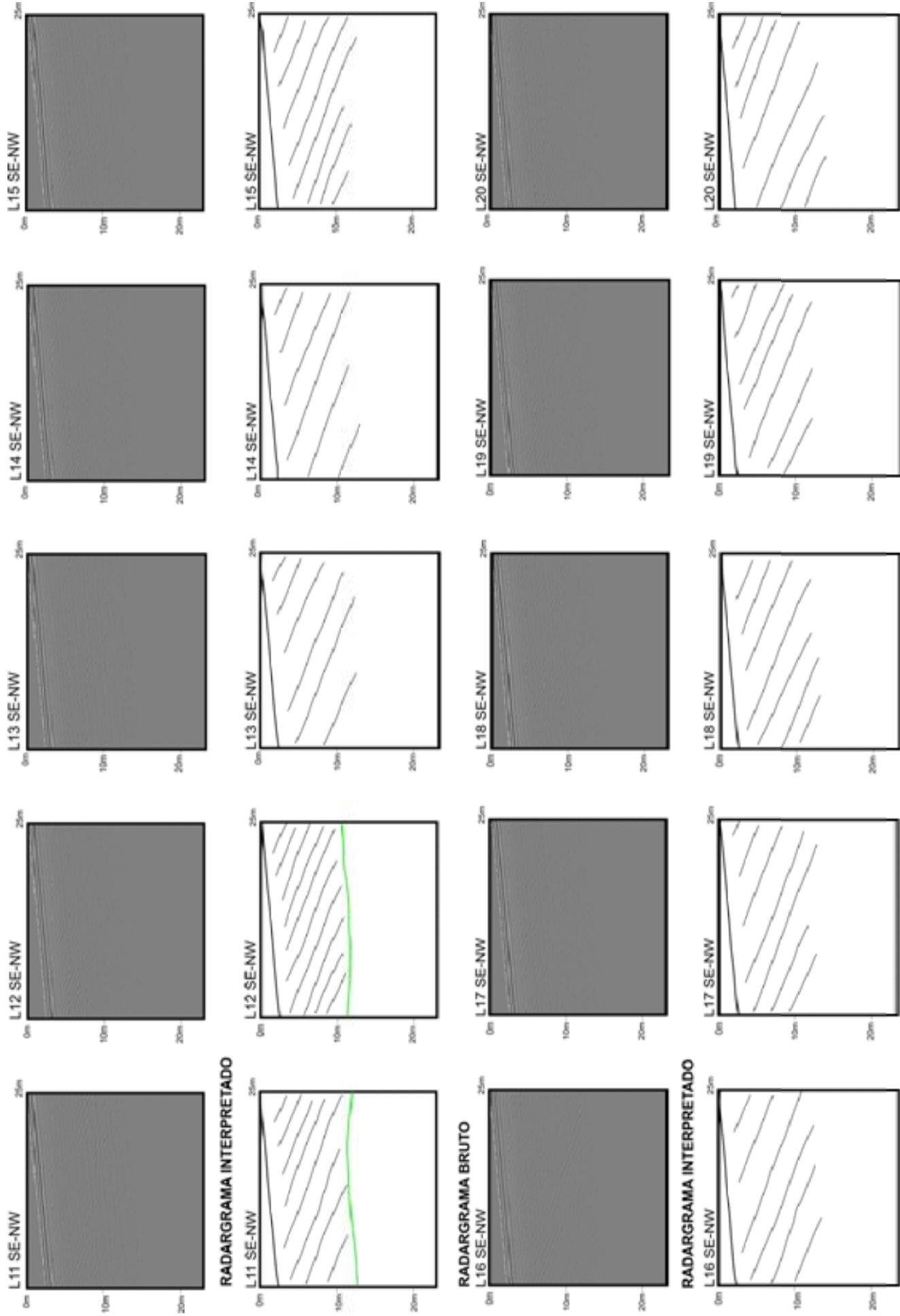
Prancha 4.4: Malha levantada com antena de 200MHz. Pertis geofísicos perpendiculares à direção principal do vento (SW-NE) e suas respectivas interpretações. Os refletores verde e amarelo representam superfícies de 2ª ordem.



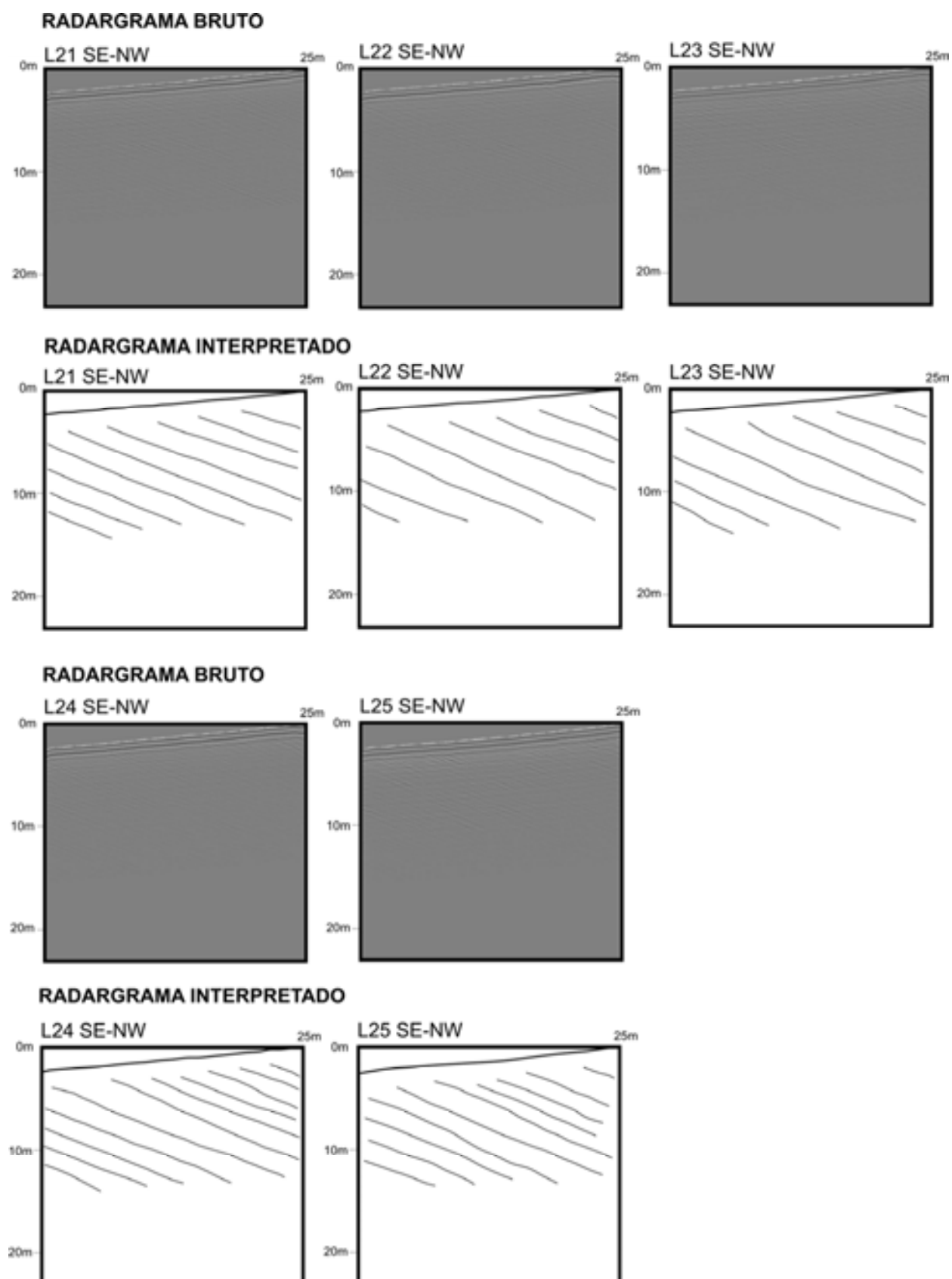
Prancha 4.5: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos perpendiculares (SW-NE) à direção principal do vento e suas respectivas interpretações. Os refletores verde e amarelo representam superfícies de 2ª ordem.



Prancha 4.6: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações. O refletor vermelho não tem correlação com os outros perfis.



Prancha 4.7: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações.



Prancha 4.8: Malha levantada com antena de 200MHz. Perfis geofísicos paralelos à direção do vento principal (SE-NW) e suas respectivas interpretações.

4.2.4 Linhas de 25MHz (Abril de 2005)

Como já citado anteriormente, três linhas foram levantadas com antenas de 25 MHz, apresentando extensão de 50m cada, ao longo da linha de referência (para localização, ver figura 4.2). O primeiro segmento, partindo dos 80 metros iniciais da LR e se estendendo até 130 m a noroeste da mesma, está situado numa região onde predominam refletores paralelos a subparalelos, com profundidade de penetração do sinal em torno de 50 metros (Figura 4.10).

Os pacotes eólicos são limitados no topo e na base por superfícies de 2ª ordem, as quais são representadas por refletores mais marcantes. Como já enfatizado anteriormente, o padrão de reflexão subparalelo a paralelo no contexto geológico aqui apresentado está associado a lençóis de areia (*sand sheets*). O lençol freático neste perfil está a uma profundidade de aproximadamente 2 metros e sua expressão praticamente coincide com a reflexão proveniente da onda aérea.

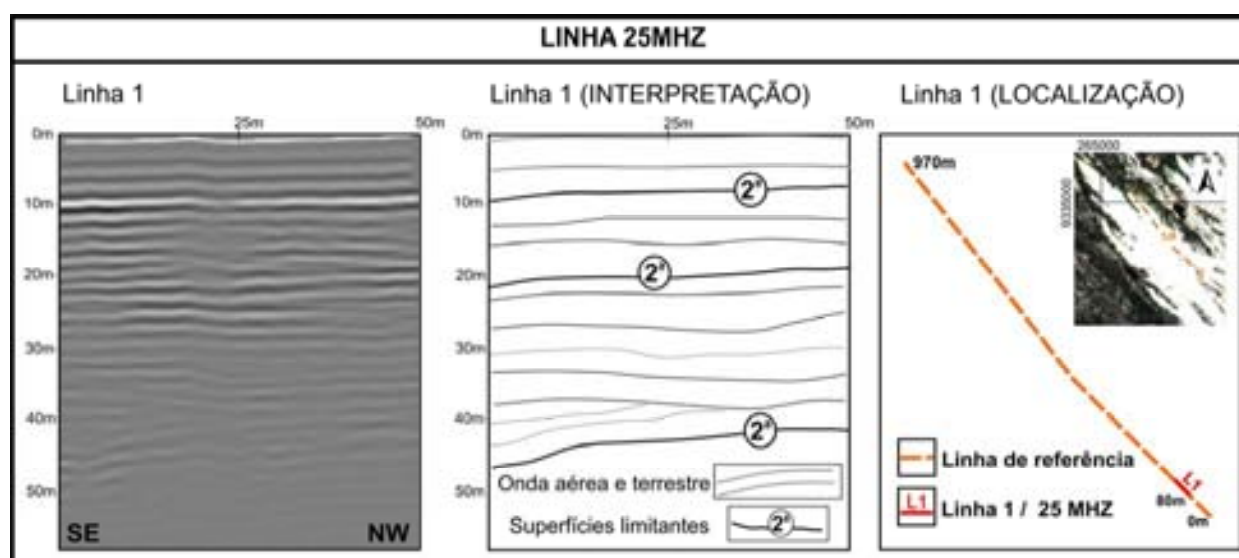


Figura 4.10: Linha 1; Antena de 25 MHz.

O segundo segmento, partindo de 494 metros até 544 metros da LR, também é caracterizado por refletores paralelos a subparalelos, atingindo uma profundidade em torno de 70 metros (Figura 4.12). Como as antenas de 25 MHz permitem atingir alta profundidade de investigação, porém, com baixa resolução, não é possível distinguir dentro dos pacotes limitados por superfícies de 2ª ordem, unidades de menor hierarquia. Um maior detalhamento dos metros iniciais pode ser visualizado nas linhas de 100 e 200 MHz. O lençol freático, neste caso, encontra-se em torno de 18 metros de profundidade. A geometria dos pacotes é em geral tabular, com espessuras atingindo até 30 metros de espessura.

O terceiro segmento (Figura 4.12), que vai dos 494 metros até 544 metros da LR, atingiu 100 m de profundidade, porém apenas acima dos 50 metros o perfil apresenta melhor resolução e, portanto, com subsídios para a interpretação geológica. O perfil apresenta um *set* de estratificações cruzadas com espessura em torno de 30 metros, cujos planos frontais (*foresets*) apresentam ângulos de mergulho variando de 22 a 26° e estão limitados por superfície de 3ª ordem. Este pacote é limitado no topo pela topografia e na base por uma superfície de 2ª ordem. Em torno de 35 metros de profundidade, foi possível definir uma geometria em cunha progradante.

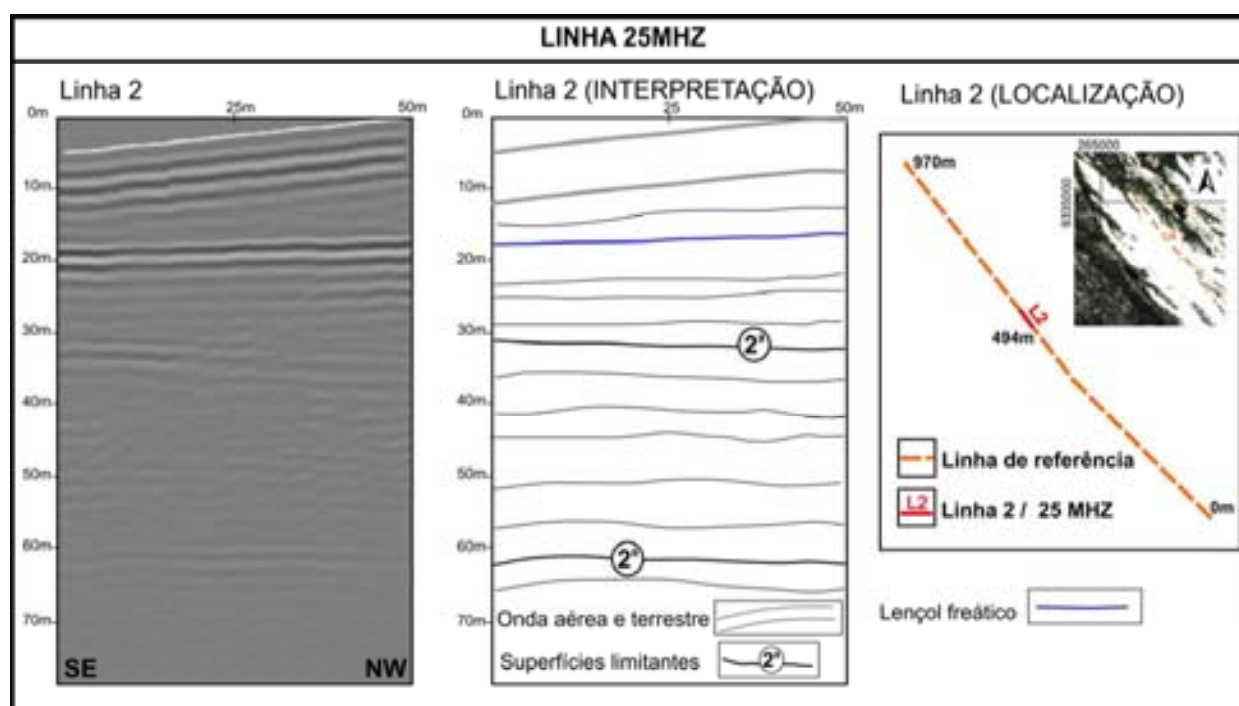


Figura 4.11: Linha 2, Antena de 25 MHz.

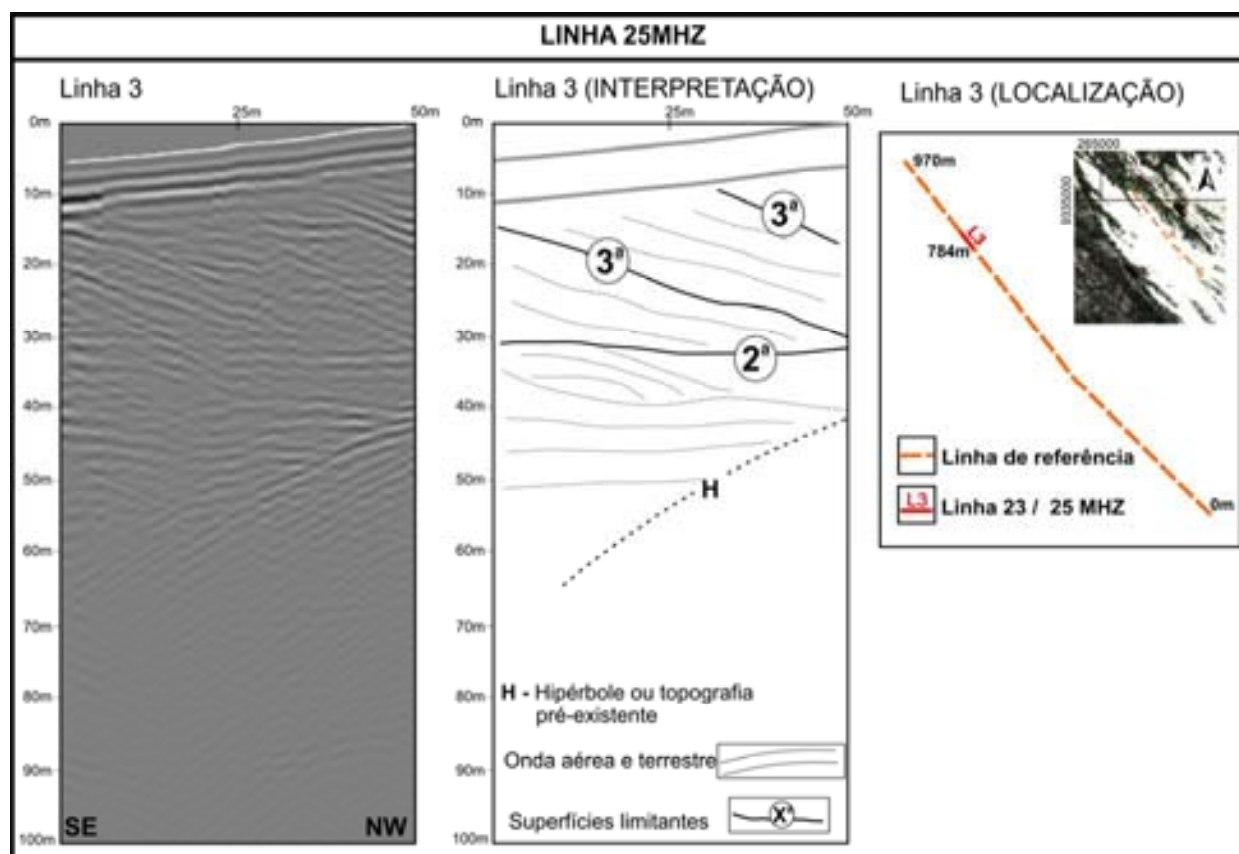


Figura 4.12: Linha 3; Antena de 25 MHz.

Parte de uma hipérbole foi imageada na linha 3 (a aproximadamente 40 metros de profundidade), a qual pode ser atribuída a um objeto enterrado, como raízes ou tronco de cajueiros. Esta feição poderia ser confundida com uma superfície de 3ª ordem, por exemplo, mas a inclinação contrária deste refletor em relação aos demais, os quais indicariam uma migração no sentido inverso à direção do vento principal, descarta esta hipótese.

4.3 Modelagem geológica tridimensional

Inicialmente, para a entrada das informações no Gocad e posterior geração do Modelo Digital do Terreno, os dados adquiridos com o GPS geodésico (coordenadas x, y e z, Figura 4.13a) foram importados para o *software* como *Point Sets* (um conjunto de pontos que não apresentam ligações entre si) para posteriormente serem criadas as *Surfaces* (superfícies definidas por uma malha de triângulos, gerada a partir da interpolação). As gradações topográficas do relevo são indicadas por uma paleta de cores (escolhida no *software*) onde o vermelho representa as maiores altitudes e o amarelo/marrom as menores altitudes (Figura 4.13b).

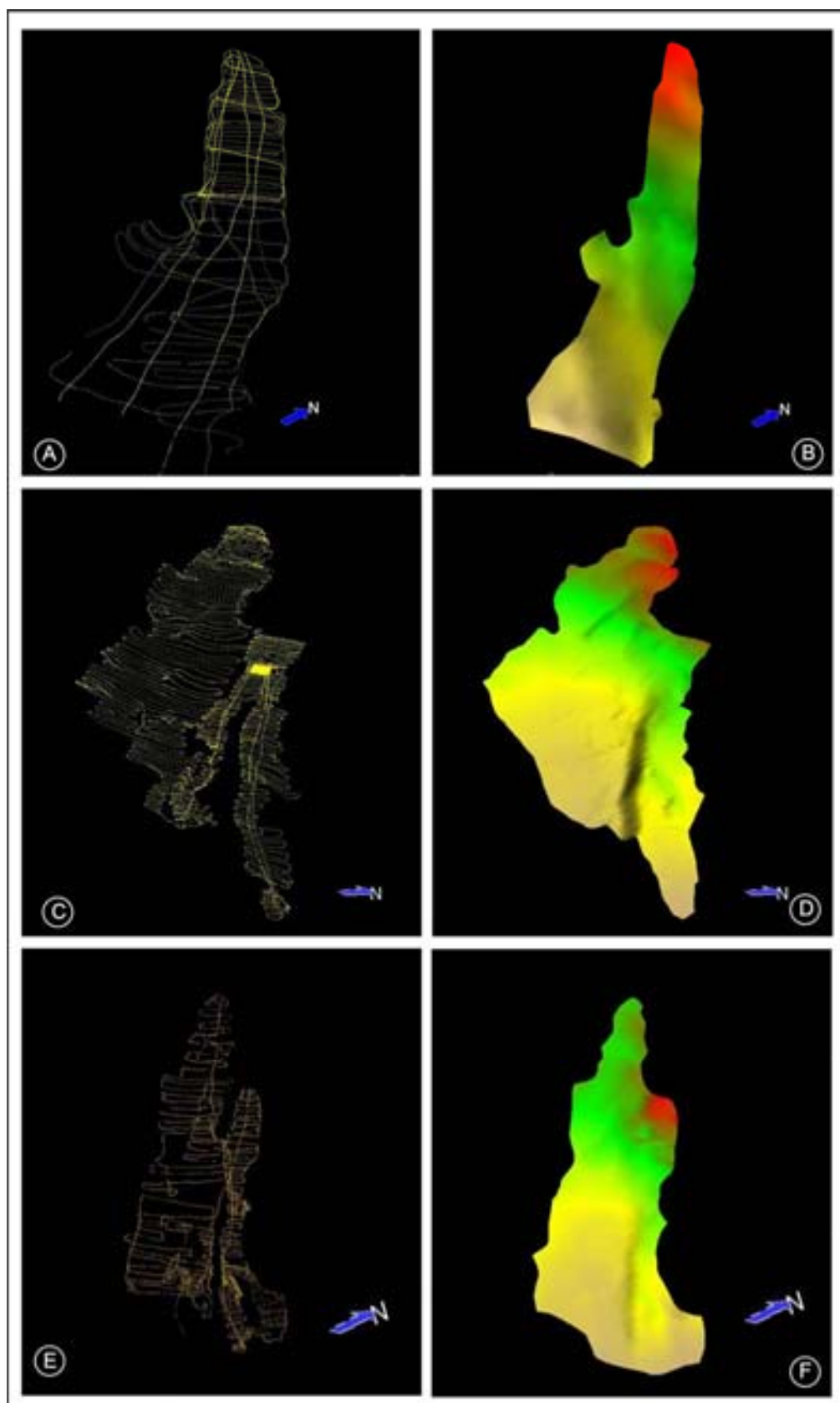


Figura 4.13: Modelagem geológica no *software* Gocad. A, C e E) Visualização dos pontos coletados para a superfície externa adquirida em maio de 2004, abril de 2005 e outubro de 2005 respectivamente. Os pontos mais adensados visualizados em C, formando um quadrado, correspondem à localização da malha regular obtida com antenas de 100 e 200 MHz. B, D e F) Superfície modelada em maio de 2004, abril de 2005 e outubro de 2005 respectivamente. A cor amarela, que representa altitudes menores, caracteriza o corredor do *blowout*. Já as cores verde e vermelha, representam regiões mais altas, em direção à duna de *blowout*.

Com a superfície externa concluída, partiu-se para o geoposicionamento dos perfis de GPR, a partir da técnica *Drape*, que rebate para um plano tridimensional as informações adquiridas em duas dimensões (Figura 4.14a, 4.14b e 4.15). As interpretações da geometria interna foram realizadas com a geração de *Curves* (segmentos conectados ou não entre si, que correspondem à ligação entre dois pontos) e posterior obtenção de *Surfaces*, que geologicamente representam superfícies limitantes. A figura 4.16 ilustra a malha de 100 MHz, onde as superfícies limitantes modeladas correspondem a superfícies de 2^a ordem.

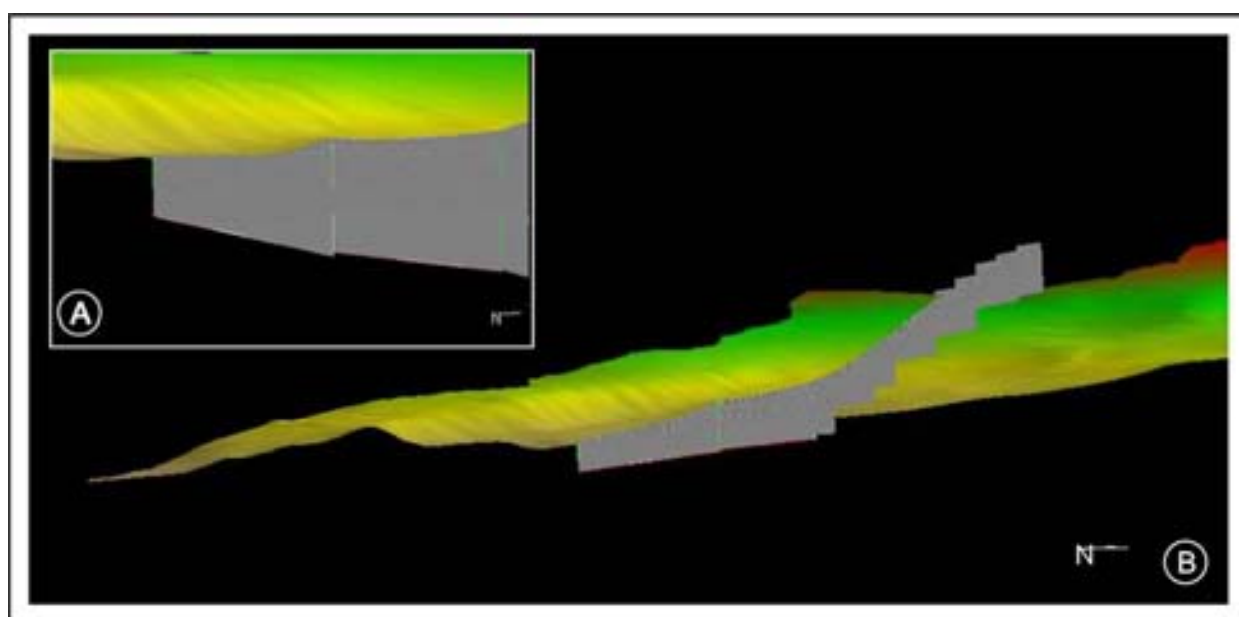


Figura 4.14: Modelagem geológica no *software* Gocad. A) e B) Visualização da linha de 100 MHz em ambiente virtual.

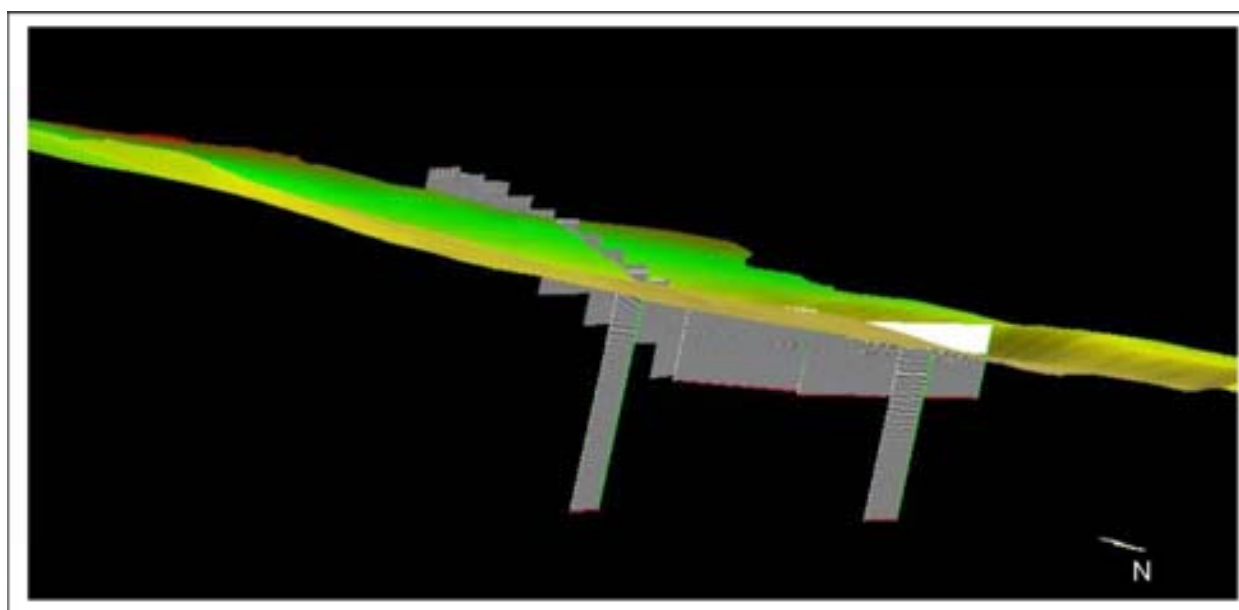


Figura 4.15: Modelagem geológica no *software* Gocad. Visualização das linhas de 100 e 25 MHz em ambiente virtual.

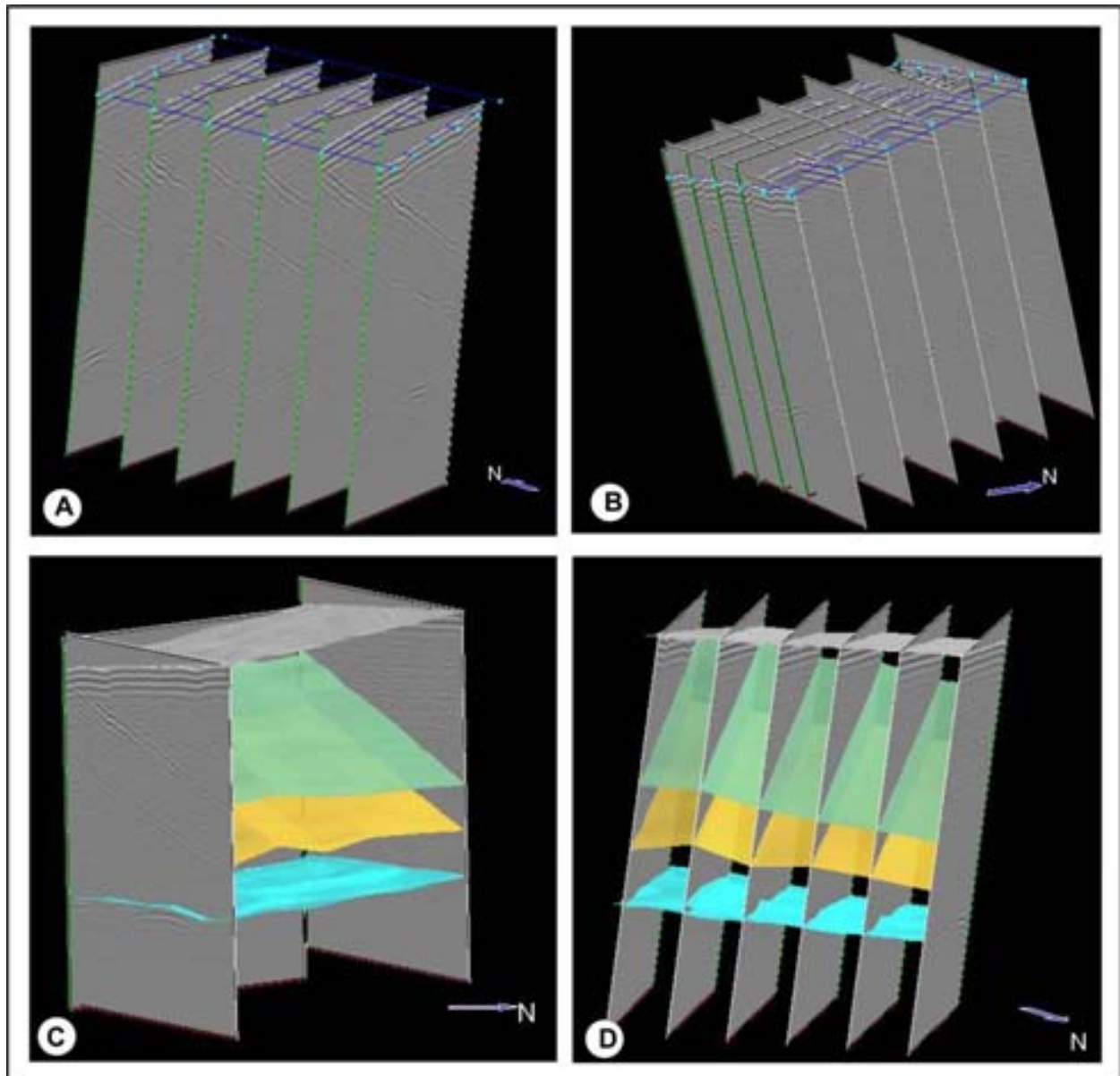


Figura 4.16: Malha de 100MHz modelada tridimensionalmente no *software* Gocad. A e B: Linhas de 100 MHz geoposicionadas sem interpretação. C: Determinação das três superfícies geológicas, com visualização para as linhas SW-NE. D: Neste caso, linhas NW-SE visualizadas. A superfície cinza clara corresponde à topografia, verde e amarela representam superfícies de 2ª ordem e a azul corresponde ao lençol freático.

4.4 Discussão

As reflexões do sinal de GPR estão diretamente ligadas ao acamamento dos depósitos sedimentares, o qual é distinguido graças a pequenas mudanças texturais, relacionadas à composição, tamanho, forma, orientação e empacotamento dos grãos e principalmente à presença de minerais pesados. Este fato é bastante documentado na literatura (van Dam *et al.*, 2003 e Neal, 2004).

Assim, como constatado nesta pesquisa, os padrões das reflexões observados estão geneticamente associados a cada tipo de depósito eólico, onde, por exemplo, refletores paralelos a subparalelos com geometria tabular relacionam-se a depósitos de lençóis de areia. Estes

depósitos são marcados por superfícies limitantes de 2ª ordem, as quais são representadas por reflexões mais proeminentes, também subparalelas e indicativas de diferentes pulsos de sedimentação. Sabe-se que cada geração de duna apresenta correlação com as flutuações do nível relativo do mar, sendo de grande valia a obtenção de datações para uma melhor compreensão acerca da evolução do sistema de dunas analisado.

Porém, refletores paralelos a subparalelos exibindo geometria em cunha (definida por superfícies limitantes de 2ª ordem) estão relacionados a depósitos de retrabalhamento da crista de duna de *blowout*, os quais correspondem ao processo evolutivo natural de um *blowout*.

Já os refletores progradacionais, com inclinação entre 20-29°, são atribuídos aos planos frontais de migração das dunas. Estes pacotes de refletores correspondem ao cavalgamento de depósitos eólicos, os quais provavelmente indicam diferentes gerações holocênicas. Em geral são delimitados no topo e base por superfícies limitantes de 2ª ordem, definindo uma geometria em cunha. Internamente, há ainda superfícies limitantes de 3ª ordem, geradas por pequenas mudanças no regime de ventos, que permite o retrabalhamento da face frontal dos depósitos.

Por fim, em menor escala neste trabalho, têm-se os casos onde a topografia pré-existente se preserva no registro sedimentar, devido, por exemplo, à presença de vegetação. Refletores montiformes, mais comuns, principalmente na região do corredor de *blowout*, foram atribuídos a pequenos montículos de areia trapeados por tufo de vegetação. Porém, não pode ser descartada a hipótese de estes refletores serem apenas hipérboles associadas a raízes de cajueiros ou a outros objetos enterrados.

É importante salientar que cada padrão de reflexão discutido ao longo deste capítulo foi associado a uma radarfácies, com base em conceitos adotados na Sismoestratigrafia, da mesma forma que a geometria foi associada a cada padrão de reflexão distinto. Esta classificação foi sintetizada no capítulo V, Figura 4.

A modelagem geológica no *software* Gocad auxiliou no processo de identificação e visualização 3D de algumas superfícies limitantes, bem como na análise multitemporal da superfície externa da área, indicando os locais que foram submetidos à erosão e à deposição. Os resultados multitemporais (realizados em maio de 2004, abril e outubro de 2005) serão discutidos no capítulo V, uma vez que o uso das metodologias empregadas nesta dissertação foi também destinado ao monitoramento de dunas costeiras susceptíveis à ação antrópica.



CAPÍTULO V - MONITORAMENTO DE DUNAS

COSTEIRAS

5.1 Introdução

Este tópico congrega um artigo apresentado na “Sexta Conferência Internacional sobre problemas ambientais em regiões costeiras incluindo estudos de derramamento de óleo e químico” (*Sixth International conference on Environmental problems in coastal regions including oil and chemical spill studies*), realizada em Rhodes, Grécia. A conferência, que vem sendo realizada desde 1996 pelo *Wessex Institute of Technology*, Reino Unido, tem por objetivo propor estratégias para o manejo de regiões costeiras, uma vez que o aumento na densidade populacional destas áreas tem gerado diversos problemas ambientais e ecológicos. Sabe-se que, atualmente, muitas áreas costeiras estão sujeitas a pressões resultantes do crescimento industrial (como, por ex., a presença de empresas petrolíferas que podem eventualmente ocasionar derramamento de óleo), comercial ou de atividades turísticas, sendo imprescindível discutir a forma como esses ambientes interagem com estes fatores para que possam ser encontradas soluções integradas.

No litoral oriental do RN, os campos de dunas costeiras ocorrem com relativa expressão e são de grande importância por serem áreas de captação de águas subterrâneas, além de abrigarem relíquias da mata atlântica. O turismo nesta região vem crescendo a cada ano e em diversos trechos do litoral são realizados passeios de veículos do tipo *buggy* ao longo de dunas ativas. Como estas áreas são bastante sensíveis, um mau uso pode acarretar no desequilíbrio ambiental, prejudicando os ecossistemas presentes. Assim, faz-se necessário um acompanhamento dessas áreas, de forma a tentar minimizar os impactos possivelmente causados por esta prática.

A presente pesquisa, a qual resultou numa publicação em forma de capítulo de livro internacional, veio a mostrar mais uma aplicabilidade dos métodos adotados nesta dissertação, sendo aqui utilizados com enfoque no monitoramento de campos de dunas susceptíveis a ação antrópica, com a análise multitemporal da superfície externa e interna destes depósitos, utilizando-se GPS geodésico e GPR (*Ground Penetrating Radar*), respectivamente.

A área escolhida (uma região de *blowouts* situada na zona costeira do município de Nísia Floresta-RN; Figura 5.1a) encontra-se intensamente modificada pela urbanização (com parte da região de *blowouts* ocupada por residências), além de ser utilizada para passeios de *buggy*. Com a comparação multitemporal dos MDT's (Modelos Digitais do Terreno) obtidos com o GPS, foi possível apontar os locais que estão sofrendo processo de erosão e deposição. Estes dados foram

posteriormente comparados com informações obtidas em um *blowout* no Parque das Dunas (Figura 5.1b), uma área de conservação ambiental, onde não é permitida a entrada de veículos ou a construção de edificações.

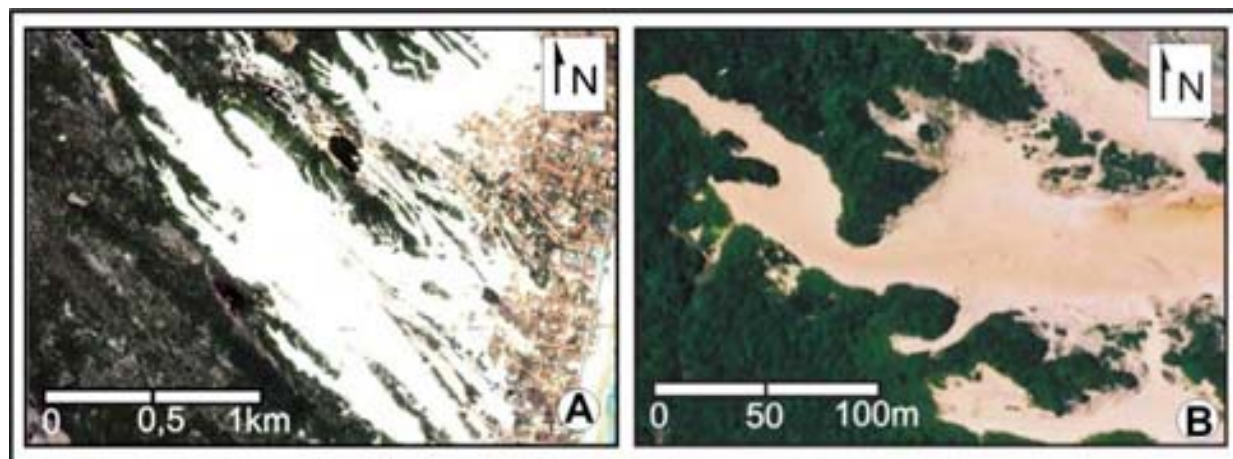


Figura 5.1: *Blowouts* estudados em A: Búzios, município de Nísia Floresta-RN e B: Parque das Dunas, município de Natal-RN. Para localização geográfica, ver figura 1.1.

5.2 Especificações do artigo:

O resumo deste artigo pode ser acessado na página <http://library.www.witpress.com> e a referência do mesmo é listada abaixo. Em seguida, será apresentado o trabalho de forma integral, estando no mesmo formato de publicação.

Araújo V. D., Reyes-Perez Y. A., Freire R. C., Gauw, D. S., Santos D. A. S., Fracasso, P., Pelosi A. P. M. R., Souza A. M., Córdoba V. C., Lima-Filho F. P. 2006. Monitoring methods of dunefields susceptible to human activities in Nísia Floresta area, eastern coast of the state of Rio Grande do Norte, Brazil. In: *Environmental Problems in Coastal Regions VI, including Oil and Chemical Spill Studies*, Editor: C.A. Brebbia, ISBN: 1-84564-167-1., p.387-396.

Monitoring methods of dunefields susceptible to human activities in the Nísia Floresta area, eastern coast of the State of Rio Grande do Norte, Brazil

V. D. Araujo¹, Y. A. Reyes-Pérez.², R. C. Freire ², D. S. Gauw ³,
D. A. S. Santos ³, P. Fracasso⁴, A. M. Souza ⁴, A. P. M. R. Pelosi ⁴,
V. C. Córdoba ⁴, F. P. Lima-Filho⁴

¹ UFRN/PPGG/GEA/ANP/PRH-22 grant

² UFRN/PPGG/GEA/CAPEs grant

³ UFRN/PPGG/GEA/CNPq grant

⁴ UFRN/PPGG/Dept. Geologia/GEA/ Natal-RN, Brazil

Abstract

The coastal area of northeastern Brazil shows a wide range of dunefields, which were formed during Holocene and Pleistocene times. In the eastern coast of the Rio Grande do Norte State (RN), these aeolian provinces are characterized by older (stabilized by vegetation) and young (without vegetation) dunefields. They cover a large coastal zone, which form important aquifers that supply water to several coastal cities, including Natal, the capital of the state. This coastal area is also characterized by the tourism industry, considered one of the most important financial resources and employment generation. Despite this importance, no study has been carried out about the impact of tourism activities in this area. Because of this, the aim of this work is to present a monitoring method of coastal dunefields in the town of Nísia Floresta, Brazil, including the periodical identification of internal geometries of dunes with GPR profiling, and external geometries of dunes using a Geodesic GPS. The study area is characterized by SE-NW-trending dunefields. They are composed of blowouts, blowout dunes, and interdune areas, which have been modified by human occupation and off-road vehicle driving. The data permits the analysis of depositional and erosional controls and relates it to the reference of the Dunas Park, a conservation area near the town of Nísia Floresta.

Keywords: Coastal dunes, monitoring method, GPR, GPS.

1 Introduction

Coastal dunes form a dynamic system, occurring on the coastlines where the texturally adequate sediments are abundant [1]. Coastal dunes are of great importance from a geological point of view. They constitute a natural defender of the wave action, and they have an ecologic importance because they present native species. Because of their dynamism, these systems suffer constant changes. When susceptible to anthropic action, they become vulnerable. Examples are the Mediterranean coastal dunes, 75% of which were destroyed principally by tourism activities [2, 3]. Therefore, it is necessary to improve the knowledge of these areas in order to try to minimize possible impacts caused by these activities.

In Rio Grande do Norte, there are abundant coastal dunefields characterized by two geomorphologic units: vegetated dunes (or Pleistocene dunes) and dunes without vegetation (or Holocene dunes). Particularly in Natal (capital of Rio Grande do Norte) and nearby area, dunes have a relevant function in groundwater capitation, and they are responsible for recharging the principal aquifer that supplies the region [4]. Thus, the preservation of this ecosystem is important, as these places are intensively exploited by tourism, which can lead to future environmental degradation. Based on this idea, this work proposes some methods for monitoring the coastal dunefields, which will permit both the analysis of the external surface of these deposits and the investigation of subsurface, using geodesic GPS and GPR (Ground Penetration Radar), respectively. Works using the integration of both techniques described above have been developed previously [5, 6]. The Nísia Floresta area, chosen to be evaluated for environmental impact is used as a road for dune buggy driving. The acquired data is compared with data from the Dunas Park preservation area where it is not allowed vehicles entrance and edifications construction.

2 Regional setting and research context

Two fields were selected for the development of this work; both situated on the eastern coast of Rio Grande do Norte, separated by a distance of about 33 km, fig. 1. The reference area is an environmental conservation unit, located in Dunas Park, Natal, capital of Rio Grande do Norte. The impacted study area is on Búzios Beach, in Nísia Floresta. They are very similar areas, presenting the same patterns of winds (NW) and the same geologic/geomorphologic context. The active dunes are characterized by blowouts and blowout dunes, besides interdune areas. In these places, there are also nebkas fields and shadow dunes along the blowouts. Data obtained by the climatologic station of the Federal University of Rio Grande do Norte (UFRN) show that between 1983 and 2005, the annual average temperature ranged between 22.8°C and 29.4°, with average air-relative humidity of 80%. The winds are predominantly NW, with average velocity of 4.4 m/s. The period from August to October presents the major velocities, which reach 5.09 m/s; whereas the period from March to May offers the lower velocities, which reach a minimum of 3.69 m/s.

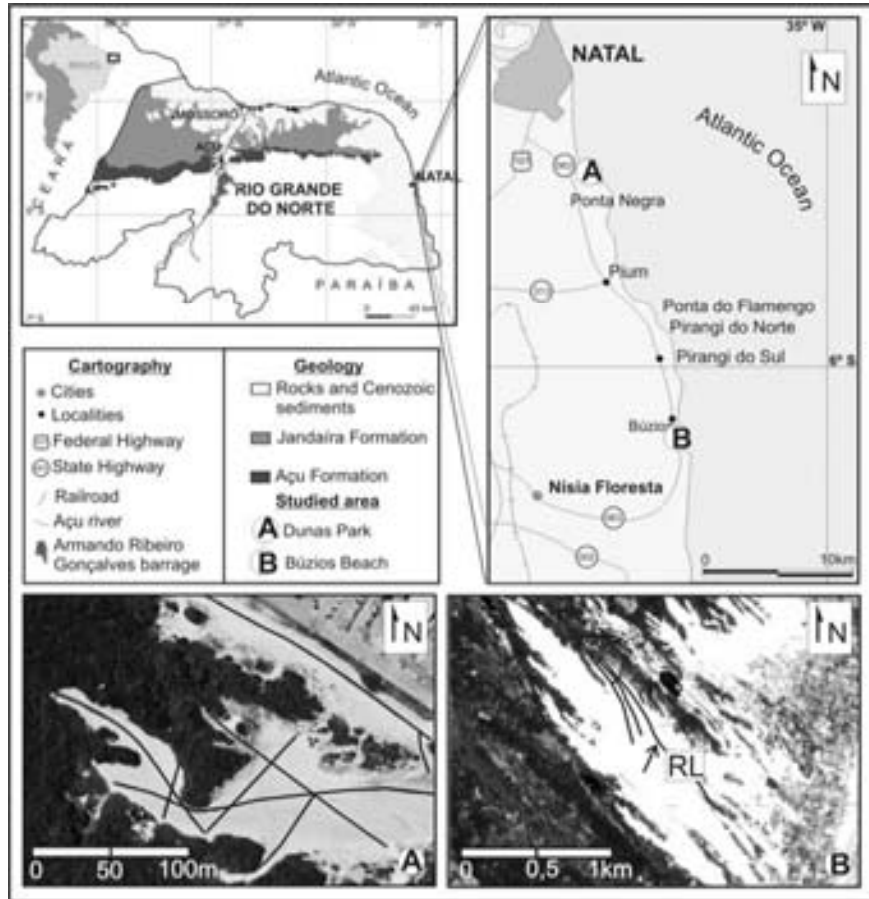


Figure 1: Map of study area. A. Blowout analyzed in Dunas Park, showing eight lines of GPR [7] acquired in April of 2004 (aerial photograph, 1999). B: Blowout at Búzios Beach (Ikonos Image, 2002), showing the six collected lines in May 2004. RL corresponds to the Reference Line acquired in two periods (May 2004 and April 2005), which permitted a multitemporal analysis of the geophysical data. The arrow indicates a detail mesh carried out in April of 2005. For more explanation, see item 4.

The pluviosity is characterized by a range of values, reaching a minimum of 858.2 mm in 1993 and a maximum of 2,500mm in 1986. These data are valid for both areas, as they are close to one to another.

3 Methods

Before the use of georadar in sedimentology, the characterization of the internal structures of dunes was made through natural field exposures and cutting trenches. They gave restricted information, since the deepness of the trench was controlled by the level of the local water table [8]. Thus, the use of the GPR technique fills this gap, becoming more efficacious in determining stratigraphic architecture and the body's geometry, as it was able to reach a maximum depth of 57 m in some cases [9]. Moreover than this, GPR is important to help the development of dunes-model migration. In this research, RAMAC equipment of MALA Geosciences, 100 and 200 MHz antenna, was used, fig. 2. Software GRADIX (version 1.11) and RADAN (version 4.0) were used for GPR-image processing. Geodesic GPS and total station were used for topography correction.



Figure 2: Data acquisition, using an antenna frequency of 100 MHz. The equipment was carried manually (A) and fixed to quadricycle (B) using antenna frequency of 200 MHz.

The geodesic GPS played an important role in the research, considering that it permitted the generation of digital elevation models (DEM). The Real Time Kinematics GPS (RTK) was used for high-precision positioning in real time. The results can present subdecimal precision [10]. This technique requires the presence of a reference station and a mobile station. The reference station involving two segments. One segment is represented by (i) a transmitter radio and its respective antenna; and (ii) a “legant” antenna and a “legacy” receptor. A mobile station, called a rover, is in fact a GPS with a Hyper system, allowing the communication with a base and a collector for data storage. The attributes x, y, and z can be collected at each point or in a continued mode. At Búzios Beach, the rover was fixed to the quadricycle, making the process of data survey faster than usual, fig. 3a. On the other hand, at Dunas Park, where vehicle traffic is prohibited, control points were acquired with a rover transported manually, fig. 3b. The software GOCAD was used for three-dimensional visualization of the information collected in the field.

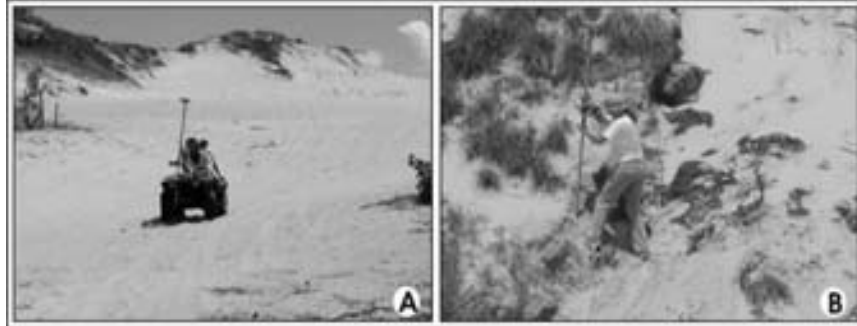


Figure 3: Aspects of the use of rover for acquisition of the digital elevation model. A: Mobile Station of the GPS attached to the quadricycle at Búzios Beach dunes. B: Mobile Station transported at Dunas Park.

4 Results

4.1 GPR

At Búzios Beach dunefield, six GPR lines were acquired in May 2004, including the reference line, fig. 1. These lines permitted the distinction of four radar facies, as presented as follows: R1) reflectors with maximum depth of 20° related to dune foresets; R2) plain-parallel reflectors associated to dune blowout; R3) mounded reflectors, related to the preservation of small dunes; and R4) plain-parallel reflectors attributed to the presence of sand sheets, fig. 4. Another data survey in April of 2005 was done in the same local of the reference line, with a special section chosen for details. The interpretation of this section, fig.5, permitted the identification of three reflectors. The deepest one, around 23 m, was correspondent to the water table (WT). The other reflectors, with a relatively steep inclination angle, were attributed to a migration of blowout that eroded the previous surface. One difference that was observed in lines of GPR acquired in distinct periods was easily identified in the blowout dunes. The erosional surface, which separates the deposits of crestal reworking of dune blowout (with plain-parallel reflectors) of the other types of deposits, reached major depths in the last collected data. It indicates that blowout dunes, in the analyzed segment, experienced a period of deposition, fig. 6.

At the Dunas Park area, the same pattern of radar facies was observed based on the analysis of eight lines of GPR. This was justified by the fact of the dunes being geomorphologically similar to dunes in areas characterized by corridor-type blowouts, which were described at Búzios Beach [7]. However, no evolutionary consideration about the dunes' internal structure for Dunas Park can be established yet, since only one field campaign was carried out with GPR for this area [7].

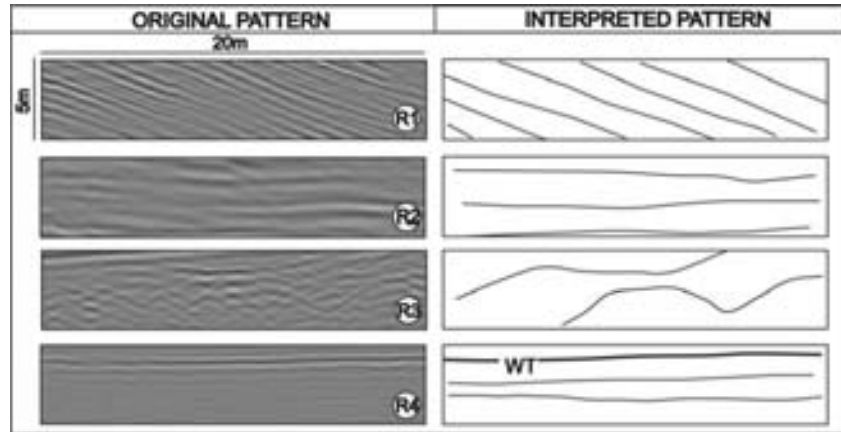


Figure 4: Visualization of radar facies observed in the dune profiles (see text for explanation). In R4, the strongest reflection corresponds to the water table (WT).

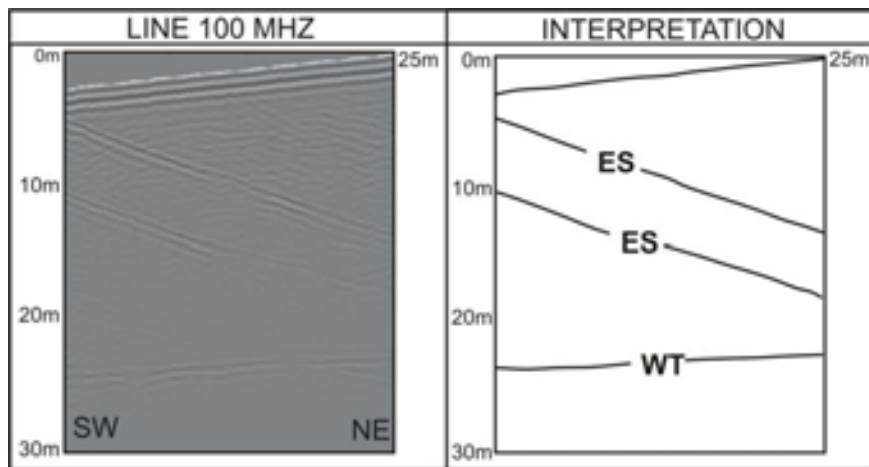


Figure 5: Example of GPR line obtained from a detail section. The first two reflectors correspond to erosional surface (ES). The deepest reflector corresponds to the water table (WT).

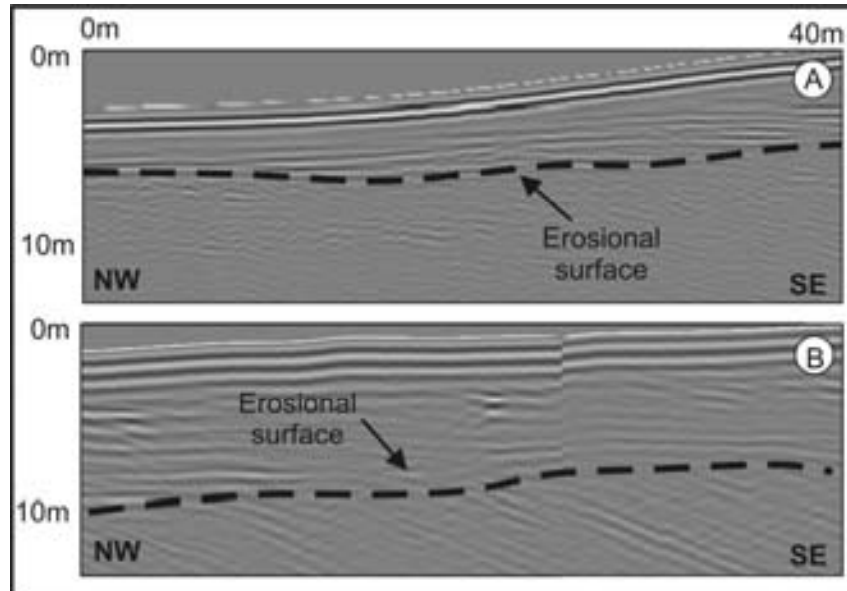


Figure 6: Part of the GPR line acquired at Búzios Beach blowout dune. A: Data survey carried out in April 2004, in which could be observed, around 5 m deep, the erosional surface that separates the deposits of reworking of the blowout dune (characterized by plain-parallel reflectors) from other deposits. B: Data survey realized in April 2005, making evident erosional surface around 10 m. In this case, below the erosional surface, deposits of dune migration are observed showing typical high angle reflectors.

4.2 Geodesic GPS

Multitemporal topographic data collection was done with a geodesic GPS for both studied areas. Two surfaces were obtained at Dunas Park (April 2004 and October 2005; fig. 7a) and three surfaces were obtained at Búzios Beach (May 2004 and April and October 2005; fig. 7b). It must be emphasized that the first topographic data survey with GPS (for both areas) was done between April and May 2004. This last period coincided with the lowest average rates of wind velocity in the area. The last data survey, done in October, 2005 also in both areas, is characterized by the presence of strong winds, which contributes to major aeolian transport.

At Búzios Beach, when the three generated surfaces were analyzed, fig. 7b, we observed places that were subjected to notorious erosion in blowout dune and blowout. This change in morphology can happen because of natural migration of

the blowout or because of erosive events, and there is not a conclusive response to this yet. But it is correct to affirm that the urbanization with residence constructions along the blowouts constitutes possible obstacles for the sediment supply from the coast. Another factor that must be analyzed is that the last surface was obtained during a period of strong winds, which consequently contributes to the increase of sediment transport.

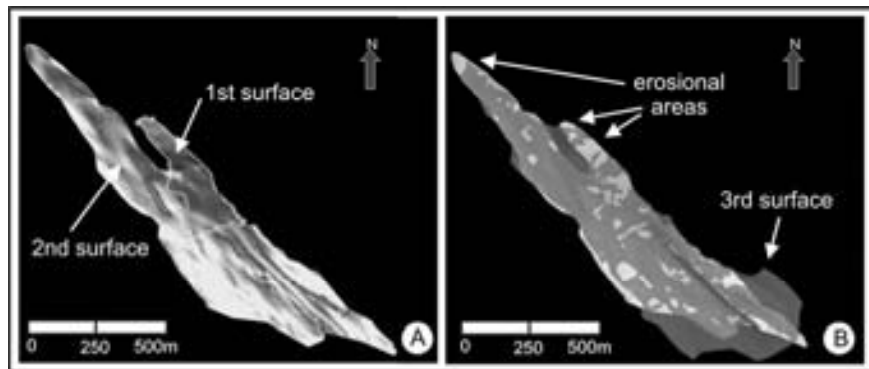


Figure 7: Generated DEMs for the blowout at Búzios Beach. A: Superposition of the first two generated surfaces (May 2004 and April 2005). B: Superposition of three generated surfaces, in which the light regions correspond to the places that presented erosion.

At the Dunas Park, it is possible to recognize a major tendency toward deposition in the 19-month period of analysis, fig. 8. The results show few places under erosion, despite the existence of a road close to the park. It is important to note that for purposes of environmental conservation, vehicle traffic or urban constructions is not permitted in the area. This area, compared to Búzios Beach, is more protected from anthropic action.

5 Conclusions

Integrated methods were presented here for the monitoring of coastal dunes with geologic and geophysics techniques. It is important to emphasize that the continue monitoring of this area with geodesic GPS and GPR can give good answers related to dunefield evolution, which is susceptible to anthropic action. Another benefit is the possibility of acquiring parameters that could further its sustainable use.

The relief changes observed in the dunefield at Búzios Beach (mainly erosion) could be related to intensive tourism activity. On the other hand, at the Dunas Park preservation unit during the same period of analyses, deposition largely exceeds erosion. Detailed wind studies for both dunefields are also necessary to evaluate changes in the efficiency of the aeolian transport.

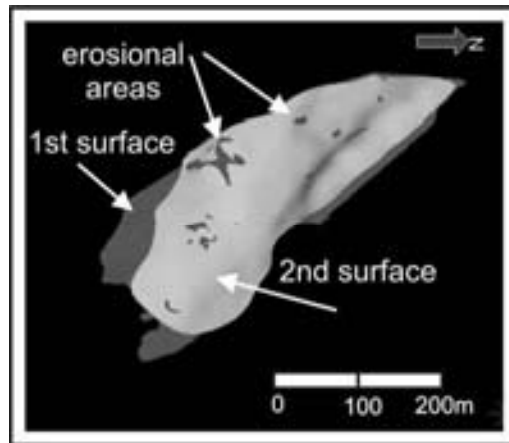


Figure 8: Superposition of both generated surfaces for the blowout at Dunas Park (April 2004 and October 2005), showing few places of erosion (darker tone).

6 Acknowledgements

We thank ANP/PRH22, CNPQ, for the grants provided, and FINEP and PETROBRAS for the funding of this research.

7 References

- [1] Carter, R.W.G., Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., The study of coastal dunes. (Chapter 1). *Coastal Dunes: Form and Process*, ed. Wiley: England, pp. 1-14, 1990.
- [2] Salman, A. H. P. M. & Strating, K. M., *European Coastal Dunes and Their Decline Since 1900*, EUCC, Leiden, 1992.
- [3] van der Meulen, F. & Salman, A.H.P.M., Management of Mediterranean coastal dunes. *Ocean & Coastal Management*, **30(2-3)**, pp. 177-195, 1996.
- [4] Melo J.G., Impacto do desenvolvimento urbano nas águas subterrâneas de Natal/RN. IG/USP, São Paulo, Doctor thesis, 196p, 1995.
- [5] Araújo, V. D., Reyes-Perez Y. A., Souza, A. M., Freire, R. C., Fracasso P., Gauw, D. S., Santos D. A. S., Moura, M. V. M., Pelosi, A. P. M. R., Córdoba V. C.; Lima Filho, F. P., Three-dimensional geometric characterization on blowout at Nisia Floresta region, eastern coast of Rio Grande do Norte state, Brazil. *Proc. of the First Brazilian Symposium on dunes systems/International Symposium on coastal dunes*, Brazil, pp.38, 2005.

- [6] Fracasso P., Menezes, L., Reyes-Perez Y. A., Freire, R. C., Souza, A. M., Gauw, D. S., Araújo, V. D., Appi, C.J., Porsani, J.L. Lima-Filho, F. P., Development of deterministic models in a blowout of coastal dunes (Barreira do Inferno) on the Brazil. *Proc. of the International Conference on Coastal Conservation and Management in the Atlantic and Mediterranean*, Portugal, pp.343-346, 2005.
- [7] Fracasso P., Sistemas de Dunas do Parque das Dunas e Barreira do Inferno/Natal (RN): Levantamento Geológico/Geofísico, Elaboração do Modelo Determinístico e Avaliação da Vulnerabilidade/Susceptibilidade frente às pressões antrópicas. UFRN/PPGG, Natal, Master of Science degree, 186p, 2005.
- [8] Neal A. & Roberts C. L, Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology*, **48(4)**, pp. 791-810, 2001.
- [9] Smith, D.G. & Jol, H.M., Ground penetrating radar: antennae frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics*, **33(1-3)**, pp. 93-100, 1995.
- [10] Krueger C. P. Investigações sobre aplicações de alta precisão do GPS no âmbito marinho. Departamento de Geociências, Universidade Federal of Paraná, Curitiba, Doctor thesis, Brazil, 186p, 1996.



CAPÍTULO VI - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram sumarizadas nesta dissertação as atividades desenvolvidas em um campo de dunas situado na região de Nísia Floresta - litoral do RN, com o intuito de se obter as geometrias tridimensionais destes depósitos, de forma a subsidiar na modelagem de campos produtores de origem eólica. Os métodos empregados, GPR (para a investigação da estruturação interna dos depósitos) e GPS (para a caracterização externa das acumulações eólicas), revelaram-se também importantes ferramentas para a análise evolutiva de campos de dunas susceptíveis à ação antrópica. Os dados levantados multitemporalmente na Praia de Búzios (intensamente impactada por construções e atividades turísticas) foram comparados com informações provenientes de uma área situada no Parque das Dunas, município de Natal - RN, que constitui uma área de conservação ambiental.

De acordo com a forma e o padrão de terminação dos refletores, foi possível identificar as seguintes radarfácies: R1) refletores progradantes; R2) refletores plano-paralelos; R3) refletores montiformes. A radarfácies R1 foi interpretada como o registro dos *foresets* de migração das dunas, com ângulo de mergulho variando de 25° a 30°. A radarfácies R2 indica depósitos de retrabalhamento da crista da duna de *blowout* e, em outras situações, representa lençóis de areia. A radarfácies R3 constitui pequenos montículos de areia preservados com tufo de vegetação, ou ainda, objetos enterrados. Assim, cada radarfácies está geneticamente relacionada a um tipo de acumulação eólica. Os depósitos relacionados a lençóis de areia apresentam geometria tabular e exibem internamente estratificações cruzadas de baixo ângulo, evidenciadas por refletores paralelos a subparalelos. Os pacotes possuem espessuras de no máximo 11 metros e são limitados por superfícies de 2ª ordem. Os depósitos de retrabalhamento da duna de *blowout* também são caracterizados internamente por refletores paralelos a subparalelos, porém exibem geometria em cunha. São observados ainda o cavalgamento de dunas eólicas, com espessura máxima de 25 metros, que apresentam geometria em cunha. Foram também definidas superfícies de reativação.

A perfuração de um poço com base na linha L0 (com antenas de 50 MHz) foi imprescindível para a identificação do contato Dunas/Barreiras, que é aqui definido como uma superfície limitante de 1ª ordem. Neste poço foram coletadas amostras representativas das diferentes gerações de dunas, previamente interpretadas com base nos dados de GPR, que permitiram caracterizar melhor sedimentologicamente tais gerações de dunas. Em trabalhos

futuros, tais amostras poderão ser encaminhadas para datação pelo método da Termoluminescência. Tais análises poderão dar informações importantes sobre a época de sedimentação das acumulações eólicas e, a partir daí, será possível associar cada uma destas gerações de dunas com fases específicas das flutuações do nível relativo do mar ocorridas neste período.

O monitoramento multitemporal da superfície externa do *blowout*, quando analisadas as três superfícies geradas na Praia de Búzios, evidenciou locais submetidos à erosão, notadamente no corredor e na duna de *blowout*. Tal fato pode ter sido provocado tanto pela migração natural do *blowout* como por eventos erosivos. Já foi documentado na literatura que as construções ao longo dos *blowouts* (residências ou ocupação urbana) atuam como barreiras para a entrada de sedimentos provenientes da costa, favorecendo assim a erosão. Outro fator que não pode ser ignorado é que a última superfície foi obtida em um período onde há a presença de ventos mais fortes, o que consequentemente contribui para o aumento do transporte de sedimentos.

Já para o Parque das Dunas, foi detectada uma maior tendência à deposição durante o período analisado. Vale ressaltar que, por ser uma unidade de conservação ambiental, não é permitido o tráfego de veículos ou a construção de edificações urbanas no local, sendo, portanto, uma área mais protegida da ação antrópica, se comparada com a Praia de Búzios.

Por fim, recomenda-se o contínuo monitoramento destas duas áreas, de forma a avaliar o real impacto que a região de Búzios está sofrendo frente às pressões turísticas e de urbanização. É importante que em trabalhos futuros sejam analisados também as regiões de estirâncio (*foreshore*) e a de ante-praia (*shoreface*), uma vez que o sistema praiar encontra-se associado ao sistema eólico.



CAPÍTULO VII- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahlbrandt T.S., Fryberger S.G. 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. In: recent and ancient non-marine depositional environment: models for exploration, F.G.Etheridge & R.M.Flores (eds), 293-314. Tulsa: Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Spec. Publ. 31.
- Andrade R.S. 1968. Geologia e aspectos sedimentológicos da região costeira ao Sul de Natal. Escola de Geologia, UFPE, Recife, Relatório de Graduação, 57p.
- Araújo V. D., Reyes-Perez Y. A., Freire, R. C., Gauw, D. S., Santos D. A. S., Fracasso, P., Pelosi, A. P. M. R., Souza, A. M., Córdoba V. C., Lima-Filho, F. P. 2006. Monitoring methods of dunefields susceptible to human activities in Nísia Floresta area, eastern coast of the state of Rio Grande do Norte, Brazil. In: Environmental Problems in Coastal Regions VI, including Oil and Chemical Spill Studies, Editor: C.A. Brebbia, ISBN: 1-84564-167-1., p.387-396.
- Araújo, V. D., Reyes-Perez Y. A., Souza, A. M., Freire, R. C., Fracasso P., Gauw, D. S., Santos D. A. S., Moura, M. V. M., Pelosi, A. P. M. R., Córdoba V. C., Lima Filho, F. P. 2005. Three-dimensional geometric characterization on blowout at Nísia Floresta region, eastern coast of Rio Grande do Norte state, Brazil. In: *First Brazilian Symposium on dunes systems/International Symposium on coastal dunes, Anais*, pg.38.
- Araújo, V. D. 2004. Mapeamento geológico de uma área entre Natal e Nísia Floresta-RN, com ênfase na geometria de depósitos eólicos. UFRN/Departamento de Geologia/Relatório de Graduação, 90p.
- Bakker, M.A.J., van der Meer, J.J.M., 2003. Structure of a Pleistocene push moraine revealed by GPR: the eastern Veluwe Ridge, The Netherlands. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), Ground Penetrating Radar in Sediments. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 143– 151.
- Barreto A.M.F., Tatumi S.H., Suguio K., Oliveira P.E., Ayta W., Watanabe S. 1999. As dunas costeiras inativas do Rio Grande do Norte datadas por Termoluminescência e implicações paleoambientais. In: Congresso da ABEQUA, 7, Porto Seguro.
- Barreto A.M.F., Suguio K., Tatumi S.H., Yee M., Giannini P.C.F., Bezerra F.H.R. 2001. Dunas inativas do Rio Grande do Norte: idades, áreas - fonte e possíveis correspondências com o nível relativo do mar no Quaternário. In: SBG/ Simp. Geol. do NE, 19, Natal, 17: 14-15.
- Barreto A.M.F., Suguio K., Bezerra F.H.R., Tatumi S.H., Gozzi G. Kowata E.A., Yee M., Oliveira P.E. 2002. Aspectos morfológicos e idades por luminescência do campo de dunas inativas da costa norte da Paraíba.
- Barreto A.M.F., Suguio K., Bezerra F.H.R., Tatumi S.H., Yee, M., Giannini P.C.F. 2004. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. In: revista do Instituto de Geociências da USP. 4:(2) 1-12.
- Beraldo P., Soares S.M. 1996. GPS - Introdução e Aplicações práticas. Criciúma – SC, Ed. e Livraria Luana. 2ª edição.
- Botha, G.A., Bristow, C.S., Porat, N., Duller, G., Armitage, S.J., Roberts, H.M., Clarke, B.M., Kota, M.W., Schoeman, P., 2003. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), Ground Penetrating Radar in Sediments. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 29– 46.

- Breed C.S., McCauley J.F., Davis P.A. 1987. Sand Sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. In: Deserts sediments: ancient and modern, L.E. Frostick and I. Reid (eds.), 337-359. Geol. Soc. Spec. Publ. 35, Oxford: Blackwell.
- Bristow C.S., Chroston P.N., Bailey S.D. 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground penetrating radar surveys, Norfolk, UK. *Sedimentology*, 4:923-944.
- Brookfield M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.
- Carter R. W.G. 1988. Coastal environment. Academic Press, London.
- Carter R. W.G., G. W. Stone 1989. Mechanisms associated with the erosion of sand dunes cliffs, Magilligan, Northern Ireland. *Earth Surf. Proc. Landf*, 14:1-10.
- Carter R.W.G., Nordstrom K.F., Psuty N.P. 1990a. The study of coastal dunes. In: Coastal Dunes: Form and Process, K. F. Nordstrom, N. P. Psuty e R. W. G. Carter, 1-14.
- Carter, R.W.G., Hesp, P.A. Nordstrom, K.F. 1990b. Erosional landforms in coastal dunes. In: Coastal Dunes: Form and Process (Eds K.F. Nordstrom, N.P. Psuty and R.W.G. Carter), p. 217-250. Wiley, Chichester.
- Carter R.W.G., Peter Wilson 1990. The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northern Ireland. In: Coastal Dunes: Form and Process, K. F. Nordstrom, N. P. Psuty e R. W. G. Carter, 129-157.
- Cagnoli B., Ulrych T.J. 2001. Ground penetrating radar images of unexposed climbing dune-forms in the Ubehebe hydrovolcanic field (Death Valley, California). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **109**: 279-298.
- Ceia M.A., Carrasquilla A.B., Travassos J.M. 2004. Levantamento GPR em afloramentos turbidíticos da bacia de Almada-BA. *Revista Bras. Geociências*, 34: (3) 411-418.
- Clemmensen, L.B., Andreasen, F., Nielsen, S.T., Sten, E., 1996. The late Holocene dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. *Geomorphology* **17**: 79– 98.
- Coelho, A.C.S. 2003. Avaliação do desempenho de receptores GPS em levantamentos altimétricos, para fim de sistematização de terras. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Dissertação de mestrado, 145 p.
- Cooper W.S. 1958. The coastal sands dunes of Oregon and Washington . *Geol. Soc. Am. Mem.* 72: 162p.
- Costa M.I.P. 1971. *Estudos Hidrogeológicos de Natal–RN*. Natal, CONTEGE/CAERN, Natal, 224p.
- Costa M.I.P., Perrin P. 1981. Os sistemas de dunas litorâneas da região de Natal: granulometria e morfoscopia dos grãos de quartzo. In: *Bol. do Depto. de Geologia*, 1, Natal, CCE/UFRN, p 01-05.
- Davis J.L., Annan A.P., 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37:531-551.
- Ebert H.D., Lavorante H.D. 2000. Visualização 3D da paleobatimetria da Bacia de Campos com o GOCAD. In: VIII Simpósio de Quantificação em Geociências, Boletim de Resumos Expandidos - IGCE/UNESP - Rio Claro, 2000, p. 81-85.

- Fracasso P., 2005. Sistemas de Dunas do Parque das Dunas e Barreira do Inferno/Natal (RN): Levantamento Geológico/Geofísico, Elaboração do Modelo Determinístico e Avaliação da Vulnerabilidade/Susceptibilidade frente às pressões antrópicas. UFRN/PPGG, Natal, Dissertação de mestrado, 186p.
- Freire R.C. 2006. Técnicas de aquisição de dados geológicos com a tecnologia LIDAR. UFRN/PPGG, Natal, Dissertação de mestrado, 89p.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., Andrews. S., 1979. Origin, sedimentary features and significance of low angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, p. 733–746.
- Fryberger, S.G. & Schenk, C. 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of eolian strata. *Sedimentology*, 8, 805-821.
- Gauw D.S., Menezes L., Reyes-Pérez Y.A., Freire R.C., Moura, M.V.M., Sousa, A.M., Araújo, V.D., Santos, D. A. S., Lima-Filho, F.P. 2005. Nova metodologia para aquisição de geometrias (interna e externa) de depósitos fluviais recentes e modelagem determinística 3D: Exemplo do rio Assu. *Revista de Geologia (UFC)*, 18: (2)165-176.
- Gawthorpe R.L., Collier R.E.L., Alexander J., Bridge J.S., Leeder M.R. 1993. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies, in C. P. North and D. J. Prosser, eds., *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs: Geological Society Special Publication 73*:421-432.
- Giannini P.C.F., Barreto A.M.F., Suguio K., Tatumi S.H. 2001. Idade TL e propriedades sedimentológicas na planície costeira do Rio Grande do Norte. In: Congresso da ABEQUA, 8, Mariluz/Imbé, 135-136.
- Giles, P.T., McCann, S.B., 1997. Foredune development on Iles de la Madeleine (Quebec), Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 1467– 1476.
- Harari Z. 1996. Ground Penetrating Radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *J. Appl. Geophys*, 36:43-52.
- Havholm K.G., Bergstrom N.D., H.M. Jol, Running IV G.L. 2003 GPR survey of a Holocene aeolian/fluvial/lacustrine succession, Lauder Sandhills, Manitoba, Canada. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 47– 54.
- Hesp, P.A. 1981. The formation of shadow dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(1): 101–112.
- Hesp, P.A. 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geology*, 55 (1-2): 17-41.
- Hesp P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-268.
- Hesp, P.A., Short, A.D., 1999. Barrier morphodynamics. In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley, London, pp. 307– 333.
- Higgitt D.L., Warburton J. 1999. Applications of differential GPS in upland fluvial geomorphology. *Geomorphology*, 29: 121–134.

- Hunter R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- Hunter, R.E., Richmond, B.M., Alpha T.R., 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 1450-1465.
- Illenberger W. K. 1988. The dunes of Alexandria coastal dunefield, Algoa Bay, South Africa, S. Afr. J. Geol. **91**: 381-390.
- Jungerius, P.D. and van der Meulen, F. 1988. Erosion processes in a dune landscape along the Dutch coast. *Catena*, **15**, 217-228.
- Kocurek G.A. 1981. Erg reconstruction: the Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 36:125-153.
- Kocurek, G.A. 1996. Desert aeolian systems. In *Sedimentary Environments. Process, Facies and Stratigraphy*. Edited by H.G. Reading. Blackwell publishing Ltd. 125-153 p.
- Kocurek, G., Fielder, G. 1982. Adhesion structures. *J. Sediment. Petrol.*, **51**: 1229-1241.
- Kocurek, G., Nielson, J. 1986. Conditions favorable for the formation of warm-climate eolian sand sheets, *Sedimentology*, **33**: 795-816.
- Krueger C. P. 1996. Investigações sobre aplicações de alta precisão do GPS no âmbito marinho. Tese de doutorado em ciências geodésicas. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Paraná.
- Kutiel P., Zhevelev H., Harrison R. 1999. The effect of recreational impacts on soil and vegetation of stabilised Coastal Dunes in the Sharon Park, Israel. In: *Ocean & Coastal Management*, **42**: 1041-1060
- Lancaster N. 1982. Linear dunes. *Prog. Phys. Geogr.* 6:475-504.
- Lancaster, N. 1988. The development of large eolian bedforms. *Sediment. Geol.*, **56**: 69-89.
- Lancaster N. 1989a. The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, México, *Sedimentology* **36**: 273-289.
- Lancaster N. 1989b. The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediment. In: *The Geographical Journal*, **156**: (1) p. 80. Rotterdam, Balkema.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de deltas brasileiros. *Boletim IG-USP, Publicação especial*, **15**: 1-186.
- McKee, E.D.; Douglas, J.R.; Rittenhouse, S. 1971. Deformation of leeside laminae in eolian dunes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:359-378.
- McKee, E.D., Bigarella, J.J. 1972. Deformational structures in Brazilian Coastal Dunes. *J. Sedimentary Petrol.* **42**: 670-681.
- McKee, E.D. 1979. Ancient sandstones considered to be eolian. In: *A study of global sand sea*, E.D. McKee (ed.), 187-238. Prof. Pap. US Geol. Surv. N° 1052.
- McKee E.D. 1982. Sedimentary structure in dunes of the Namib desert, South West Africa. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, n°188.
- McKee E.D., Bigarella J.J. 1979. Sedimentary structures in dunes. In: *A study of global sand seas*, E.D. McKee (ed.), 83-134. Prof. Pap. US Geol. Survey, 1052.

- McKee E.D., Moiola J. 1975. Geometry and growth of the White Sands dune field, New México. J.Res. US Geol. Surv. 3:59-66.
- McLachlan A. C., Ascaray P. du Toit 1987. Sand movement, vegetation succession and biomass spectrum in a coastal dune slack in Algoa Bay, South Africa. J. Arid Environ. 12:9-25.
- Melo J.G. 1995. Impacto do desenvolvimento urbano nas águas subterrâneas de Natal/RN. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 196p.
- Menezes, L. 2004. Mapeamento digital de análogos a reservatórios petrolíferos: exemplo para depósitos fluviais da unidade Açú-3 - Bacia Potiguar. UFRN/PPGG, Dissertação de mestrado, 118p.
- Mont'Alverne A. A. F., Jardim de Sá E. F., Derze G.R., Dantas J. R. A., Ventura P. E. O., 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Natal, DNPM/UFRN/PETROBRÁS/CRM.
- Moura 2004. Monitoramento da morfologia de superfícies praias na Enseada dos Golfinhos, Pipa - RN. UFRN/Depart. Geologia, Relatório de Graduação, 83 p.
- Neal A., Roberts C. L, 2001. Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. Sedimentology, 48:791-810.
- Neal A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-Science Reviews 66: 261–330.
- Nielson J., Kocurek G. 1987. Surface process, deposits and development of star dunes: Dumont dune field, California. Bull. Geol. Soc. Am. 99, 176-186.
- Nogueira A.M.B. 1981. O cenozóico continental da região de Natal. In: *Boletim do Departamento de Geologia*, 3, Natal, CCE/UFRN, p. 15-24.
- Nogueira A.M.B. 1982. O Cenozóico Continental da Região de Natal. Natal, In: *Coleção Textos Acadêmicos*, 284 (2), Natal, CCE/UFRN, 119p.
- Nogueira A.M.B., Nascimento J.M.S., Lima M.S., Oliveira M.I.M., Srivastava N.K. 1984. Geologia da faixa oriental entre Natal e Graçandu-RN. In: *Bol. do Depto. de Geologia*, 8, Natal, CCE/UFRN, p. 40-48.
- Nordstrom, K. F. 2000. Beaches and Dunes of Developed Coasts. Cambridge: *Cambridge University Press*, 338 p.
- Oliveira Júnior J.G. 2001. Dois testes de imageamento com GPR em problemas de Controle Ambiental em regiões tropicais: migração de dunas e localização de dutos de óleo enterrados. Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 56p.
- Pedley, H.M., Hill, I., 2003. The recognition of barrage and paludal tufa systems by GPR: case studies in the geometry and correlation of Quaternary freshwater carbonates. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 207–223.
- Perrin, P., Costa, M.I.P. 1982. As Dunas Litorâneas da Região de Natal, RN. Atas do IV Simpósio do Quaternário do Brasil. Págs. 291-304.
- Pye K., Tsoar H. 1990. Aeolian Bedforms. In: *Aeolian sands and sand dunes*, p. 152-213.

- Pluis, J.L.A. 1992. Relationships between deflation and near surface wind velocity in a coastal dune blowout. *Earth Surf. Process. Landforms*, **17**: 663–673.
- Psuty, N.P. 1992. Spatial variation in coastal foredune development. In: Coastal Dunes (Eds R.G.W. Carter, T.G.F. Curtis and M.J. Sheehy-Skeffington), p. 3-13. Balkema, Rotterdam.
- Reyes-Perez Y.A., Lima Filho F.P., Freire R.C., Menezes, L., Sousa, A.M., Moura, M.V.M., Gauw, D.S., Appi, C.J. 2004. Geometria interna 3D de depósitos de maré na foz do Rio Parnaíba, nordeste do Brasil. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá-MG. CD Rom*.
- Ritchie, W., 1972. The evolution of coastal sand dunes. *Scottish Geographical Magazine* **88**: 19– 35.
- Robinson, S. Michaud, Y. 1999. Ground penetrating radar. In: Handbook of Geophysical Techniques for Geomorphic and Environmental Research, Gilbert, B. Editor, Open file 3731, Geological Survey of Canada, p. 69-102.
- Schenk, C.J., Gautier, D.L., Olhoeft, G.R., Lucius, J.E., 1993. Internal structure of an aeolian dune using ground-penetrating radar. In: Pye, K., Lancaster, N. Eds., *Aeolian Sediments Ancient and Modern*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., **16**: 61–69.
- Schofield J.C. 1975. Sea level fluctuations cause periodic post-glacial progradation, South Koupara barrier, North Island, New Zeland. *N.Z.J. Geol. Geophys.* **18**: 295-316.
- Silva E. A. J. 2002. As Dunas Eólicas de Natal – Datação e Evolução. Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 56p.
- Silveira J. D. 1964. Morfologia do litoral. In: Azevedo A. (ed.) *Brasil: A terra e o homem*. São Paulo, editora nacional, p. 253-305.
- Silveira I.M. Vilaça J.G. 1985. Nota prévia sobre as formas de relevo do litoral leste do Rio Grande do Norte. In: *Bol. do Depto de Geologia*, **9**, Natal, CCE/UFRN, p. 57-60.
- Smith, D.G. Jol, H.M. 1995. Ground penetrating radar: antennae frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics*, **33**: 93-100.
- Smith, D.G., Simpson, C.J., Jol, H.M., Meyers, R.A., Currey, D.R., 2003. GPR stratigraphy used to infer transgressive deposition of spits and a barrier, Lake Bonneville, Stockton, Utah, USA. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geol. Soc. London Spec. Publ. **211**, 79– 86.
- Souza C.G., Viana C.D.B., Wake M., Costa W.S. 1981. Pedologia. Rio de Janeiro. In: Brasil, Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB. 24-25 Jaguaribe-Natal, 706-728.
- Souza A.M. 2006. Mapeamento digital e modelagem determinística de depósitos eólicos costeiros da região de Porto do Mangue-RN. UFRN/Depart. Geologia, Relatório de Graduação, 99p.
- Stokes W.L. 1968. Multiple truncation bedding planes – a feature of wind deposited sandstone formations. *J. Sediment. Petrol.* **38**:510-515.
- Suguio K. 2003. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: As regiões litorâneas. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - USP*, **40p**.
- Tsoar H. 1984. The formation of seif dunes from barchans – A discussion. *Z. Geomorph.*, **28**,99-103.

- Tsoar H. 1989. Linear dunes – forms and formation. *Prog. Phys. Geogr.* 13:507-528.
- van Overmeeren R.A. 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*, 40:1–18.
- van Dam, R.L., van den Berg, E.H., Schaap, M.G., Broekema, L.H., Schlager, W., 2003. Radar reflections from sedimentary structures in the vadose zone. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 257–273.
- van der Meulen e Salman, 1996. Management of Mediterranean coastal dunes. In: *Ocean & Coastal Management*, **30**: 2-3, 177-195.
- Yee M., Tatumi S.H., Suguio K., Barreto A.M.F., Momose E.F., Paiva, R.P., Munita, C.S., 2000. Thermoluminescence (TL) dating of inactive dunes from the Rio Grande do Norte Coast, Brazil. Simpósio Brasileiro sobre praias arenosas: morfodinâmica, ecologia, usos, riscos e gestão. Itajaí, Santa Catarina, Brazil. Universidade do Vale do Itajaí, Expanded Abstracts, 143-144.
- Yee, M., Tatumi, S. H., Suguio, K., Barreto, A. M. F., Munita, C. S. and Paiva, R. P. 2003. Thermoluminescence (TL) dating of inactive dunes from the Rio Grande do Norte coast, Brazil. *J. Coastal Res.* **35**: 293–299.
- Wasson R.J, Hyde R. 1983. Factors determining desert dune type. *Nature* **304**: 337–339.
- Wiedmann A. M., 1984. The Ecology of Pacific Northwest Coastal Sand Dunes: A Community Profile. US Dept. Interior, Fish and Wildlife Serv. Washington, DC, 130p.
- Wilson, I.G., 1972. Aeolian Bedforms - Their Development and Origins. *Sedimentology*, 19, 173-210.

Anexos 1, 2, 3

