

ALBANO RIBEIRO ALVES

MODELAGEM NUMERICA APLICADA AO ESTUDO DA ORIGEM E  
EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DOS ESPORÕES DA LAGOA DE  
ARARUAMA-RJ.

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor em Ciências. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador: Prof. Dr. JULIO CESAR DE FARIA ALVIM WASSERMAN

Niterói  
2006


ALBANO RIBEIRO ALVES


**MODELAGEM NUMERICA APLICADA AO ESTUDO DA ORIGEM E EVOLUÇÃO  
MORFOLOGICA DOS ESPORÕES DA LAGOA DE ARARUAMA-RJ.**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Doutor em Ciências. Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha.


Tese aprovada em 18 de dezembro de 2006


**BANCA EXAMINADORA**

  
Dr. Julio Cesar de Faria A. Wassermann  
(Orientador-Depto. de Análise Geoambiental/UFF)

  
Dr. Nelson Violante de Carvalho  
(UERJ)

  
Dr. Victor de Amorim D'Ávila  
(Observatório Nacional)

  
Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr.  
(Depto. de Geologia/LAGEMAR)

  
Dr. Cleverson Guizan Silva  
(Depto. de Geologia/LAGEMAR)

  
Dr. Guilherme Borges Fernandez  
(Depto. de Geografia/UFF)

Niterói  
2006

Aos meus pais *in memoriam*.

Ao meu filho Pedro, força motriz das minhas realizações.

À Helena Pinto Ribeiro cujo incentivo foi fundamental para a realização deste trabalho.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço o apoio da Diretoria de Hidrografia e Navegação, fundamental para a realização desta tese, assim como a todos os meus colegas na Marinha do Brasil, em especial ao Prof. Geraldo Nogueira da Silva.

Ao meu orientador Prof. Dr. Julio Cesar de Faria Alvim Wasserman pelos valiosos ensinamentos e incentivo.

A todos os colegas discentes, pois permearam este período de estudos com momentos de descontração e alegria.

Ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense e a secretaria.

Por fim, mas não menos, à amiga Karollyne Machado, oceanógrafa, por sua incansável colaboração científica e emocional, cuja postura investigativa funcionou como um forte estímulo para as idéias apresentadas neste trabalho.

“O mar passa, saborosamente, a língua na  
areia. Que bem debochada, cínica que é.  
Permite, deleitada, esses abusos do mar...”

Maestro Eduardo Dussek - Folia no Matagal.

## RESUMO

A evolução dos esporões da Lagoa de Araruama - RJ foi estudada através das técnicas de modelagem numérica e de geoprocessamento. A aplicação de um modelo de geração e propagação (SWAN) permitiu a reconstituição do clima de ondas na laguna, para um período de 2 anos. Os parâmetros de onda obtidos foram transportados para a linha de arrebentação através da Lei de Snell e do princípio de conservação do fluxo de energia. Assim, foi possível o cálculo da taxa de transporte de sedimentos potencial em 17 pontos em torno do esporão central da laguna. O sentido do fluxo de sedimentos residual no flanco sob a ação das ondas predominantes, aponta para a base do esporão representando um comportamento contrário ao caráter progradante normalmente associado a este tipo de feição. Os resultados foram interpretados à luz da equação da continuidade de sedimentos para definir a tendência de evolução da linha de costa, na feição estudada. O diferencial do fluxo de sedimentos indica um estágio erosivo na extremidade e uma acreção na base promovendo uma reorientação do flanco. A superposição de fotografia aérea de 1954 com a linha de costa de 2006, definida por caminhamento com DGPS, confirmou a tendência prevista pelo balanço de sedimentos, qualitativamente. A orientação atual da linha de costa do esporão central da Lagoa de Araruama não favorece o crescimento da cúspide. Após o realinhamento, previsto pela aplicação da equação da continuidade de sedimentos, espera-se a evolução do processo de segmentação da laguna.

Palavras-chave: Lagoa de Araruama, transporte de sedimento, geoprocessamento, esporões lagunares

## **ABSTRACT**

The Lagoa de Araruama lagoon cusplate spits have been studied here throughout numerical modeling and image processing. The two years long hindcasting of wave parameters was performed through SWAN model. Snell's Law and energy conservation have achieved the propagation of these wave parameters into the breaker zone near to the beach. By this way, the potential sediment transported longshore rate was computed in seventeen points around the central cusplate spit in its south edge. The results analyzed through sediment continuity equation have showed that the sediment flux have been from the tip to base in this feature. This unexpected behavior might be a sign of an erosive stage on its tip and a progradation on its base. The overlay of both images 1954 aerial photography and 2006 field data of the shoreline position have agreed with the modeled predictions. So, if these environmental sets last longer the shoreline will be reoriented counterclockwise until will reach again a stage that would promote the lagoon segmentation as was predict in classical literature.

Keywords: Lagoa de Araruama, sediment transport, image processing, cusplate spits

## LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1.1.	Definição dos ângulos e coordenadas utilizados, representando o modelo conceitual para a formação de esporões. $\eta$ é a distância da linha de costa.	p.20
Figura 1.2.	Formação de cristas de praias na zona protegida da incidência de ondas predominantes em um esporão.	p.21
Figura 1.3.	Desenho esquemático do processo de consumo do cordão litorâneo para a formação e evolução dos esporões.	p.22
Figura 1.4.	Dependência da difusividade em relação ao ângulo de incidência das ondas na linha de costa.	p.24
Figura 1.5.	Representação esquemática da abordagem bidimensional de ASHTON <i>et al.</i> (2001), mostrando a habilidade do modelo em representar linhas de costa complexas.	p.26
Figura 1.6.	Relação entre o clima de ondas e a forma das feições resultantes das simulações computacionais realizadas por ASHTON <i>et al.</i> (2001). A) Protuberâncias em forma de cúspides. B) <i>Flying spits</i> . C) <i>Sand waves</i> . D) <i>Reconnect spits</i> .	p.27
Figura 1.7.	Esporões no Estuário de Amur (Rússia).	p.28
Figura 1.8.	Localização da Lagoa de Araruama, ao norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.	p.29
Figura 1.9.	Distribuição e tipos dos sedimentos superficiais encontrados na laguna de Araruama (CNA, 1984 <i>apud</i> BIDEGAIN & BIZERRIL, 2002 - Projeto PLANÁGUA SEMADS/ GTZ).	p.31
Figura 3.1.	Evolução da altura de onda no dia 23 de junho de 1999 em vermelho. Resultado da simulação com o SWAN (em azul), ao largo da instalação do ondógrafo. Resultado das simulações com o REF/DIF para a posição do ondógrafo (em preto).	p.36
Figura 3.2.	Rosa dos ventos do período de junho de 1990 a janeiro de 1993 para a estação de São Pedro d'Aldeia utilizando intervalo de classe de 10° para a direção.	p.37
Figura 3.3.	Rosa dos ventos do período de janeiro de 2001 a dezembro de 2005 para a estação de Arraial do Cabo utilizando intervalo de classe de	p.38

	10° para a direção.	
Figura 3.4.	Posição dos ondógrafos virtuais escolhidos para as simulações do cálculo de transporte litorâneo utilizando o modelo SWAN.	p.39
Figura 3.5.	Evolução temporal do estado do mar para o vento predominante de São Pedro d'Aldeia ( $7\text{ms}^{-1}$ NE), até que o estado estacionário seja alcançado.	p.40
Tabela 3.1.	Transformação dos parâmetros de onda resultante da aplicação das eqs. (3.2) e (3.3) para $H_1=1\text{m}$ e $T=10\text{s}$ .	p.44
Figura 4.1.	Batimetria da Lagoa de Araruama. A linha preta mais grossa representa a isobatimétrica de 6 m e a linha azul, a de 1,5 m.	p.47
Figura 4.2.	A linha pontilhada representa uma possível configuração da isobatimétrica de 6 m para um instante pretérito em que o esporão central encontrava-se em um estágio anterior de desenvolvimento da Lagoa de Araruama.	p.48
Figura 4.3.	Formação submersa de baixios semelhantes a cúspides, ao largo dos esporões da Lagoa de Araruama. Imagem LANDSAT de 1999.	p.49
Figura 4.4.	Análise dos dados de onda do ponto 1 do experimento 1 na Lagoa de Araruama.	p.50
Figura 4.5.	Análise dos dados de onda do ponto 7 do experimento 1 na Lagoa de Araruama.	p.51
Figura 4.6.	Experimento numérico no modo estacionário do SWAN com vento NE de velocidade igual a $7\text{ms}^{-1}$ , mostrando a variação da direção das ondas, devido ao espalhamento da energia na área de geração.	p.52
Figura 4.7.	Ondas geradas por um vento SO, na Lagoa dos Patos - RS, exemplificando o espalhamento em uma pista real na proximidade de um pontal arenoso que se estende a partir da extremidade de um esporão lagunar na margem NO. a) Localização da área. b) No lado esquerdo, as ondas geradas na enseada, e, no lado direito, as ondas geradas no corpo principal da Lagoa. c) Direção das ondas em água profunda de SSE, no lado direito.	p.53
Figura 4.8.	Variação do índice de estabilidade na margem Sul de uma lagoa sintética com dimensões e orientação semelhantes às da Lagoa de Araruama, com profundidade constante e igual a 6m.	p.55

Figura 4.9.	Lagoas em diferentes estágios de segmentação e com razões de aspecto distintas na extremidade oriental da Lagoa de Araruama. Em a, b e c, lagoas ocidental, sul e oriental, respectivamente.	p.56
Figura 4.10.	Diagramas de difusividade para as razões de aspecto 0,10(a), 0,50(b), 0,75(c), 1,00(d) e 0,25(e).	p.57
Figura 4.11.	Exemplo da utilização do diagrama de difusividade. Em laranja, direção dos ventos predominantes situada no setor que produz ondas antidifusivas.	p.58
Figura 4.12.	Margem arenosa retilínea da Lagoa Mirim-RS ao lado da Lagoa da Mangueira, com mesma orientação, exibindo esporões bem desenvolvidos.	p.59
Figura 4.13.	Transporte Residual Potencial Médio para o período simulado entre junho de 1990 e junho de 1992.	p.60
Figura 4.14.	Variação da taxa de transporte litorâneo potencial denotando a tendência de retração na extremidade do esporão.	p.61
Figura 4.15.	Posicionamento da linha de costa (em azul) do esporão central obtido por caminhamento com DGPS (Janeiro de 2006), sobreposta a uma imagem LANDSAT. A. Feição indicativa do sentido do transporte litorâneo. B. Inflexão aproximadamente perpendicular de 40 m. C. Extremidade do esporão. D. Inflexão no flanco ocidental (25 m).	p.63
Figura 4.16.	Indicação do sentido de transporte da direita para a esquerda na base do esporão central, em concordância com os cálculos realizados.	p.64
Figura 4.17.	Detalhe do caminhamento na extremidade do esporão central. Destaca-se um grande número de irregularidades e uma orientação diversa da encontrada em todo o flanco oriental.	p.65
Figura 4.18.	Microfalésias na extremidade do esporão central (Ponto C da Figura 4.14).	p.66
Figura 4.19.	Delimitação das áreas erodidas principais no período de 1954 a 2006, obtidas através de comparação entre fotografia aérea (1954) e caminhamento. A linha azul indica a linha de costa atual, e a vermelha, as porções erodidas.	p.68

- Figura 4.20. Esporão ocidental. Fotografia aérea de 1954 e imagem do GOOGLE EARTH de 2006, à esquerda e direita, respectivamente. p.69
- Figura 4.21. Laguna de Nantucket, EUA. Esporões abrasionais com cristas de praia preservadas do cordão litorâneo. p.70
- Figura 4.22. Convergência tríplice de pontais arenosos no extremo oeste da Lagoa de Araruama. À esquerda, fotografia aérea de 1954. À direita imagem GOOGLE EARTH de 2006. p.71
- Figura 4.23. Formação submersa, ao largo do esporão oriental da Lagoa de Araruama. Fotografia Aérea de 1954. p.73
- Figura 4.24. Imagem LANDSAT de 1999 Banda 8 ressaltando a geometria da porção submersa adjacente aos esporões. Observa-se o estreitamento da faixa no flanco oriental destas feições morfológicas. p.74
- Figura 4.25. Detalhamento da cúspide submersa do esporão central, obtida pelo tratamento da fotografia aérea com o recurso Fatiamento arco-íris do SPRING. As cores branca, verde e azul representam regiões com profundidades distintas: inferiores a 1 m, entre 1 m e 3 m e acima de 3 m, respectivamente. p.75
- Figura 4.26. Imagem do GOOGLE EARTH mostrando o esporão na Lagoa dos Patos margeado por uma possível linha de costa pretérita submersa atualmente. p.77

## LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

$H_b$	Altura de onda na arrebentação.
$\phi_b$	Ângulo de incidência da linha de crista de onda em relação a linha de costa na arrebentação.
D	Profundidade de fechamento do perfil em metros.
$\eta$	Posição da linha de costa na direção transversal em metros.
$Q_s$	Fluxo de sedimentos em metros cúbicos por segundo.
K	Coefficiente de proporcionalidade empírico.
T	Período das ondas em segundos.
$H_0$	Altura significativa em água profunda em metros.
$\theta$	Direção da linha de costa em relação à abscissa do sistema de coordenadas adotado.
$\mu$	Difusividade da linha de costa.
$H_1$	Altura de onda fora da arrebentação.
$C_{g1}$	Celeridade de grupo de onda fora da arrebentação.
$\phi_1$	Ângulo de incidência da linha de crista de onda em relação à linha de costa fora da arrebentação.
$g$	Aceleração da gravidade igual a $9,81 \text{ ms}^{-2}$ .
$\gamma$	Índice de arrebentação $\frac{H_b}{d_b}$ , onde $d_b$ é a profundidade de arrebentação.

$C_1$	Celeridade de onda fora da arrebentação.
$\rho$	Massa específica da água, igual a $1.042\text{kgm}^{-3}$ .
$\rho_s$	Massa específica do sedimento, igual a $2.650\text{kgm}^{-3}$ .
$n$	Porosidade.
$\Gamma$	Índice de estabilidade.
$E$	Fator de energia
$\psi$	Fator direcional.
CNA	Companhia Nacional de Álcalis.
CPRM	Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais.
DGPS	<i>Differential Global Positioning System.</i>
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil.
DPI	Divisão de Processamento de Imagens.
GPS	<i>Global Positioning System.</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
L	Leste.
LANDSAT	<i>Land Remote Sensing Satellite.</i>
N	Norte.
NE	Nordeste.
NMR	Nível médio relativo da laguna.
NNE	Norte-Nordeste.
NO	Noroeste.

O	Oeste.
REF/DIF	<i>Phase-resolving parabolic refraction-diffraction model.</i>
S	Sul.
SE	Sudeste.
SEMADS	Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável.
SO	Sudoeste.
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas.
SWAN	<i>Simulating Waves Nearshore.</i>
USACE	<i>U.S. Army Corps of Engineers.</i>
UTM	<i>Universal Transverse Mercator.</i>

## SUMÁRIO

1.	<b>INTRODUÇÃO</b>	p.17
1.1	<b>Área de Estudo</b>	p.29
2.	<b>OBJETIVOS</b>	p.32
2.1	<b>Objetivo Geral</b>	p.32
2.2	<b>Objetivos Específicos</b>	p.32
3.	<b>MÉTODOS</b>	p.34
3.1	<b>Batimetria</b>	p.34
3.2	<b>Reconstituição do Clima de Ondas</b>	p.35
3.2.1	Verificação do Desempenho do SWAN	p.35
3.2.2	Ventos	p.36
3.2.3	Clima de Ondas	p.38
3.3	<b>Potencial de geração de esporões</b>	p.40
3.4	<b>Transporte Litorâneo</b>	p.41
3.5	<b>Evolução da linha de costa observada</b>	p.44
3.5.1	Caminhamento com DGPS	p.44
3.5.2	Geoprocessamento	p.45
4.	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	p.46
4.1	<b>Batimetria</b>	p.46
4.2	<b>Reconstituição do Clima de Ondas</b>	p.49

4.2.1	Clima de Ondas	p.49
4.3	<b>Potencial de geração de esporões</b>	p.53
4.4	<b>Transporte Litorâneo</b>	p.59
4.5	<b>Determinação da evolução da linha de costa</b>	p.62
4.5.1	Caminhamento com DGPS	p.62
4.5.2	Geoprocessamento	p.66
5.	<b>CONCLUSÕES</b>	p.81
6.	<b>REFERÊNCIAS</b>	p.84
7.	<b>APÊNDICES</b>	p.88
7.1	<b>Rosas de ondas</b>	p.88
7.2	<b>Diagramas de difusividade</b>	p.97

## 1. INTRODUÇÃO

A interface entre áreas emersas e submersas está constantemente submetida a transformações decorrentes da evolução conjunta da morfologia do fundo e dos campos de ondas e correntes. Tais transformações são inerentes ao conceito de morfodinâmica de linhas de costa lagunares ou marinhas.

O transporte de sedimentos na zona de arrebentação se divide em dois modos principais: a deriva litorânea, paralela à linha de costa e o transporte transversal. O primeiro, decorre do movimento de vai-e-vem, na face da praia, causado pelo espriamento do fluxo de massa associado à arrebentação das ondas (KOMAR, 1971) somado à corrente litorânea. Esta última é função do gradiente da tensão de radiação (LONGUET-HIGGINS, 1970).

As transformações do perfil de praia resultam do transporte normal à linha de costa e tendem a um equilíbrio dinâmico. Em geral, ondas com valores pequenos para a razão entre a altura e o comprimento (esbeltez), tendem a promover o acúmulo de sedimentos na face da praia e erodir a antepraia. Ondas com maior esbeltez, ou ondas de tempestade, retiram o material da face da praia em direção à região submarina adjacente. Neste caso, podem contribuir para a formação de barras submersas (FAGHERAZZI *et al.*, 2003).

A evolução da linha de costa apresenta variações em escalas de tempo que variam desde dias, no caso de tempestades ocasionais, sazonais e em escala geológica (milhares de anos). As oscilações do nível do mar (NM) de longo período constituem, assim, mais um fator determinante. As transgressões e regressões marinhas promovem o recuo e o avanço da linha de costa, respectivamente.

Durante as elevações do NM ocorre um fluxo do material da praia para a antepraia,

deixando um resíduo (*shoreface ramp*) da translação da linha de costa (COWELL *et al.*, 1995). O rebaixamento do NM, analogamente, está associado a um fluxo de sedimentos que promove a progradação da linha de costa e o retrabalhamento do material da antepraia. Desta forma, retrações/progradações da linha de costa são, essencialmente, uma conseqüência de um balanço negativo/positivo de sedimentos e/ou oscilações do NM (DILLENBURG *et al.*, 2004).

Este conjunto de processos torna a região costeira, rica em feições geomorfológicas que refletem a complexa interação de fenômenos hidrodinâmicos com os sedimentos. A conspícua ocorrência de padrões rítmicos, que incluem desde cúspides de praia até esporões e cabos, tem sua causa como objeto de questionamento (BATTJES, 2003). Eles seriam resultado de forças periódicas ou de um processo de auto-organização?

Os esforços dirigidos a esta questão se dividem entre as abordagens reducionista e holística e cada uma tem alcançado sucesso em escalas espaciais e temporais distintas. A primeira tem sua aplicação limitada aos fenômenos de escala temporal pequena, pois se concentra na descrição dos processos de transporte de sedimentos a nível instantâneo, em cada movimento orbital de um ciclo de onda. Tornam-se, portanto, proibitivos para descrição de fenômenos na escala de tempo geológico. Tanto pelo incomensurável custo computacional requerido, quanto pelo acúmulo de erros.

A evolução de esporões recebeu grande impulso com a abordagem holística, onde apenas os elementos essenciais, que regem um determinado fenômeno, são considerados. Foi apresentada por ASHTON *et al.* (2001) que demonstrou que estas feições podem ser estruturas emergentes da auto-organização. Este conceito vem do trabalho pioneiro de PRIGOGINE & STENGERS (1984) onde observou que certos fenômenos termodinâmicos transientes indicaram que a ordem pode advir do caos. A formação de cúspides de praia também foi tratada holisticamente por COCO *et al.* (2003), cujos resultados contradizem a noção convencional de que estas estruturas têm *edge waves* como processo causal.

A denominação de esporões será aqui empregada para as protuberâncias na linha de costa em forma de cúspides, formadas por material não-coesivo excluindo-se, assim, os pontais arenosos que estão ligados apenas à deriva litorânea e não à instabilidade da linha de costa. Esta distinção se faz necessária posto que, em alguns casos, pontais arenosos se estendem a partir de esporões.

As feições geomorfológicas conhecidas como esporões fazem parte de um conjunto de formas com diferentes graus de assimetria e razões de aspecto e apresentam características peculiares, tanto em relação ao caráter rítmico quanto aos processos determinantes para sua origem e evolução. Aparecem em escalas espaciais desde alguns metros até centenas de quilômetros e podem ocorrer tanto em mar aberto (*cusate forelands*) quanto em corpos d'água restritos (*cusate spits*). Algumas destas feições têm íntima ligação com o processo de segmentação de corpos d'água costeiros, tais como aquelas encontradas na Lagoa dos Patos - RS e na Lagoa de Araruama - RJ.

O conceito fundamental para o processo de formação e evolução dos esporões reside na existência de um determinado ângulo crítico entre as ondas incidentes e a costa, que promove um máximo no transporte litorâneo. Esta associação foi prevista teoricamente pela primeira vez por DE LAMBLARDIE (1789 *apud* ZENKOVITCH, 1959) e somente em 1947, uma expressão matemática para representar o transporte litorâneo de sedimento, baseado na energia das ondas, foi sugerido pelo *Scripps Institute of Oceanography* (USACE, 2002).

O valor do ângulo crítico entre a linha de cristas de onda e a linha de costa ( $\varphi_0$ ) pode variar, dependendo da expressão adotada para o transporte litorâneo, entre 34° (KAMPHUIS, 1991) e 52° (BAILLARD, 1984). Porém, independente se uma ou outra expressão é a mais realística, o fato é que um clima de ondas predominantemente composto por ondas incidindo com um ângulo maior que o crítico acarreta a instabilidade da linha de costa (ZENKOVITCH, 1959; ASHTON *et al.*, 2001).

O transporte de sedimentos na zona de arrebatção é nulo para ondas com incidência normal ( $\varphi_0 = 0^\circ$ ) e para ondas transversais à linha de costa ( $\varphi_0 = 90^\circ$ ) e, assumindo-se a expressão de KOMAR (1971), o valor máximo para o transporte litorâneo ocorre quando  $\varphi_0 = 42^\circ$ . Assim, ondas com ângulo de incidência maior que o crítico, quando encontram uma perturbação na tendência geral da linha de costa, reduzindo o ângulo e aumentando o fluxo de sedimentos, causam erosão. Na crista da perturbação ocorre o contrário, já que o gradiente negativo do fluxo de sedimentos promove assoreamento. Portanto, a perturbação tende a crescer caracterizando a instabilidade da região (ASHTON *et al.*, 2001).

Analogamente, ondas incidindo com obliquidade menor que a do ângulo crítico determinam o desaparecimento da perturbação (costa estável), erodindo a crista e assoreando os flancos. A Figura 1.1 representa o esquema deste processo. Este mecanismo conceitual foi

assumido por ZENKOVITCH (1959) para explicar a formação e o crescimento de esporões lagunares.

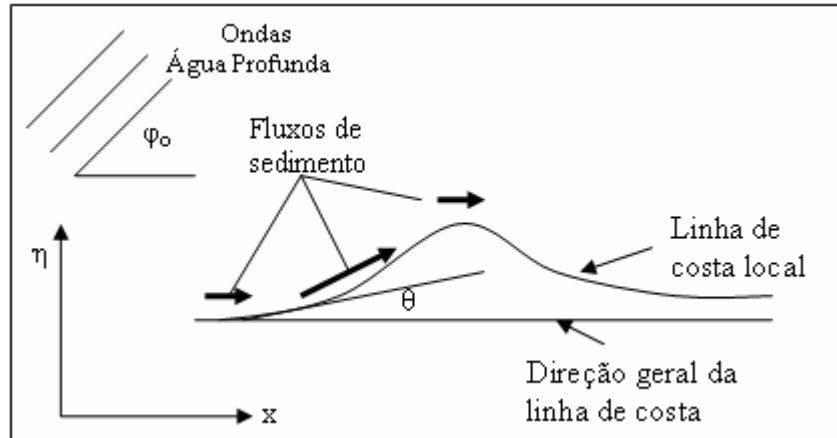


Figura 1.1. Definição dos ângulos e coordenadas utilizados, representando o modelo conceitual para a formação de esporões.  $\eta$  é a distância da linha de costa.

A possibilidade da ocorrência de instabilidade na linha de costa foi primeiramente apontada de forma conceitual por ZENKOVITCH (1959), que sugeriu um modelo para formação de esporões e segmentação de corpos de água alongados submetidos a um regime de ventos predominantes longitudinais. Neste caso, os esporões iniciariam sua formação na parte lagunar (reverso) do cordão litorâneo e, ao atingirem cerca de metade da largura do corpo d'água, induziriam a formação de esporões na margem oposta. Este processo evoluiria até a segmentação causada pela coalescência dos pares de esporões opostos.

O caráter migratório dos esporões em direção aos extremos da laguna, também foi identificado por ZENKOVITCH (1959). É causado pela erosão do flanco à barlar, que fornece material para o alongamento da extremidade e alargamento do flanco à sotamar. Este material é retrabalhado pelas ondas subordinadas, aqui consideradas como aquelas que representam a segunda moda da distribuição de frequência, atuando no sentido oposto das ondas predominantes. Esta característica confere a assimetria destas feições, durante este estágio (Figura 1.2).

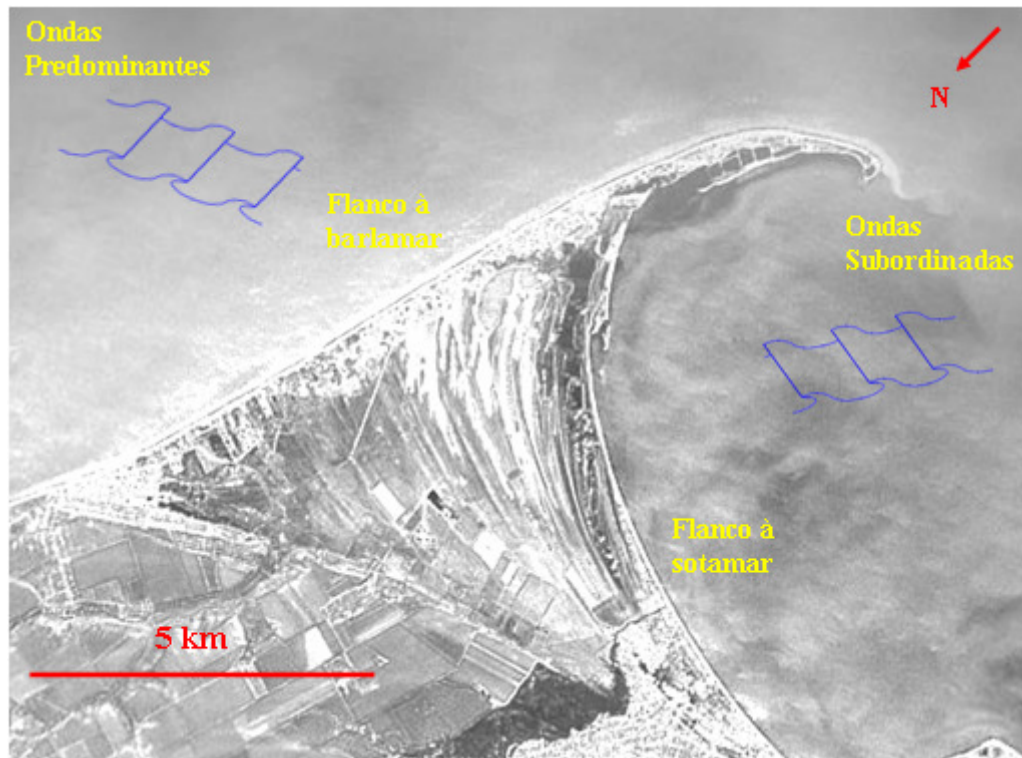


Figura 1.2. Formação de cristas de praias na zona protegida da incidência de ondas predominantes em um esporão no mar de Azov, Ucrânia. Fonte: GOOGLE EARTH

Outro aspecto relevante do modelo de ZENKOVITCH (1959) consiste na ocorrência de cristas de praia, na porção abrigada da incidência das ondas predominantes, ou seja, no flanco à sotamar (Figura 1.2). Estas cristas seriam construídas com o material transportado pela deriva litorânea promovida pelas ondas subordinadas

Este autor observa ainda, que a segmentação leva à formação de várias pequenas lagunas com forma elíptica, apresentando seu eixo maior alinhado perpendicularmente à direção do vento predominante. Este processo e o de migração ocorrem através do adelgaçamento do cordão litorâneo, fonte de sedimentos para a formação e evolução destas feições (Figura 1.3).

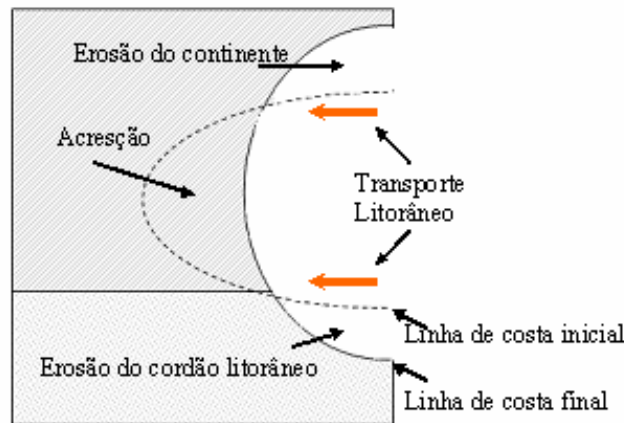


Figura 1.3. Desenho esquemático do processo de consumo do cordão litorâneo para a formação e evolução dos esporões.

Embora este engenhoso modelo tenha sido concebido em 1959, a instabilidade da linha de costa, causada pela incidência de ondas muito oblíquas, só foi representada analiticamente em 2001, por ASHTON *et al.* A abordagem analítica clássica, de PELNARD-CONSIDERÉ (1956) *apud* ASHTON *et al.*, 2001, previa a estabilidade da linha de costa independente do ângulo de incidência das ondas, estando em conflito com a teoria de ZENKOVITCH (1959).

A equação de difusão para o sedimento, apresentada por PELNARD-CONSIDERÉ (1956) *apud* ASHTON *et al.*, 2001, foi deduzida considerando-se que a altura de onda ( $H_b$ ) e o ângulo de incidência ( $\varphi_b$ ), na arrebentação, permaneceriam constantes ao longo de uma costa sinuosa. Esta premissa, foi criticada por ASHTON *et al.* (2001) que utilizando a teoria linear de ondas, deduziram uma expressão para o transporte de sedimentos em função dos parâmetros de onda em águas profundas (Equação 1.1). A partir da equação da conservação de sedimentos (equação 1.2), e baseando-se na relação expressa na equação 1.1, ASHTON *et al.* (2001) desenvolvem uma nova equação de difusão (Equação 1.3).

Representando-se o fluxo de sedimentos em função do ângulo de incidência das ondas em águas profundas ( $\varphi_0$ ), escreve-se:

$$Q_s = KH_0^{12/5} T^{1/5} \cos^{6/5}(\varphi_0 - \theta) \text{sen}(\varphi_0 - \theta) \quad (1.1)$$

Onde:

$K$  = coeficiente de correlação;

$T$  = período das ondas em segundos;

$H_0$  = altura significativa em água profunda em metros;

$\theta$  = direção da linha de costa.

Utilizando a equação da conservação dos sedimentos:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{1}{D} \frac{\partial Q_s}{\partial x} \quad (1.2)$$

Onde:

$D$  = profundidade de fechamento do perfil em metros;

$\eta$  = posição da linha de costa na direção transversal em metros;

$Q_s$  = fluxo de sedimentos em metros cúbicos por segundo.

Assim, pode-se deduzir uma equação de difusão substituindo-se (1.1) em (1.2), o que resulta em:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \mu \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad (1.3) \text{ e}$$

$$\mu = \left( \frac{1}{D} \right) K H_0^{12/5} T^{1/5} \cos^{1/5}(\varphi_0 - \theta) [\cos^2(\varphi_0 - \theta) - \frac{6}{5} \sin^2(\varphi_0 - \theta)] \quad (1.4), \text{ ou seja,}$$

$$\mu = E\psi$$

Onde:

$\mu$  = difusividade da linha de costa;

$E = \left(\frac{1}{D}\right)KH_0^{12/5}T^{1/5}$ , que representa o fator de energia;

$\psi = \cos^{1/5}(\varphi_0 - \theta)[\cos^2(\varphi_0 - \theta) - \frac{6}{5}\sin^2(\varphi_0 - \theta)]$ , que representa o fator direcional.

A análise desta expressão mostra que a difusividade ( $\mu$ ) depende do ângulo de incidência das cristas de onda em relação ao alinhamento da linha de costa ( $\varphi_0 - \theta$ ). Quando a difusividade é positiva, para  $(\varphi_0 - \theta) < 45^\circ$ , ela está associada à tendência das ondas a retilinizar o litoral, desfazendo as irregularidades (são as chamadas ondas *difusivas*). Se a difusividade é negativa, para  $(\varphi_0 - \theta) > 45^\circ$ , a força das ondas promove a evolução da sinuosidade da linha de costa (ondas *antidifusivas*). Esta relação está representada na Figura 1.4. Este conceito é muito importante para explicar a evolução da costa em função do clima de ondas de uma área.

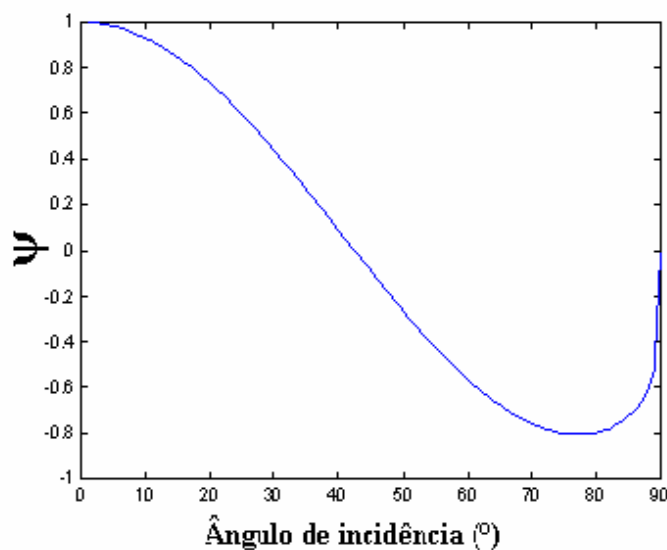


Figura 1.4. Dependência da difusividade em relação o ângulo de incidência das ondas na linha de costa.

Desta forma, ASHTON *et al* (2001) demonstraram que a difusividade da linha de costa assumia valores negativos para ângulos maiores que o crítico, caracterizando a possibilidade de ocorrência de instabilidade na linha de costa. Esta equação de difusão está em consonância com a teoria de ZENKOVITCH (1959) e, portanto, consideraremos que o processo de formação dos esporões é determinado pelo gradiente do fluxo de sedimentos na linha de costa, sob a ação predominante de ondas antidifusivas.

ASHTON *et al.* (2001) elaboraram um algoritmo computacional para demonstrar, através de um modelo numérico, a formação e evolução de esporões. O algoritmo é uma adaptação dos modelos convencionais *1-line* com implementos nos esquemas numéricos e com caráter bidimensional.

Normalmente os modelos *1-line* são integrados com esquema numérico central ou *backward* que torna o modelo instável para ondas com incidência muito oblíqua. Para contornar esta limitação ASHTON *et al.* (2001) utilizaram um método misto de integração numérica, alternando entre o esquema central e o *upwind*, que permitiu a estabilidade do modelo para ondas antidifusivas.

Para permitir conformações complexas da linha de costa o modelo desenvolvido por ASHTON *et al.* (2001) adota um espaço bidimensional composto por células finitas, cujos diferentes percentuais de preenchimento definem diferentes posições da linha de costa. Este artifício permite a representação de processos morfodinâmicos, onde a linha de costa pode até dobrar-se sobre si mesma, incluindo a possível formação de lagos interiores (Figura 1.5).

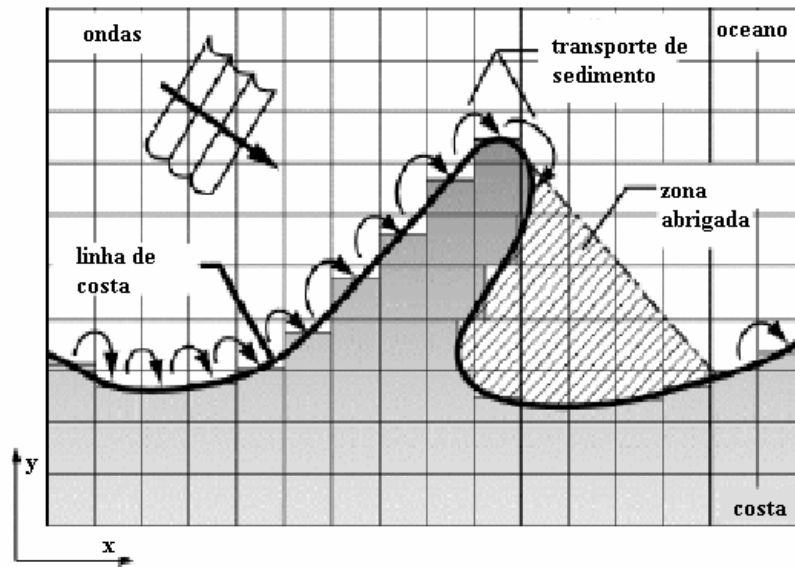


Figura 1.5. Representação esquemática da abordagem bidimensional de ASHTON *et al.* (2001), mostrando a habilidade do modelo em representar linhas de costa complexas.

Na natureza é comum que a costa esteja sujeita a um clima de ondas com predominância de uma determinada direção de incidência. Esta assimetria se reflete em uma deriva litorânea residual correspondente às ondas mais frequentes. Assim, se uma região sofre a ação de ondas predominantes vindas da esquerda de observador de frente para o mar o transporte litorâneo residual será da esquerda para a direita. No entanto, em um clima de ondas simétrico o transporte residual seria zero, já que as quantidades de sedimento transportados nos dois sentidos se anulam. Desta forma as feições geomorfológicas produzidas na linha de costa têm sua forma determinada pela simetria do clima de ondas na região analisada.

Os resultados das simulações para climas de ondas com diferentes assimetrias e proporções de ondas antidifusivas revelaram estruturas emergentes de um processo de auto-organização. Partindo de pequenas perturbações aleatórias sobre uma costa retilínea, surgem feições rítmicas extremamente semelhantes às encontradas na natureza. A relação entre a razão de aspecto e a assimetria das feições resultantes com o clima de ondas está representada, resumidamente, na Figura 1.6 (ASHTON & MURRAY; submetido, a).

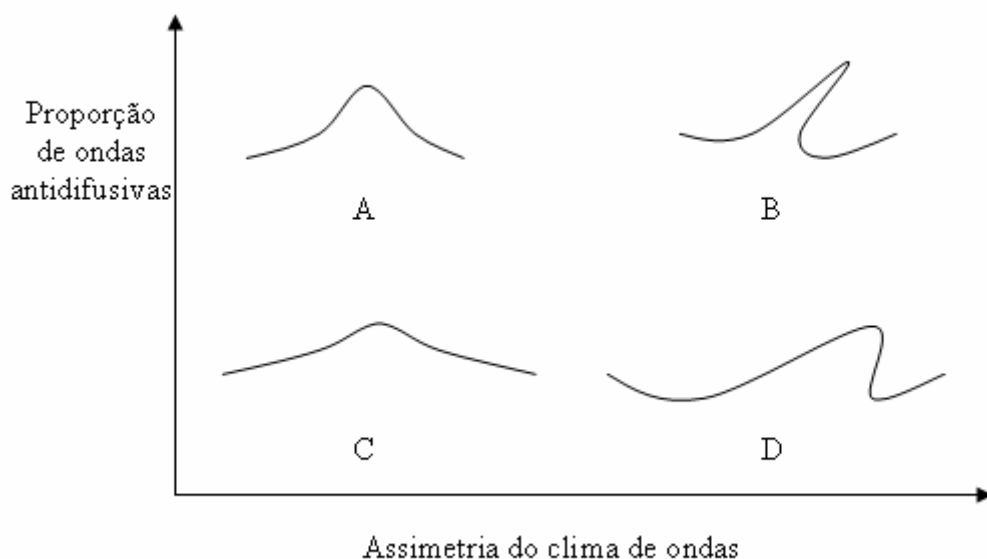


Figura 1.6. Relação entre o clima de ondas e a forma das feições resultantes das simulações computacionais realizadas por ASHTON & MURRAY (submetido, a). A) Protuberâncias em forma de cúspides. B) *Flying spits*. C) *Sand waves*. D) *Reconnect spits*.

Embora a inclinação dos flancos, em relação à tendência geral da linha de costa, possa variar, o ângulo entre a linha de costa, no trecho de incidência, e a linha de cristas das ondas não pode ser inferior àquele que promove o transporte litorâneo máximo. Do contrário, a extremidade da feição (a ponta do esporão) ficará sob o efeito de um gradiente positivo no transporte litorâneo resultando, portanto, em sua erosão. Nos climas de ondas muito assimétricos a inclinação do flanco a sotamar é resultante de transporte litorâneo construtivo, oposto àquele causado pelas ondas predominantes, que são responsáveis pela instabilidade. As ondas subordinadas atuam principalmente na redistribuição do material oriundo de montante da deriva litorânea promovendo a formação de cristas de praia e, muitas vezes, formando lagoas no interior dos esporões.

ZENKOVITCH (1959) atribuiu a existência de lagoas interiores a uma elevação do nível do mar aumentando a altura da berma nos flancos do esporão e aprisionando parte do espelho d'água. Suas conclusões decorrem da observação de que a altura das cristas de praia diminui em direção à lagoa interior, em uma determinada feição por ele estudada. Porém,

estas lagoas aparecem nos resultados de ASHTON *et al.* (2001) independentemente da inclusão das variações do nível do mar.

De fato, na região do estuário de Amur (Rússia) pode-se observar o processo de formação de lagoas interiores em diferentes estágios, em esporões adjacentes (Figura 1.7) indicando que este processo pode ocorrer sem variação do nível do mar.

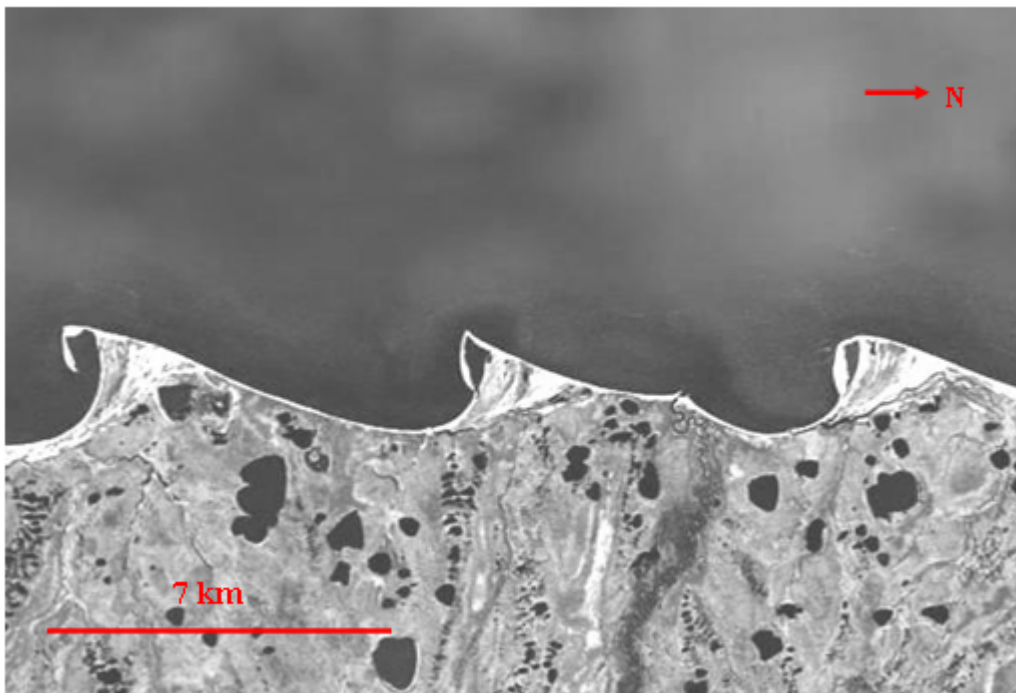


Figura 1.7. Esporões no Estuário de Amur, Rússia. Fonte: GOOGLE EARTH.

O fenômeno de propagação de ondas em lagoas apresenta características diversas daquelas assumidas por ASHTON *et al.* (2001). A limitação da área de geração e a transformação de sua geometria durante o crescimento dos esporões promovem um clima de ondas variável temporal e espacialmente. ZENKOVITCH (1959) e ROSEN (1975) apontam para a importância destas variações no desenvolvimento dos esporões em lagoas, porém de forma qualitativa.

Desta forma, neste trabalho, o clima de ondas em corpos d'água restritos será descrito quantitativamente através da aplicação de modelos numéricos de geração e propagação de ondas. Permite-se, assim, uma análise detalhada da interação deste fator hidrodinâmico com o fluxo de sedimentos, induzindo as alterações da linha de costa.

Os conceitos apresentados serão aplicados para auxiliar a compreensão dos processos envolvidos na evolução dos esporões da Lagoa de Araruama.

### 1.1 Área de Estudo

A Lagoa de Araruama é uma laguna hipersalina (55) com profundidade média de 3,2 m e máxima de 17,2 m e área de 200 km<sup>2</sup> (MUEHE, 2006). Localiza-se no extremo oriental do sistema de lagunas do sul do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1.8).

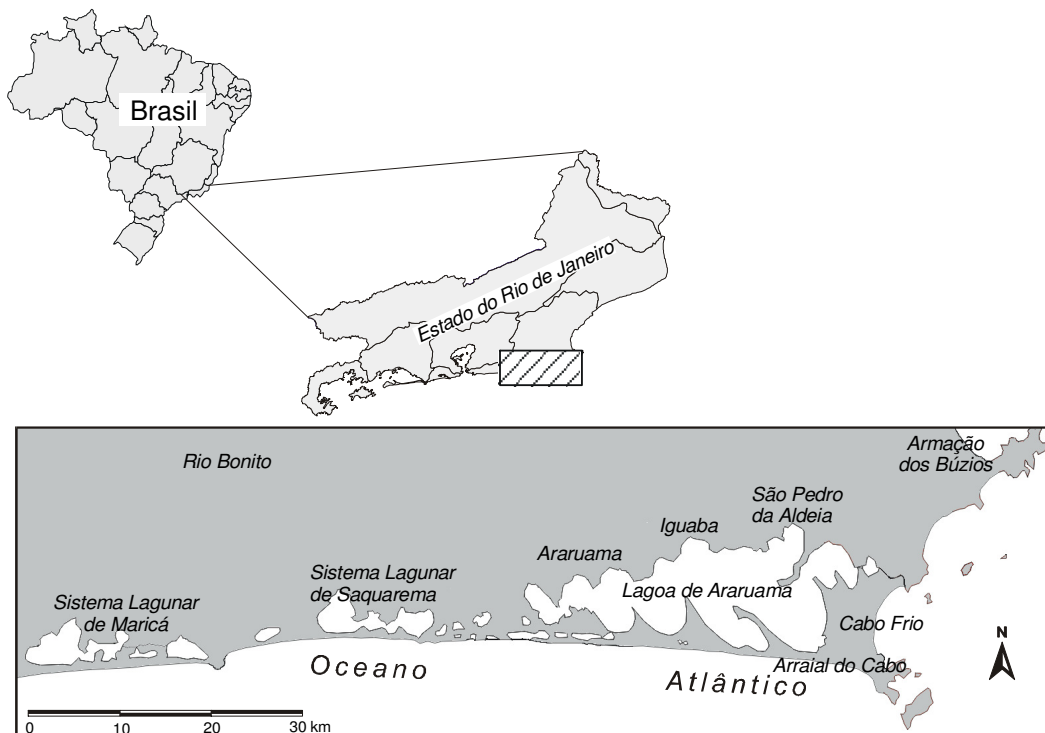


Figura 1.8. Localização da Lagoa de Araruama, ao norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.

A presença de embasamento cristalino e sedimentos terciários é marcante em sua margem norte contrastando com o caráter eminentemente sedimentar da margem sul, sendo tipicamente uma laguna resultante do isolamento por cordão litorâneo. Na realidade, TURCQ *et al.* (1999) identificaram dois cordões litorâneos paralelos de idades bem distintas.

Apresentaram uma reconstituição cronológica onde uma laguna pleistocênica teria se formado na penúltima transgressão (antes de 123 000 anos AP).

Na regressão subsequente, a região antes ocupada pela laguna ficou, em grande parte, em ambiente subaéreo. A última transgressão promoveu a formação do cordão holocênico (cerca de 6 500 anos AP) isolando um segundo sistema ilha-barreira/laguna, inter-cordões. O retrabalhamento do remanescente do cordão litorâneo pleistocênico gerou uma plataforma de abrasão sedimentar que forma a própria superfície do fundo da laguna (MUEHE, 2006).

A laguna de Araruama é receptora de uma série de sub-bacias hidrográficas, totalizando uma área de drenagem de 430 km<sup>2</sup>. Na bacia contribuinte, destacam-se o rio das Moças com uma área de 92 km<sup>2</sup> e o rio Mataruna com 47 km<sup>2</sup> de área drenada (HANSEN, 1993).

Entre 1980 e 1984, a Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) estudou os tipos e a distribuição dos sedimentos superficiais na laguna de Araruama conforme mostrado na Figura 1.9. Os tipos de sedimentos encontrados na laguna de Araruama são os seguintes:

- Areias de fundo da laguna: apresentam as cores branca e acinzentada, são compostas por grãos de quartzo arredondados, encontram-se entre profundidades de 2,5 a 6,0 m e contém alta concentração de conchas. Silte e argila constituem menos de 3% da composição total.

- Areias mistas fluvio-lagunares: apresentam as cores cinza e marrom, são compostas por grãos de quartzo arredondados e subangulosos e situam-se junto à orla norte até as profundidades de 4 m. Silte e argila constituem em média de 5 a 10% da composição total.

- Vasas orgânicas de fundo de lagoa: são constituídas por lamas fluidas de cor preta na superfície, gradando para tons acinzentados. Por diferença de compactação, a 0,5 m de espessura, passam a um fluido viscoso. São compostas por matéria orgânica coloidal e argilas, e ricas em carapaças de algas diatomáceas e/ou cianofíceas. A quantidade de conchas é inexpressiva. São sedimentos que se depositam nas partes mais profundas da lagoa, em bacias ou canais com mais de 6 metros de profundidade.

- Areias de enseada rasa: apresentam as cores branca e cinza-claro e são constituídas por grãos de quartzo subarredondados e subangulosos. A quantidade de conchas varia entre baixo e médio. As profundidades vão até cerca de 2,5 m, predominando em áreas muito rasas com menos de 1 m de lâmina de água. Ocorre somente na parte sul da lagoa.

- As areias de cúspides de laguna: são de cores claras compostas por grãos de quartzo arredondados e subarredondados. Quase não têm material fino como argila e silte. O teor de conchas é variado (BIDEGAIN & BIZERRIL, 2002).

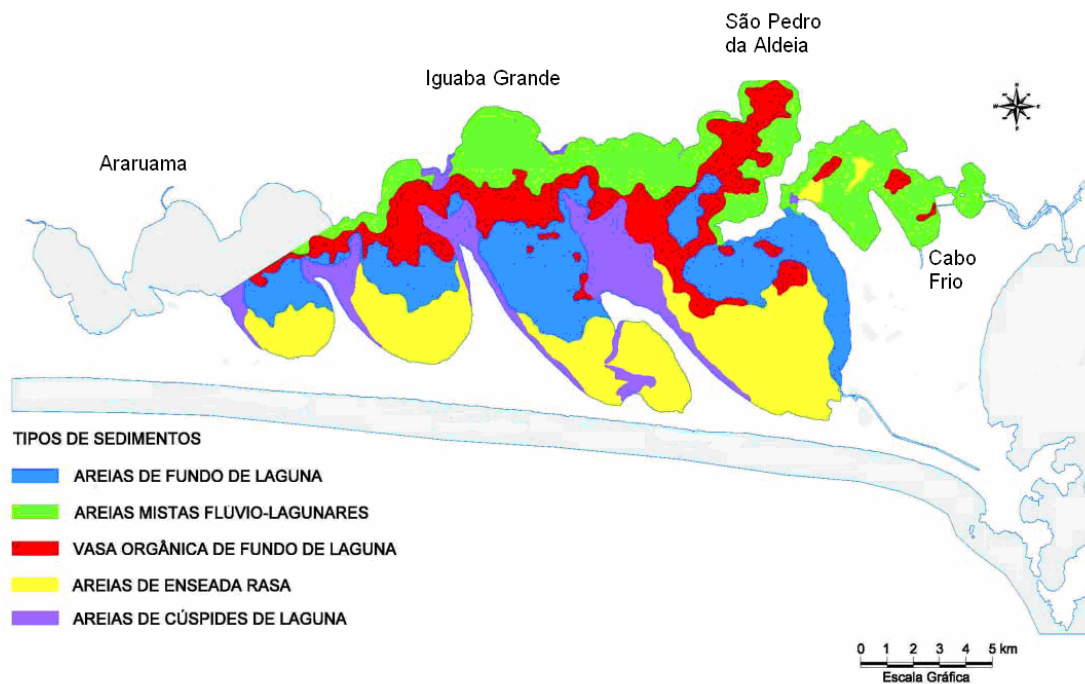


Figura 1.9. Distribuição e tipos dos sedimentos superficiais encontrados na laguna de Araruama (CNA, 1984 *apud* BIDEGAIN & BIZERRIL, 2002 - Projeto PLANÁGUA SEMADS/ GTZ).

O balanço evaporação-precipitação confere um clima árido com precipitação menor do que 1000 mm por ano (BARBIÉRE & COE-NETO, 1999). Esta característica promove condições favoráveis à extração de sal, muito disseminada na região, embora seja uma atividade atualmente em declínio.

Os ventos predominantes são do quadrante NE e são determinados pelo Anticiclone do Atlântico Sul. A distribuição de frequência apresenta uma segunda moda do quadrante SW, associada aos sistemas frontais.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo Geral**

Realizar uma investigação das causas determinantes para origem e evolução dos esporões presentes na Lagoa de Araruama, aplicando técnicas de modelagem numérica.

### **2.2 Objetivos Específicos**

2.2.1 Atualizar dados de batimetria da área de estudo.

2.2.2 Comparar os dados de onda gerados pelo modelo SWAN, com observados *in situ* (PEREIRA, 2001).

2.2.3 Compilar séries temporais de ventos pretéritos de São Pedro d'Aldeia e Arraial do Cabo e determinar a distribuição de frequência conjunta de velocidade escalar e direção.

2.2.4 Determinar o tempo necessário para o vento predominante produzir um mar no estado de completo desenvolvimento.

2.2.5 Reconstituir o clima de ondas na área de estudo, utilizando o vento de São Pedro d'Aldeia.

2.2.6 Avaliar o potencial de formação de esporões através do índice de estabilidade.

2.2.7 Calcular a taxa anual de transporte litorâneo potencial residual ao longo do esporão central, utilizando o vento de São Pedro d'Aldeia.

2.2.8 Obter o posicionamento georreferenciado da linha de costa atual ao longo do esporão central.

2.2.9 Definir a evolução da linha de costa através da comparação de fotos aéreas de 1954 com o posicionamento atual.

### 3. MÉTODOS

#### 3.1 Batimetria

A batimetria foi realizada com uma malha de aproximadamente 250 m, utilizando os seguintes equipamentos: (1) Ecobatímetro Piranha II (*Humminbird*) com transdutor que emite um sinal de frequência de 200 kHz. O equipamento não permitiu a sondagem contínua durante o percurso, pois a turbulência influencia muito a medida. A cada ponto de medida foi necessário parar o barco para fazer a medida, o que aumentou muito o consumo de combustível durante todo o levantamento. O equipamento também não conta com memória de profundidades (*datalogger*) o que nos levou a registrar as profundidades em caderneta de campo. (2) Aparelho de GPS *Garmin 12* dedicado à navegação. As coordenadas dos vértices das linhas de sondagem foram inseridas na memória do GPS para permitir a função *go-to*. (3) Aparelho de GPS *Garmin E-trex* (pertencente ao CILSJ), no qual foram registrados os pontos batimétricos.

Todo o levantamento batimétrico foi transferido para o computador através de cabo de conexão e com o programa *GPS Trackmaker*. Foram levantados um total de 1461 pontos em toda a laguna, perfazendo um total de quase 500 km de batimetria. A base do IBGE apresentava imprecisões grandes (da ordem de 100 m) na área do canal, e, assim, foi feito um estudo para reposicionar as margens do canal. Foram tirados vários pontos na margem com o GPS, a fim de se determinar o verdadeiro contorno da margem. Todas as medidas também foram reduzidas para o *datum* vertical de Imbituba.

## 3.2 Reconstituição do Clima de Ondas

### 3.2.1 Verificação do Desempenho do SWAN

A geração e a propagação de ondas geradas pelo vento na Lagoa de Araruama – RJ foram estudadas através da aplicação de modelos numéricos computacionais. O fenômeno da geração de ondas foi simulado pelo *software Simulating Waves Nearshore* (SWAN). É um modelo espectral de geração e propagação de ondas (refração, difração e fricção no fundo), de terceira geração, que calcula ondas a partir de dados de vento, em regiões costeiras e águas interiores. Foi utilizada a versão 40.51 de agosto de 2006.

O objetivo do experimento consistiu na computação da evolução do campo de ondas forçado por um vento com intensidade e direção variáveis durante um período 6 horas. A série temporal (dados horários) de vento utilizada foi medida por PEREIRA (2001) com anemômetro portátil a 2 m de altitude. As velocidades foram corrigidas para 10 m. Este autor, simultaneamente, utilizou um ondógrafo com 3 sensores capacitivos. O equipamento permitiu a determinação precisa da evolução dos principais parâmetros de onda.

Durante o evento observado, o vento apresentou significativa mudança de direção (de 170°, SSE para 110°, ESE) e pequena variação de intensidade (de 4 a 5 nós). Isto, somado à complexa geometria da região de estudo, que apresenta porções da margem em quase todas as direções, resultou em uma sucessão de estados do mar alternados, apresentando períodos de estabilização e períodos de crescimento da altura significativa. Porém, os resultados do modelo apresentaram uma evolução contínua deste parâmetro, atingindo valores comparáveis àqueles observados (16 cm), apenas no período final da simulação.

Como os parâmetros de onda foram observados a uma distância de 10 m da linha de praia e para evitar um grande número de sub-modelos, optou-se pela aplicação de um modelo monocromático com uma grade computacional adequada abrangendo apenas a parte da área de estudo nas proximidades do ondógrafo. Assim, os parâmetros de onda obtidos na simulação com o SWAN foram utilizados como dados de entrada para o REF/DIF que é um modelo utilizado para cômputo dos efeitos de refração e difração. A evolução do campo de ondas modelado foi, então, comparada com os dados observados apresentando boa concordância qualitativa e quantitativa no que se refere à altura significativa, ao período e à direção (ALVES & WASSERMAN, 2004).

Este estudo demonstra, portanto, a aplicabilidade dos modelos numéricos utilizados para a descrição dos fenômenos de geração e propagação de ondas em uma laguna costeira rasa e de geometria complexa mesmo para um evento de curta duração e grande variabilidade (Figura 3.1).

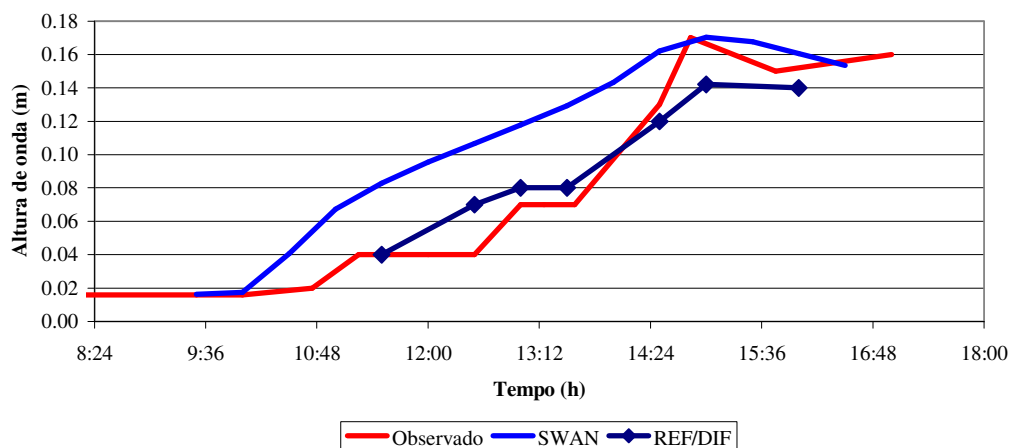


Figura 3.1. Evolução da altura de onda no dia 23 de junho de 1999 em vermelho. Resultado da simulação com o SWAN (em azul), ao largo da instalação do ondógrafo. Resultado das simulações com o REF/DIF para a posição do ondógrafo (em preto).

### 3.2.2 Ventos

Foram compilados dados pretéritos de vento de duas estações meteorológicas localizadas em torno da área de estudo. A série correspondente a estação de São Pedro d'Aldeia foi obtida no Banco de Nacional de Dados Oceanográficos – BNDO da Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN da Marinha do Brasil. Embora o intervalo de dados seja de julho de 1976 a agosto de 2000, o grande número de lacunas presentes, principalmente entre zero e 6 horas, limitou a sua completa utilização. O período de junho de 1990 a junho de 1992 foi selecionado por apresentar séries menos fragmentadas.

Os dados de vento em Arraial do Cabo foram fornecidos pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM da Marinha do Brasil e obtidos pela estação anemométrica da Universidade de São Paulo – USP. A série completa corresponde ao período

de janeiro de 2001 a dezembro de 2005, não apresentando lacunas. O intervalo de amostragem para esta estação foi de 1h e para a de São Pedro D'Aldeia foi de 3h.

Foi calculada a distribuição de frequência conjunta de velocidade escalar e direção, com intervalos de classes de  $2,50 \text{ ms}^{-1}$  e  $10^\circ$ , mostrada em gráficos polares conhecidos como rosa dos ventos. A variação do comportamento do vento não foi significativa. Portanto, foi considerado, para a reconstituição do clima de ondas, o vento da estação de São Pedro d'Aldeia (Figura 3.2) atuando homogeneamente sobre todo o corpo da Lagoa, já que a estação de Arraial do Cabo (Figura 3.3) localiza-se no extremo oriental do corpo d'água modelado.

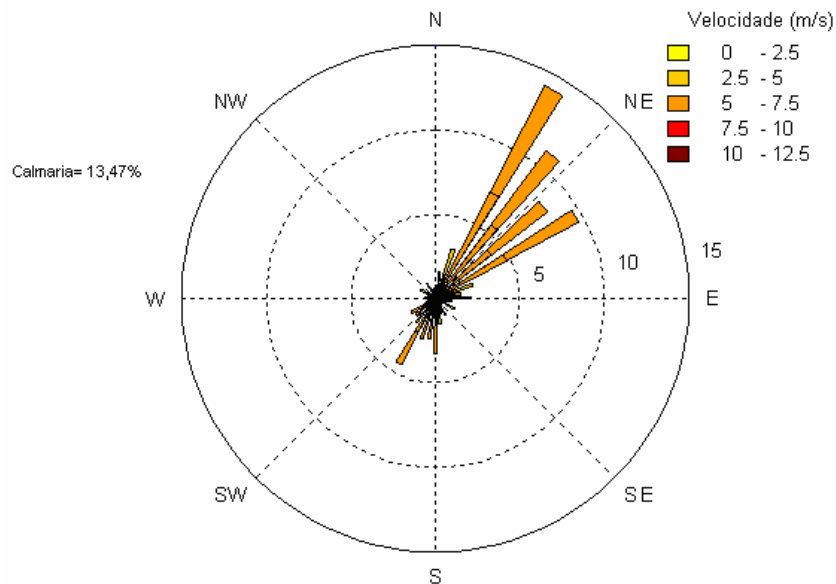


Figura 3.2. Rosa dos ventos do período de junho de 1990 a janeiro de 1993 para a estação de São Pedro d'Aldeia utilizando intervalo de classe de  $10^\circ$  para a direção.

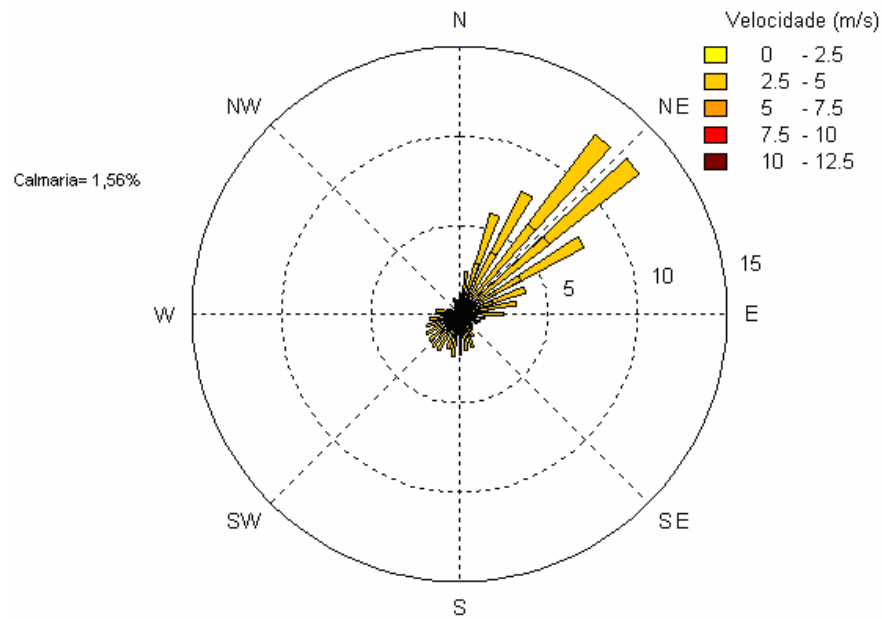


Figura 3.3. Rosa dos ventos do período de janeiro de 2001 a dezembro de 2005 para a estação de Arraial do Cabo utilizando intervalo de classe de  $10^\circ$  para a direção.

### 3.2.3 Clima de Ondas

Uma série temporal de ventos com intervalo de amostragem de 3 horas, abrangendo dois anos de dados da estação de São Pedro D´Aldeia (RJ), foi utilizada para geração e propagação de ondas através do *software* SWAN. A Lagoa de Araruama foi representada discretizando-se a batimetria de 2005 em uma grade computacional com 62 pontos na direção L-O e 26 pontos na direção N-S, espaçados entre si por 0,5 km. A resolução em direção foi de  $5^\circ$  e a faixa de períodos para o cálculo do espectro apresenta 23 valores entre 0,2 e 5,0 s. O modelo considera os efeitos de refração, difração e fricção do fundo.

Os parâmetros de onda relevantes para o cálculo do transporte litorâneo foram armazenados para 17 pontos em torno do esporão principal cujas posições estão representadas na Figura 3.4.

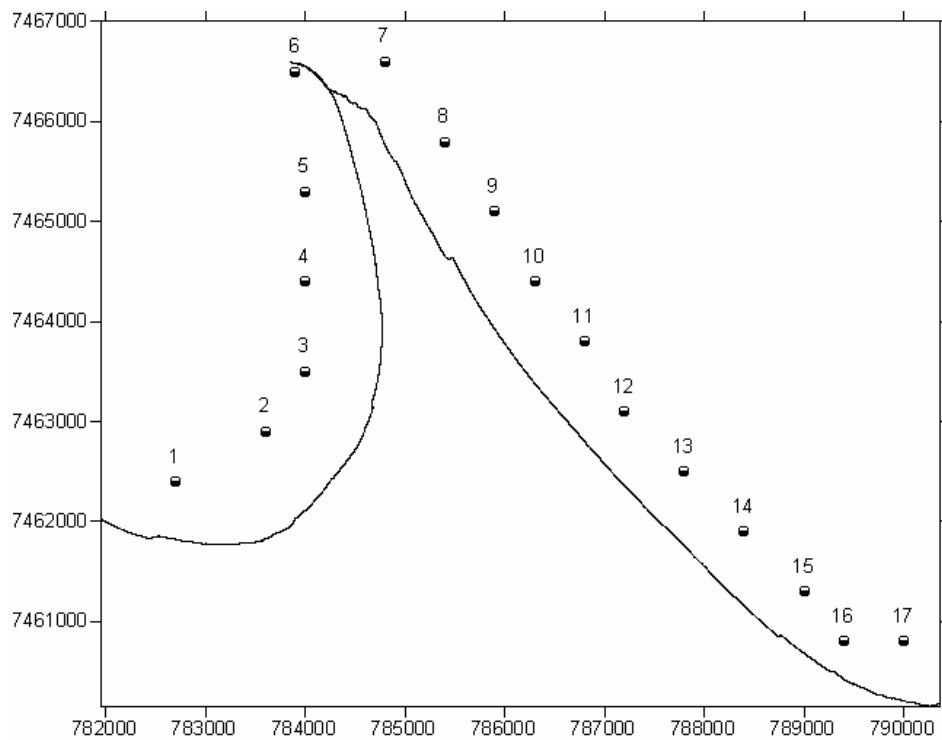


Figura 3.4. Posição dos ondógrafos virtuais escolhidos para as simulações do cálculo de transporte litorâneo utilizando os resultados do modelo SWAN.

Para verificar o tempo de resposta do modelo em relação ao vento predominante, foi realizada uma simulação de geração de ondas, no modo dinâmico do SWAN, com vento constante. Assim, foi obtida a curva de evolução temporal da altura de onda. Foi observado que o tempo necessário para que o estágio de completo desenvolvimento fosse atingido é inferior a 3 horas (Figura 3.5), demonstrando a viabilidade do uso do intervalo de amostragem da série de vento.

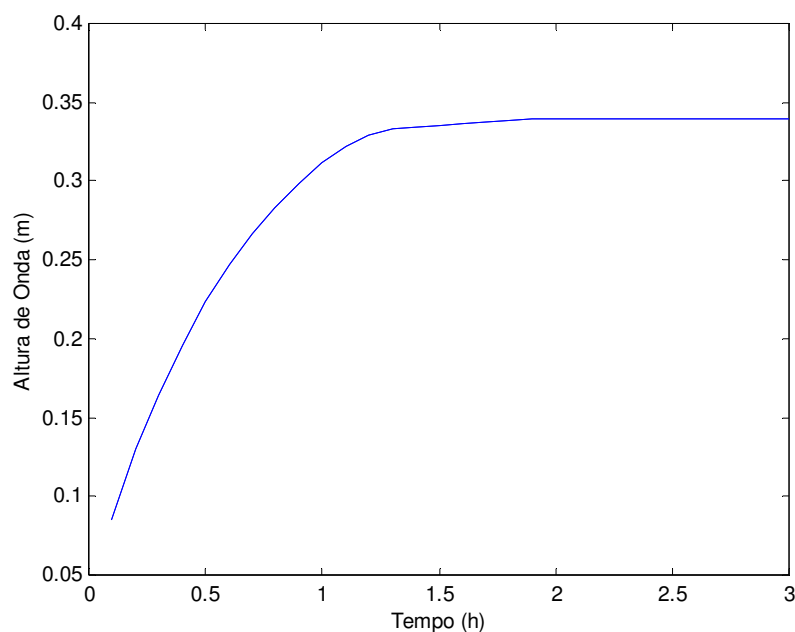


Figura 3.5. Evolução temporal do estado do mar para o vento predominante de São Pedro d'Aldeia ( $7\text{ms}^{-1}$  NE), até que o estado estacionário seja alcançado.

### 3.3 Potencial de geração de esporões

Para o estudo do potencial de geração de esporões, foi utilizada a modelagem numérica para gerar um clima de ondas em uma laguna hipotética de geometria simples, cujas dimensões são semelhantes às da Lagoa de Araruama. O corpo d'água modelado constitui uma laguna com 39 km de comprimento na direção L-O e 9,6 km de largura com profundidade constante igual a 6 m. O valor de batimetria foi escolhido de maneira a garantir que as ondas não seriam afetadas pelo fundo. A grade computacional apresenta 15 pontos na direção L-O e 6 pontos na direção N-S, espaçados de 2,6 km e 1,6 km, respectivamente.

A série temporal de parâmetros de ondas, resultante das simulações feitas a partir de dados de ventos de um ano de São Pedro d'Aldeia, foi utilizada para a determinação do índice de estabilidade da linha de costa. Foram selecionados 6 pontos de saída do modelo, localizados a 3,2 km da margem sul do corpo d'água modelado, espaçados de 5 km na direção L-O.

Em alguns sistemas lagunares a ação de ondas se traduz de forma mais evidente pela formação de esporões e conseqüente segmentação. O litoral fluminense é propício para este estudo pela freqüente presença deste tipo de sistema lagunar, em diferentes estágios de desenvolvimento. Observa-se que estes sistemas possuem diferentes orientações e razões de aspecto. Dessa forma, para investigar a influência desses fatores nos processos morfodinâmicos foi necessária a construção de diagramas de difusividade.

Para tanto foram realizadas simulações de geração de onda, em lagoas hipotéticas de forma retangular, para razões de aspecto 0,10, 0,25, 0,50, 0,75 e 1,00. Estas apresentavam 40 km de comprimento na direção L-O e largura variando entre 4 e 40 km com profundidade constante igual a 6 m. A grade computacional foi composta por nodos espaçados com intervalos iguais de 0,4 km, apresentando, por exemplo, para a razão de aspecto 1,00, 100 na direção L-O e 100 na direção N-S.

Foi necessário alterar a resolução nos experimentos com razão de aspecto de 0,10, já que o modelo não foi capaz de determinar direções e alturas de onda fisicamente possíveis. Assim, o espaçamento na direção N-S foi diminuído de 0,4 para 0,2 km, para que houvesse um aumento na resolução espacial, porquanto da outra maneira haveria apenas 10 pontos na largura da lagoa hipotética, contra os 20 obtidos com o adensamento da malha.

Em cada razão de aspecto foram feitos 13 experimentos numéricos utilizando-se ventos de  $7 \text{ ms}^{-1}$  cuja direção variou em intervalos de  $15^\circ$  no setor de  $\pm 90^\circ$  em relação à normal da linha de costa. Para cada direção foram obtidos os parâmetros de onda em 11 pontos, situados a 0,8 km da linha de costa. O cálculo da difusividade foi, então, realizado para esses pontos.

### **3.4 Transporte Litorâneo**

A expressão utilizada para o cálculo do transporte potencial foi a de KOMAR (1971) (Equação 3.1). O termo “potencial” é utilizado porque os cálculos assumem que haja sedimentos disponíveis em quantidade suficiente para o transporte e que não existam obstruções que reduzam ou interrompam a deriva litorânea (USACE, 2002).

Conhecendo-se os parâmetros de onda e as características dos sedimentos e da antepraia, a fórmula permite que seja calculado o transporte para cada intervalo de tempo.

Assim, se obtivermos uma série temporal com parâmetros de onda podemos calcular o volume transportado para um intervalo de tempo desejado.

$$Q_s = K \left( \frac{\rho \sqrt{g}}{16\gamma^2 (\rho_s - \rho)(1-n)} \right) H_b^{\frac{5}{2}} \sin(2\phi_b) \quad (3.1)$$

Onde:

$\rho$  = Massa específica da água, igual a  $1.042 \text{kgm}^{-3}$ , a temperatura e a salinidade consideradas foram de  $25^\circ\text{C}$  e  $60$ ;

$\rho_s$  = Massa específica do sedimento, igual a  $2.650 \text{kgm}^{-3}$ ;

$g$  = Aceleração da gravidade de  $9,81 \text{ms}^{-2}$ ;

$\gamma$  = Índice de arrebentação  $\frac{H_b}{d_b}$ , onde  $d_b$  é a profundidade de arrebentação;

$n$  = Porosidade.

O coeficiente de calibração (K) escolhido para o cálculo do transporte potencial foi aquele que realizou o melhor ajuste entre a linha de costa gerada por um modelo *I-line* e a linha de costa observada por PEREIRA (2001), cujo valor é igual a  $0,32$ , conforme demonstrou ALVES *et al.* (2005).

Objetivando determinar a influência em longo prazo do gradiente de transporte litorâneo na evolução da linha de costa, foi calculado o transporte residual com os resultados da reconstituição do clima de ondas de um ano, através do somatório dos transportes instantâneos. Assim, convencionou-se que o transporte da esquerda para a direita seria positivo e no sentido contrário negativo, assumindo-se um observador olhando na direção do azimute da normal à linha de costa. Esse cálculo foi feito em 17 pontos ao longo da orla do esporão central.

Como as fórmulas de transporte usualmente utilizam os parâmetros de onda no início da zona de arrebentação é necessário o cômputo dos efeitos de refração e *shoaling*. O método mais simples consiste na assunção de que as isobatimétricas são retas e paralelas à linha de costa desprezando-se, ainda, os efeitos de dissipação de energia devido à fricção no fundo. Dessa forma, utilizando-se a lei de Snell e assumindo-se a conservação do fluxo de energia da onda, a altura e a direção das ondas na arrebentação podem ser calculadas pelo par de equações (3.2 e 3.3) descritas por USACE (2002):

$$H_b = H_1^{\frac{4}{5}} (C_{g1} \cos \varphi_1)^{\frac{2}{5}} \left[ \frac{g}{\gamma} - \frac{H_b g^2 \sin^2(\varphi_1)}{\gamma^2 C_1^2} \right]^{\frac{1}{5}} \quad (3.2)$$

$$\cos \varphi_b = \sqrt{g \frac{H_b}{\gamma} \frac{\sin \varphi_1}{C_1}} \quad (3.3)$$

Onde:

$H_1$  = Altura de onda fora da arrebentação;

$C_{g1}$  = Celeridade de grupo de onda fora da arrebentação;

$\varphi_1$  = Ângulo de incidência da linha de crista de onda em relação à linha de costa fora da arrebentação;

$C_1$  = Celeridade de onda fora da arrebentação.

A Tabela 3.1. exemplifica os resultados obtidos para transformação de uma onda de 1 m de altura e 10 s de período para ângulos de incidência variando de 15 em 15°, desde ângulos de incidência normal (0°) até muito oblíquos (75°). Observa-se que a altura de onda na arrebentação diminui com o aumento do ângulo de incidência, porém o ângulo neste mesmo ponto passa a diminuir a partir dos 60°. Utilizando-se esses valores na equação de transporte litorâneo nota-se que este atinge um valor máximo para um ângulo na arrebentação em torno de 10°, que corresponde a um ângulo em água profunda de 45°.

Tabela 3.1. Transformação dos parâmetros de onda resultante da aplicação das eqs. (3.2) e (3.3) para  $H_1=1\text{m}$  e  $T=10\text{s}$ .

$\varphi_1$	$H_b$ (m)	$\varphi_b$	$Q_s/Q_{\text{Smáximo}}$
0	1.38	0.0	0.00
15	1.36	4.0	0.53
30	1.31	7.5	0.90
<b>45</b>	<b>1.21</b>	<b>10.2</b>	<b>1.00</b>
60	1.06	11.7	0.81
75	0.81	11.4	0.41

### 3.5 Evolução da linha de costa observada

#### 3.5.1 Caminhamento com DGPS

Para obter o posicionamento georreferenciado da linha de costa atual ao longo do esporão central foi aplicado o método de caminhamento com DGPS sobre a interface areia/água. O objetivo desse caminhamento reside na determinação das alterações da linha de costa no período de 1954 a 2006, através da superposição de foto aérea 1954/ caminhamento 2006. No corpo principal da Lagoa Araruama, onde se localizam os esporões estudados, a oscilação de maré pode ser desprezada, por isso esse método fornece medições realistas da linha de costa.

Foram determinados dois pontos na base do esporão central sendo um em sua extremidade oriental e o outro na ocidental, escolhidos por apresentarem azimutes da normal à linha de costa, semelhantes e com valores em torno do Norte Geográfico. Para aperfeiçoar a obtenção de dados duas equipes partiram desses pontos, a fim de caminhar exatamente sobre a linha d'água da lagoa com um rastreador GPS geodésico. Dessa forma, a partir dos registros fornecidos pelos rastreadores, foi possível determinar o contorno do esporão analisado.

Os rastreadores utilizados em campo são do tipo geodésico de frequência única, modelo GTR-A com precisão nominal relativa de aproximadamente 0,5 cm, com emissão de dados a cada dois segundos. Os dados foram transferidos do rastreador através do *software* UTIL e pós-processados com o *software* EzSurv pelo Prof. Gilberto Pessanha.

### 3.5.2 Geoprocessamento

As fotos aéreas de um levantamento fotogramétrico de 1954 foram cedidas pelo Arquivo Técnico da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) – Marinha do Brasil. Para superposição, foi selecionada a que continha o esporão estudado em sua região central, para minimizar as distorções no georreferenciamento. Este procedimento foi feito utilizando-se o *software* SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas), um projeto do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)/ DPI (Divisão de Processamento de Imagens).

Os diapositivos obtidos possibilitaram a observação de grande quantidade de feições submersas, e serão utilizados para complementar a análise da morfologia do fundo da Lagoa de Araruama (batimetria de 2005).

Cenas obtidas por satélite (LANDSAT 7) em 27 julho de 1996, cedidas pelo Prof. Dr. Cláudio Bohrer, foram processadas através da utilização do *software* de geoprocessamento SPRING. Foram feitas medições de campo com instrumento de posicionamento portátil que utiliza o *Global Positioning System* (GPS). O *datum* horizontal utilizado foi Córrego Alegre para a projeção *Universal Transverse Mercator* (UTM).

Essas imagens LANDSAT da área de estudo, georreferenciada por ALVES (2003) através de dados *in-situ*, forneceram as coordenadas de 10 pontos identificáveis também na foto aérea, permitindo a representação desta na projeção UTM. Dessa forma, tornou-se viável a superposição proposta.

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1 Batimetria**

A análise da batimetria da Lagoa de Araruama (Figura 4.1) revela duas características principais: uma porção mais profunda ( $>6$  m), representada pela linha preta, na região mais próxima ao continente, com uma ramificação para SE e outra para NE no seu extremo oriental; e, uma área mais rasa ( $<1,5$  m) na margem sul estendendo-se desde o cordão litorâneo até a porção mais profunda formando baixios nos extremos dos esporões.

Essas porções mais rasas são limitadas nos extremos dos esporões por forte declividade em direção à região mais profunda, denotando um processo morfodinâmico progradante associado ao crescimento das cúspides. Esse gradiente abrupto de profundidade nessas regiões contrasta com o declive suave das enseadas, na direção N-S. Possivelmente o processo de evolução dessas feições promoveu a geometria e morfologia atual da porção profunda, excetuando-se a ramificação oriental que é determinada por uma estrutura cristalina.

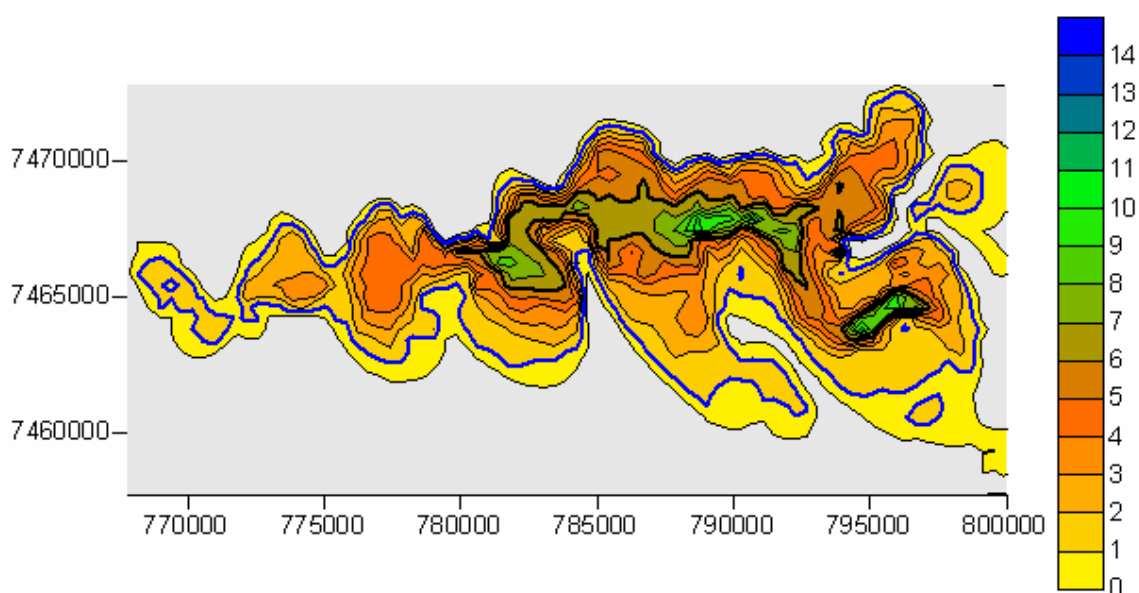


Figura 4.1. Batimetria da Lagoa de Araruama (coordenadas UTM). A linha preta mais grossa representa a isobatimétrica de 6 m e a linha azul, a de 1,5 m.

Observa-se uma deformação notável na isobatimétrica de 6m próxima à extremidade do esporão central (Figura 4.2), provavelmente indicando que o caráter progradante dessa feição promoveu a deposição de material na margem do canal profundo para permitir a construção da porção emersa.

Supondo-se uma morfologia de fundo inicial suave, onde as isobatimétricas fossem retilíneas e paralelas ao cordão litorâneo, é natural admitir que o crescimento de um esporão promovesse alterações na configuração das isobatimétricas. Essas modificações teriam sua forma determinada pelo alinhamento das isobatimétricas em relação à linha de costa do esporão, deslocando-as para o interior da lagoa, com um gradiente maior na extremidade. Este modelo pode ser observado na Figura 4.2.

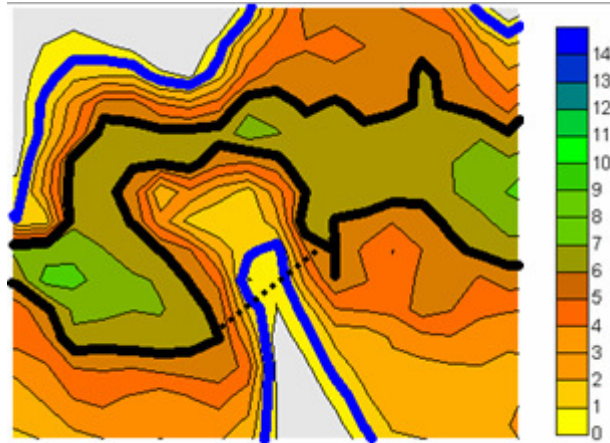


Figura 4.2. A linha pontilhada representa uma possível configuração da isobatimétrica de 6 m para um instante pretérito em que o esporão central encontrava-se em um estágio anterior de desenvolvimento da Lagoa de Araruama.

É relevante observar, embora os esporões tenham rompido a linearidade da isolinha de 6 m, que os limites de declividade abrupta encontram-se bem afastados das extremidades destas feições, com distâncias maiores que 1,5 km. Aparentemente o material que forma estes baixios entre o esporão e o “canal” é oriundo do mesmo processo que construiu o próprio esporão. Outra característica importante é a semelhança da forma desses baixios que apresentam um alargamento na direção L-O margeando a porção profunda, formando uma cúspide submersa (Figura 4.3), considerando-se os esporões central e ocidental.

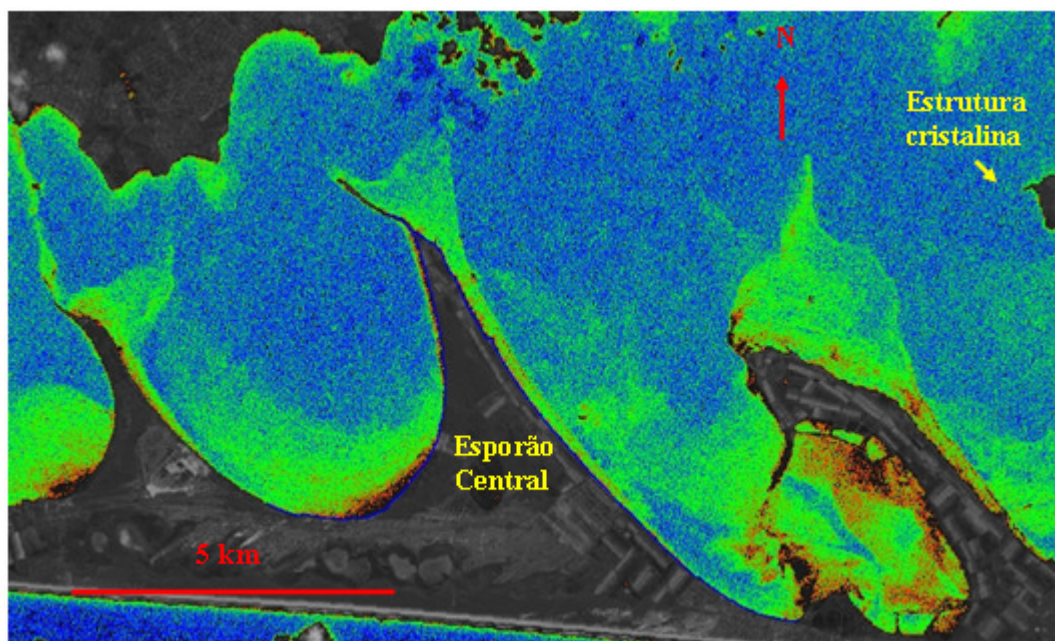


Figura 4.3. Formação submersa de baixios semelhantes a cúspides, ao largo dos esporões da Lagoa de Araruama. Imagem LANDSAT de 1999.

## 4.2 Reconstituição do Clima de Ondas

### 4.2.1 Clima de Ondas

As séries temporais de parâmetros de onda foram calculadas através do modelo SWAN, como resultado do vento observado em São Pedro d'Aldeia com intervalo de amostragem igual a 3h, abrangendo 2 anos. Foram realizadas duas simulações para reconstituir o campo de ondas na Lagoa de Araruama, cada uma correspondendo ao período de 1 ano. A primeira utilizando os dados de vento entre os dias 23 de junho de 1990 e 23 de junho de 1991 (Experimento 1) e a segunda entre 23 de junho de 1991 e 23 de junho de 1992 (Experimento 2).

A frequência de ocorrência conjunta para altura direção e período está representada, para os 17 pontos selecionados (Figura 3.4), no Apêndice 7.1. As Figuras 4.4 e 4.5 exemplificam este tratamento estatístico para os pontos 1 e 7, localizados próximo à extremidade do esporão central, ao largo dos flancos ocidental e oriental, respectivamente. Observa-se que no ponto 1, abrigado do vento predominante, as ondas mais frequentes não ultrapassam a altura de 0,20 m e incidem do quadrante NNE.

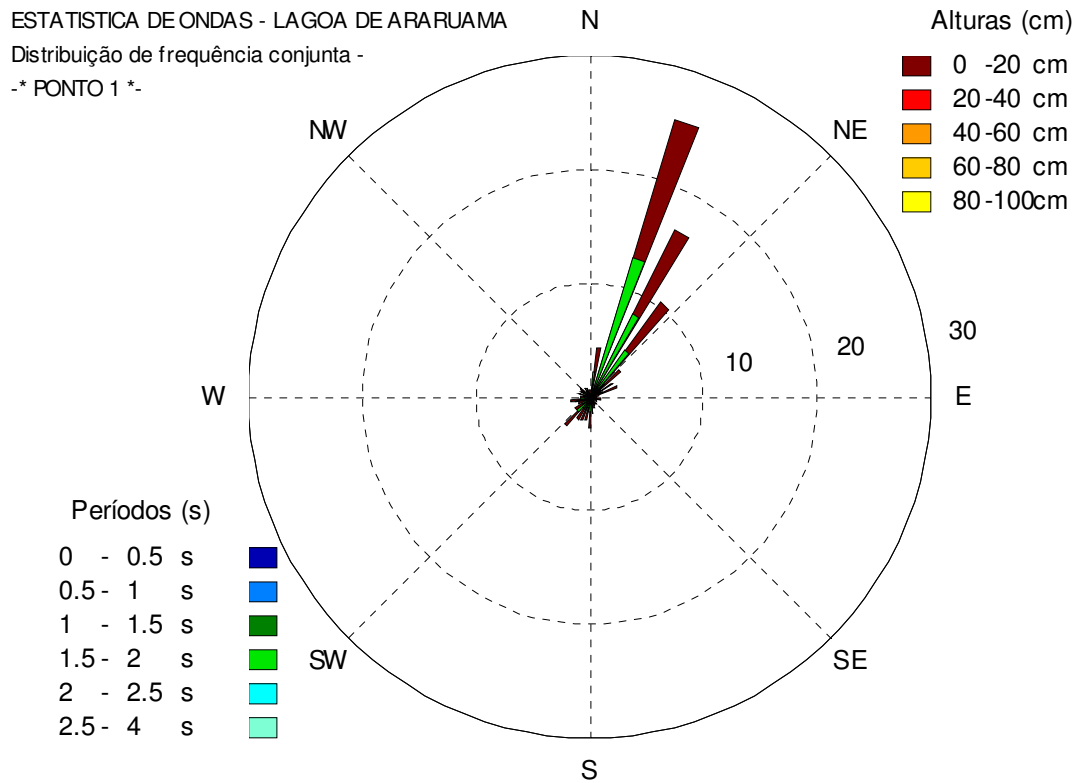


Figura 4.4. Análise dos dados de onda do ponto 1 do experimento 1 na Lagoa de Araruama.

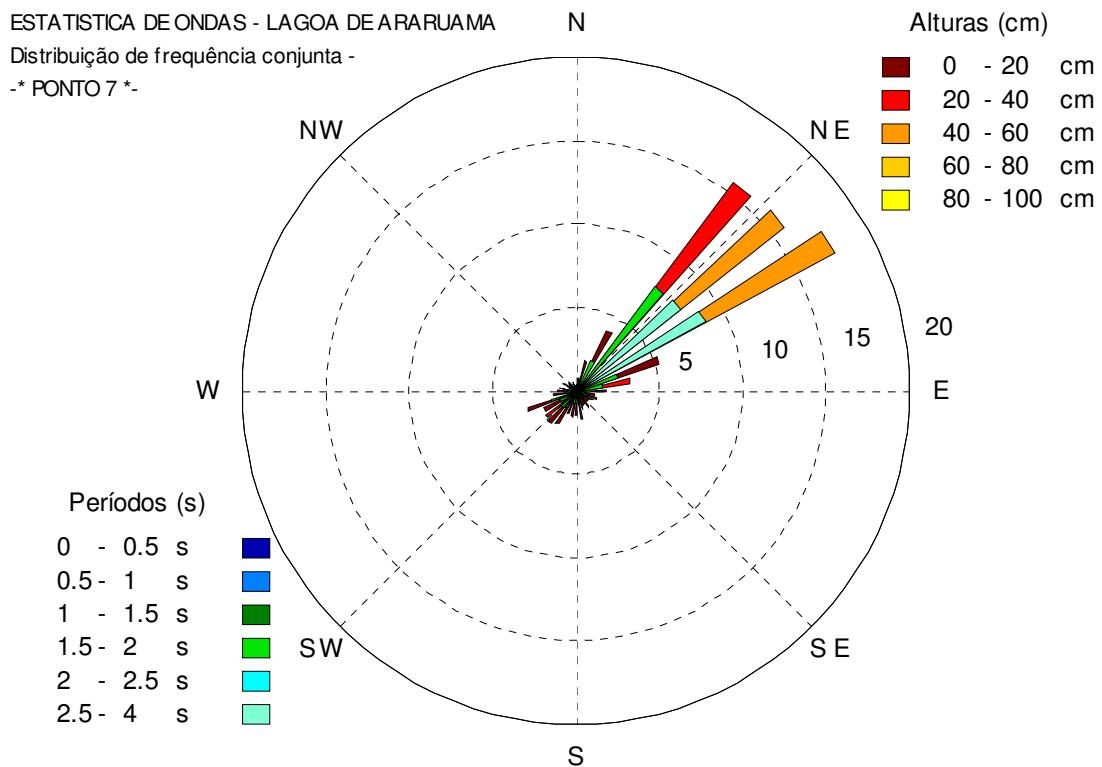


Figura 4.5. Análise dos dados de onda do ponto 7 do experimento 1 na Lagoa de Araruama.

Maiores alturas são observadas no ponto 7, freqüentemente no intervalo de classe entre 0,40 m e 0,60 m. A direção predominante está no intervalo de classe entre  $55^\circ$  e  $65^\circ$ , mais para L do que os ventos predominantes de São Pedro d'Aldeia. Isto ocorre devido ao espalhamento da energia na área de geração a barlavento do ondógrafo virtual. Este comportamento decorre da distribuição de energia em torno da direção do vento, que vai se acumulando na porção à sotavento da área de geração.

Para ilustrar este fenômeno, foi realizado um experimento numérico no modo estacionário do SWAN com vento NE, com velocidade igual a  $7 \text{ ms}^{-1}$ , cujo resultado está na Figura 4.6. Na porção norte da Laguna ocorre um desvio mais acentuado da direção de média, devido ao comprimento da pista, apresentando ondas da direção E. Este mesmo fenômeno causa a variação da direção das ondas, para a esquerda do vento, quanto mais para sul, no flanco oriental do esporão central.

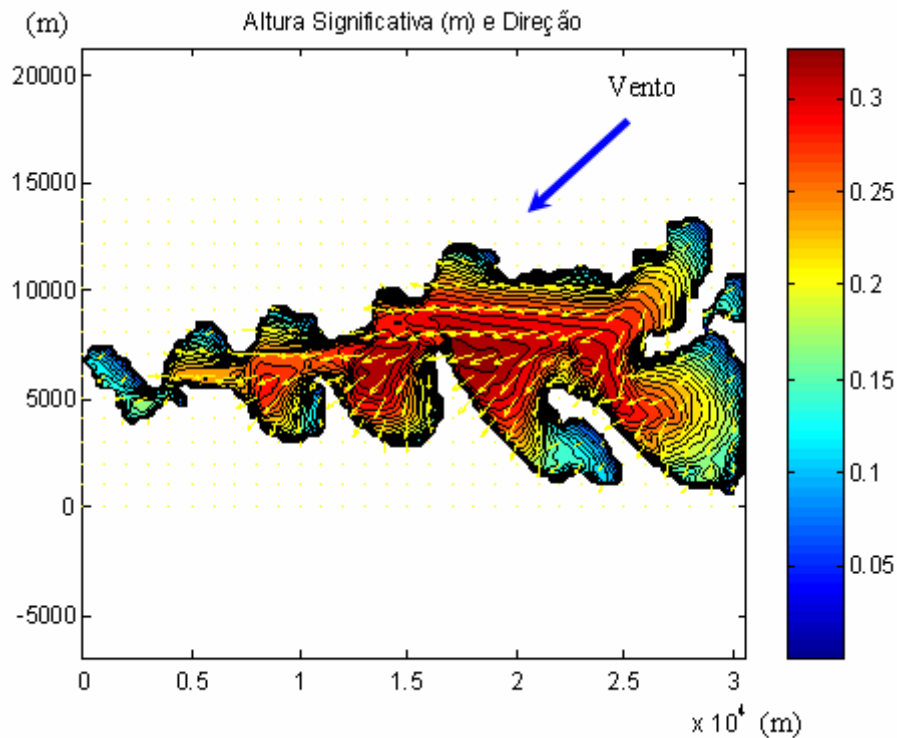


Figura 4.6. Experimento numérico no modo estacionário do SWAN com vento NE de velocidade igual a  $7 \text{ ms}^{-1}$ , mostrando a variação da direção das ondas, devido ao espalhamento da energia na área de geração.

Na natureza, podemos exemplificar este comportamento com a propagação de ondas geradas por um vento SO, na Lagoa dos Patos - RS. A Figura 4.7 apresenta a grande variação da direção das ondas na proximidade de um pontal arenoso que se estende a partir da extremidade de um esporão lagunar na margem NO. Este pontal abriga uma enseada alongada na direção N-S. As ondas na parte protegida a oeste do cordão arenoso estão alinhadas com o vento e possuem comprimento de onda em torno de 6 m e período, deduzido, próximo de 2 s. Estes parâmetros são compatíveis com o comprimento da pista. As ondas no espelho d'água principal da laguna, apresentam direção SSE, com comprimento de 12 m e período deduzido próximo de 3 s, antes de refratar na antepraia.

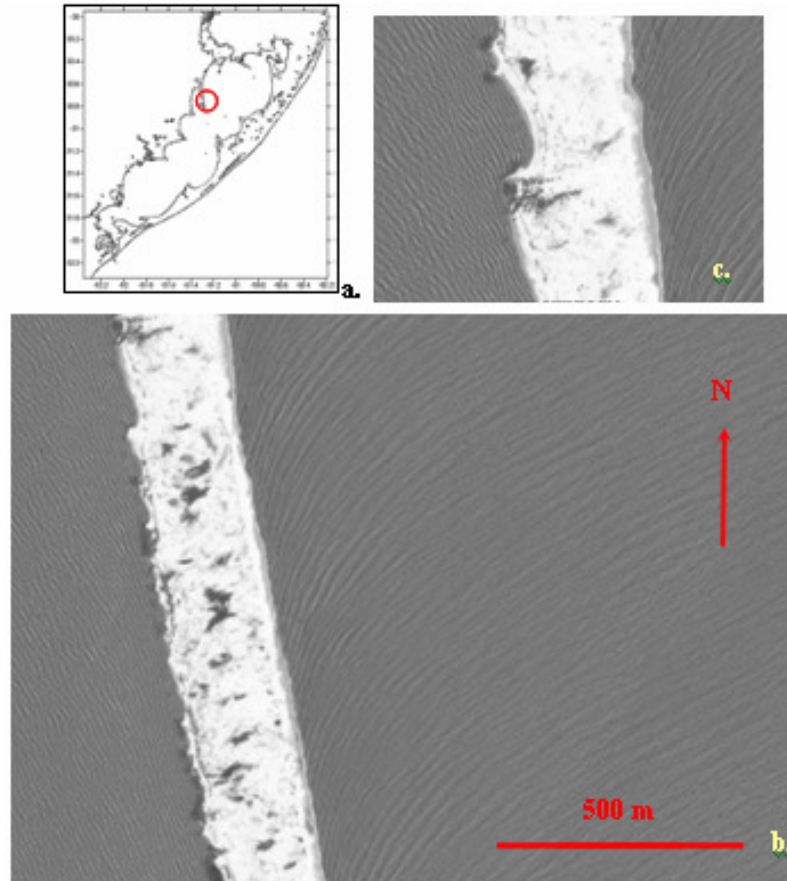


Figura 4.7. Ondas geradas por um vento SO, na Lagoa dos Patos - RS, exemplificando o espalhamento em uma pista real na proximidade de um pontal arenoso que se estende a partir da extremidade de um esporão lagunar na margem NO. a) Localização da área. b) No lado esquerdo, as ondas geradas na enseada, e, no lado direito, as ondas geradas no corpo principal da Lagoa. c) Direção das ondas em água profunda de SSE, no lado direito.

### 4.3 Potencial de geração de esporões

Para se determinar a estabilidade de uma linha de costa através do cálculo da difusividade, é necessário assumir a direção da tendência geral da linha de costa. A formulação proposta por ASHTON & MURRAY (submetido, b) assume a não variação espacial dos parâmetros de onda em águas profundas o que, em sistemas lagunares não ocorre, como visto no item anterior. Nestes corpos d'água, as características das ondas em resposta à ação de um vento homogêneo, varia de forma significativa ao longo da margem que se deseja estudar e na direção normal a esta.

Além disto, nem sempre em uma laguna as ondas estão em águas profundas embora a limitação de pista, e os pequenos comprimentos das ondas geradas, permitam que mesmo em lagunas rasas, grande parte do espelho d'água possa ser considerado como água profunda.

A fim de avaliar o potencial de geração de esporões em lagunas, foi idealizado um sistema sintético com dimensões e orientação semelhantes àsquelas da Lagoa de Araruama, com profundidade constante e igual a 6m, exceto entre a margem e o nodo mais próximo. Nesta faixa, o modelo interpola linearmente a profundidade até a linha de costa. Os pontos selecionados estão posicionados no limite de águas profundas. Assim, as ondas geradas apresentaram, para cada ondógrafo virtual, as características requeridas. A margem estudada foi dividida em 6 partes, submetidas às ondas calculadas.

Utilizando-se a equação (1.4), apresentada na introdução deste estudo, para o cálculo da difusividade pode-se, para cada instante, determinar a contribuição das ondas para a estabilidade da linha de costa. Aplicando-se este procedimento para todos os instantes e multiplicando-se cada um deles pelo intervalo de amostragem (3 h), com seus respectivos parâmetros de onda, obtêm-se a contribuição total do clima de ondas considerado, pelo somatório destes produtos para toda a série de um ano. Dividindo-se pelo tempo total, define-se a difusividade residual como:

$$\mu_{residual} = \frac{\sum_i^n \mu_i \Delta t}{\sum_i^n \Delta t} \quad (4.1)$$

Os valores de difusividade residual podem ser negativos ou positivos indicando linhas de costa instáveis e estáveis, respectivamente. No primeiro caso, indicam que existem condições para a formação e evolução de esporões. Enquanto que no segundo caso há a tendência de linearização da linha de costa.

Como estes valores refletem também a energia das ondas, a análise dos resultados torna-se mais simples se empregarmos um índice adimensional que varia entre -1 e 1, o primeiro indicando que o clima de ondas é totalmente anti-difusivo. Assim, o índice de estabilidade ( $\Gamma$ ) apresentado por ASHTON & MURRAY (submetido, b) assume a forma abaixo:

$$\Gamma = \frac{\sum_i^n \mu_i \Delta t}{\sum_i^n |\mu_i| \Delta t} \quad (4.2)$$

Nota-se que para quase todo o corpo d'água modelado, o índice de estabilidade é fortemente negativo, conforme mostra a Figura 4.8, com exceção da porção oriental extrema, onde o valor positivo denota a predominância de ondas difusivas. Isto pode ser explicado considerando-se que embora os ventos predominantes na região estudada sejam de leste e nordeste, a limitação da pista para estas direções faz com que o espalhamento da energia, nesta porção, seja para sul e para sudeste, produzindo uma ondulação de maior energia com baixa obliquidade.

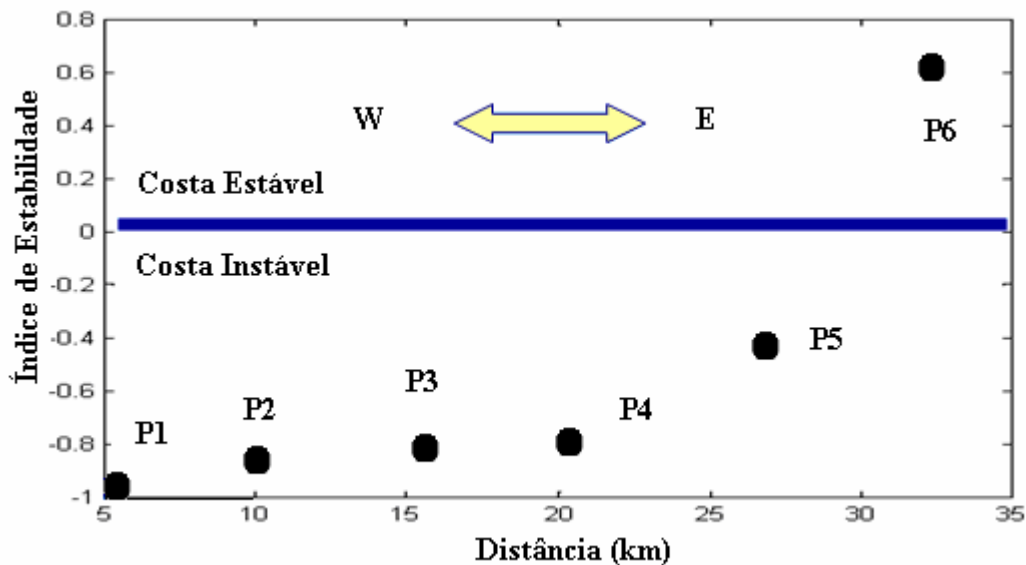


Figura 4.8. Variação do índice de estabilidade na margem Sul de uma lagoa sintética com dimensões e orientação semelhantes àquelas da Lagoa de Araruama, com profundidade constante e igual a 6m.

Os resultados para o cálculo do índice de estabilidade indicam uma forte difusividade residual negativa tornando a região potencialmente propícia ao desenvolvimento do processo construtivo/erosivo associado à evolução de esporões.

O estudo das fotos aéreas de 1954 revelou a ocorrência de pequenas lagoas, nas proximidades da Lagoa de Araruama, em diferentes estágios de segmentação e com razões de aspecto distintas (Figura 4.9).

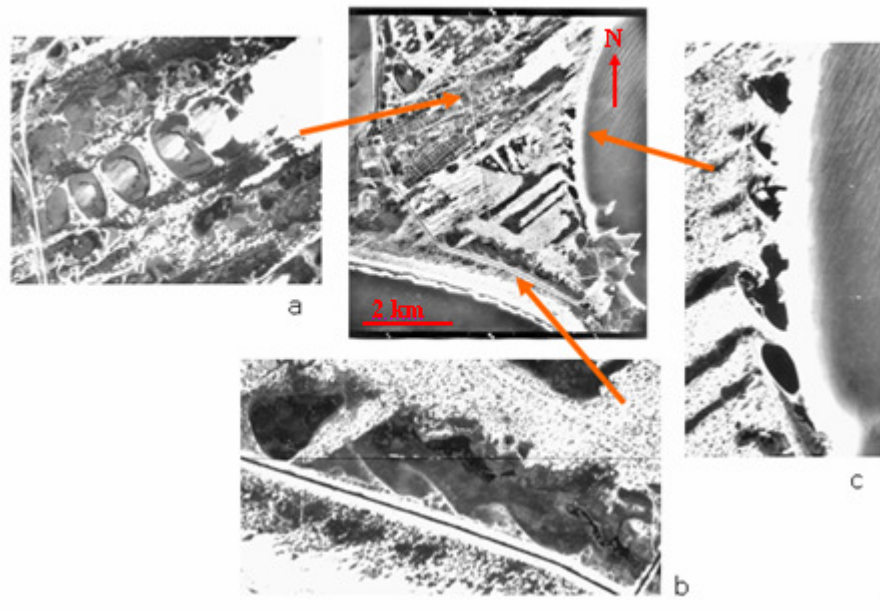


Figura 4.9. Lagoas em diferentes estágios de segmentação e com razões de aspecto distintas na extremidade oriental da Lagoa de Araruama. Em a, b e c, lagoas norte, sul e oriental, respectivamente.

Com o objetivo de verificar a influência destes fatores no potencial de geração de esporões causado pelo mesmo clima de ventos, foram realizados conjuntos de simulações de geração de ondas para razões de aspecto 0,10, 0,25, 0,50, 0,75 e 1,00.

A síntese dos resultados é representada pelos diagramas de difusividade (Figura 4.10 e Apêndice 7.2) que são apresentados na forma polar, para cada razão de aspecto. Estes gráficos permitem, de uma forma simplificada, a determinação do potencial de formação de esporões, se conhecida a direção dos ventos predominantes e a razão de aspecto da lagoa.

Os círculos concêntricos representam a posição, crescente na direção centrífuga, na margem da lagoa espaçados de 5 km. Os raios indicam a direção de incidência dos ventos e as isolinhas, a difusividade. A linha vermelha divide as regiões de estabilidade (valores positivos, em torno da normal à linha de costa) e instabilidade.

De maneira geral, quanto maior a razão de aspecto, mais aberta é a janela de estabilidade (setor em torno do zero, entre as linhas de difusividade nula). Assim, quanto mais alongadas forem as lagoas, direções de vento menos oblíquos podem produzir ondas antidifusivas.

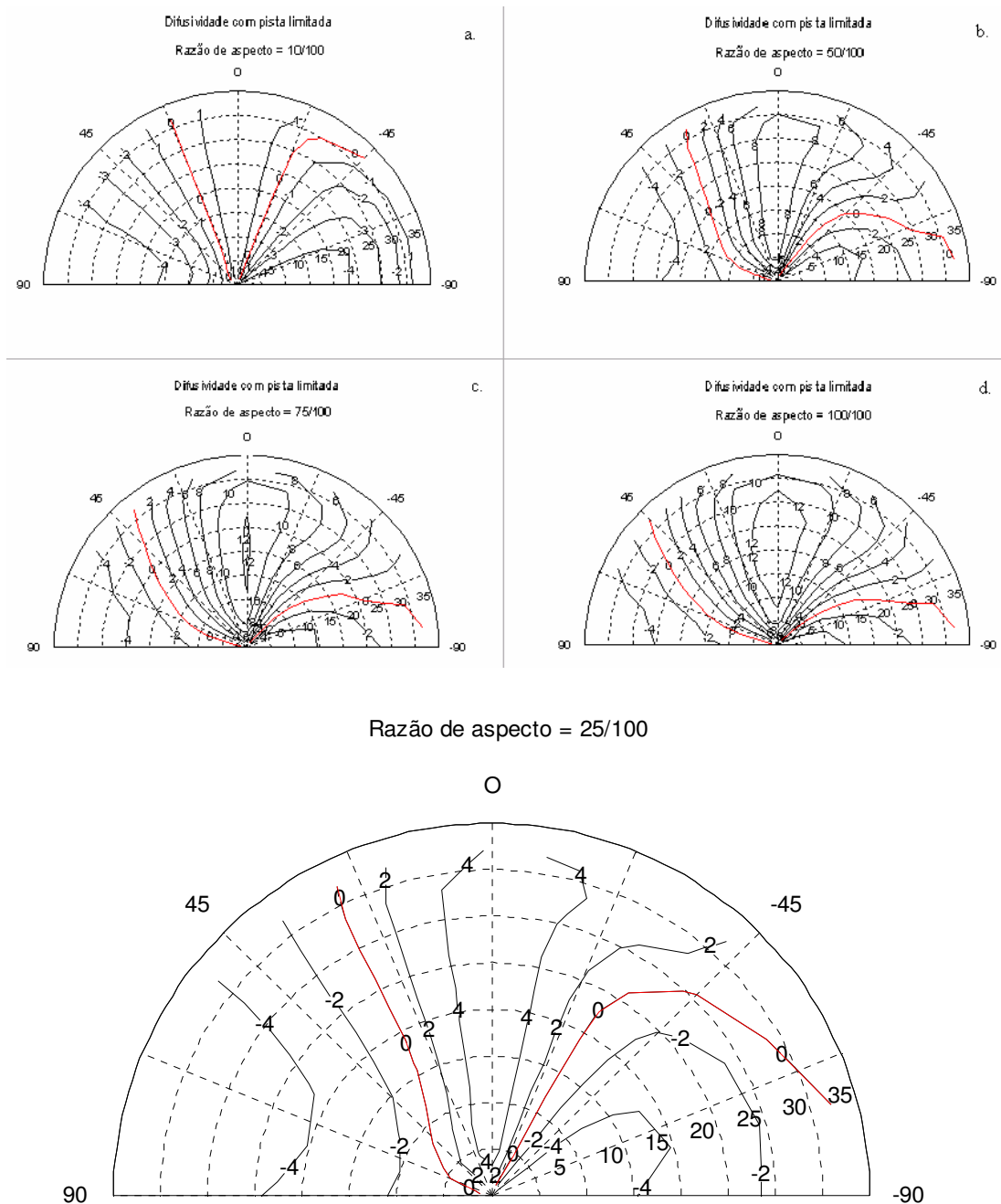


Figura 4.10. Diagramas de difusividade para as razões de aspecto 0,10(a), 0,50(b), 0,75(c), 1,00(d) e 0,25(e).

A lagoa representada pela Figura 4.9c apresenta uma razão de aspecto em torno de 0,25 e o vento NE incide em sua margem ocidental com um ângulo de  $+45^\circ$ . Através do diagrama correspondente, em destaque na Figura 4.10(e), verifica-se que as ondas geradas são antidifusivas. O potencial de geração de esporões somado à mobilidade da margem resultou em sua segmentação (Figura 4.11).

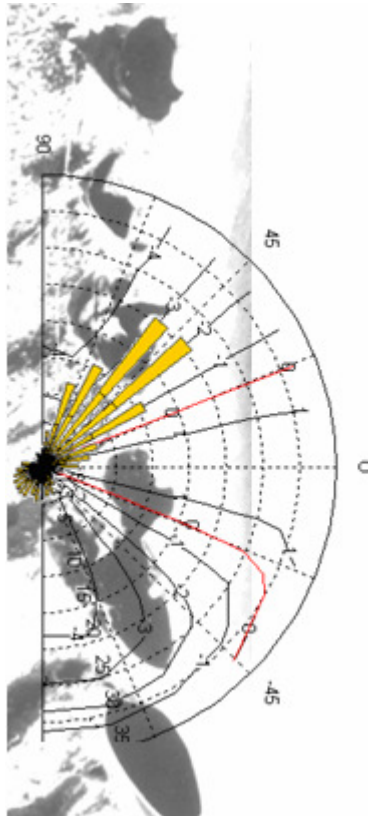


Figura 4.11. Exemplo da utilização do diagrama de difusividade. Em laranja, direção dos ventos predominantes situada no setor que produz ondas antidifusivas.

Como contra-exemplo, nota-se no corpo principal da Lagoa Mirim-RS (Figura 4.12) extensa margem (L) retilínea embora seja arenosa. Na Lagoa da Mangueira, bem próxima, e com mesma orientação existem esporões bem desenvolvidos. A razão de aspecto para a primeira é igual a 0,75 e para a segunda, próximo a 0,10. Assim, mesmo sujeitas a um clima de ventos muito semelhantes, estas lagoas exibem campos de onda resultantes bem distintos e estabilidades opostas.

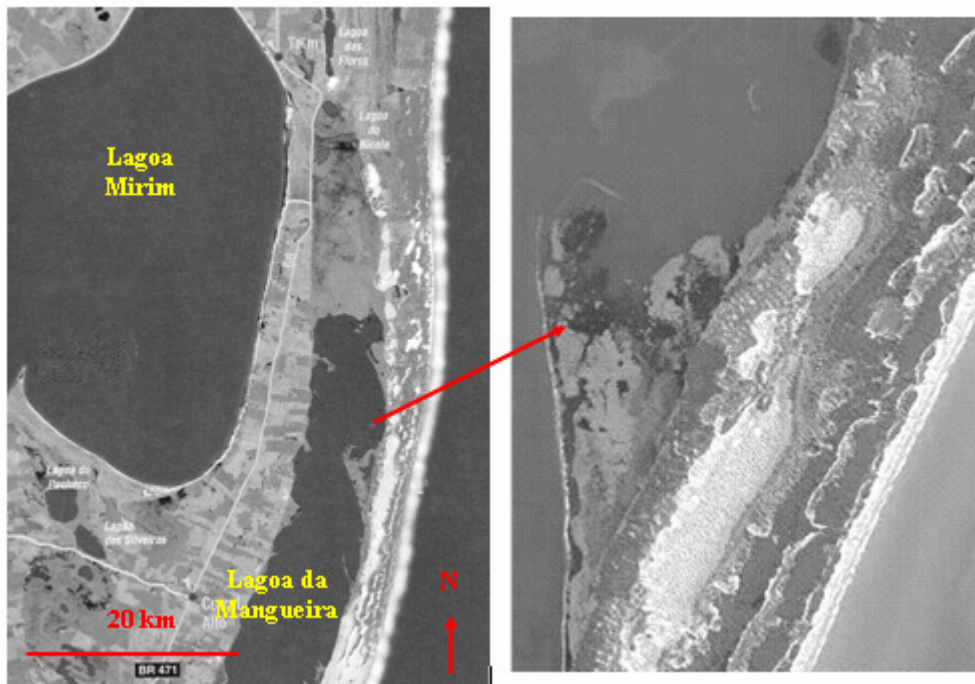


Figura 4.12. Margem arenosa retilínea da Lagoa Mirim-RS ao lado da Lagoa da Mangueira, com mesma orientação, exibindo esporões bem desenvolvidos.

#### 4.4 Transporte Litorâneo

A aplicação das equações 3.1, 3.2 e 3.3 permitiram a determinação do transporte litorâneo potencial (Figura 4.13). Os resultados apontam maiores taxas de transporte no flanco oriental em relação ao ocidental, em concordância com a forte assimetria do clima de ondas.

Na metade superior do flanco ocidental o transporte é no sentido da extremidade, e reflete o efeito das ondas do quadrante SO, associadas aos sistemas frontais. Na outra metade, o fluxo de sedimentos é no sentido oposto, resultado da limitação da pista para os ventos de SO e da mudança de orientação da linha de costa, observada nessa porção do esporão (de N-S para NE-SO).

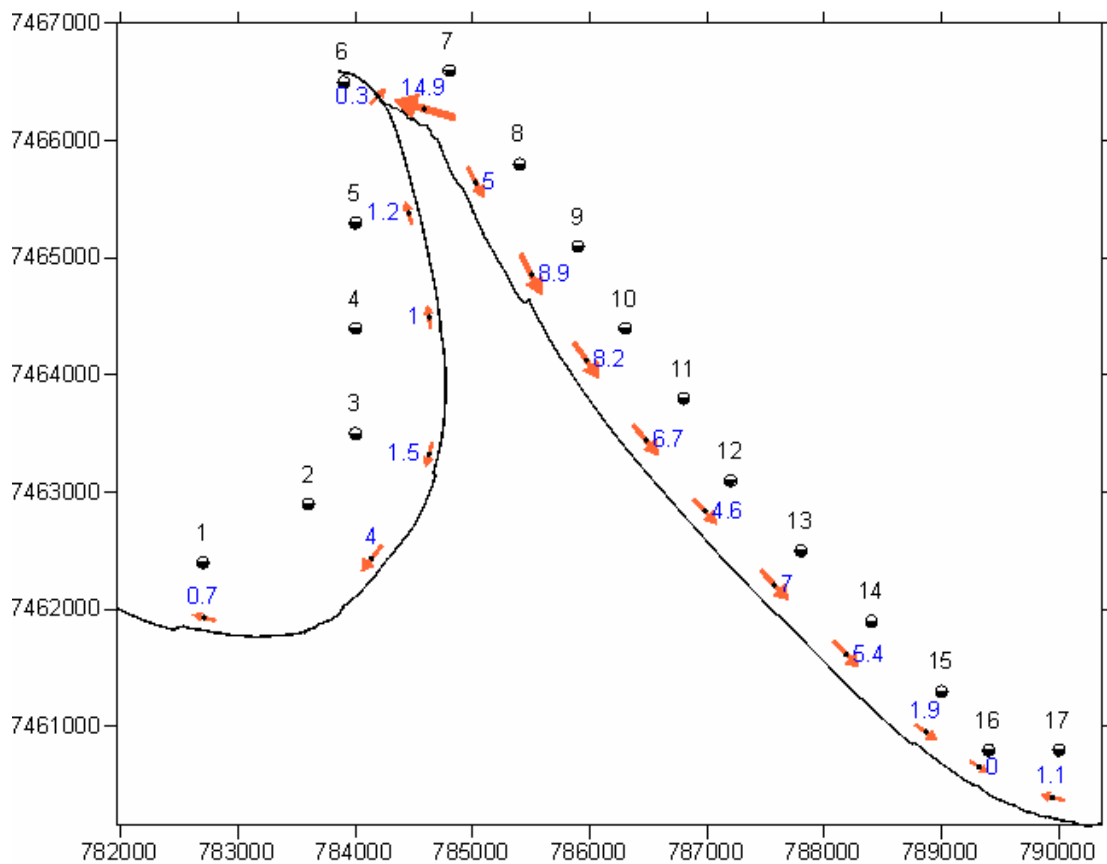


Figura 4.13. Transporte Residual Potencial Médio para o período simulado entre junho de 1990 e junho de 1992.

Os valores de transporte encontrados foram menores na base do que nos flancos do esporão, porque o clima de ondas na enseada é alterado pelas feições adjacentes, criando o efeito de sombra. Esse comportamento também foi observado por ROSEN (1975) estudando estruturas rítmicas na laguna Nantucket, EUA. Porém, o sentido da deriva litorânea foi oposto ao observado na Lagoa de Araruama.

O sentido do transporte litorâneo observado por ROSEN (1975), das enseadas para as extremidades, indica o caráter de crescimento desse tipo de feição, conforme apresentado pelo modelo de ZENKOVITCH (1959). Entretanto, o resultado encontrado no flanco oriental do esporão principal da Lagoa de Araruama, mostrando o transporte residual para SE, exceto no ponto 7, denota que, no estágio de evolução atual, os esporões não podem estar crescendo transversalmente ao cordão litorâneo, e sim, sendo erodidos.

Na extremidade (ponto 7), onde ocorre a incidência ondas com mais energia, encontra-se o maior valor de transporte litorâneo potencial. Este valor é intensificado devido à inflexão

na linha de costa, onde o azimute da normal varia de  $61^\circ$  no ponto 8 a  $16^\circ$  no ponto 7. Assim, as ondas na extremidade incidem com maior obliquidade aumentando o fluxo de sedimentos.

Para analisar a tendência de evolução da margem do esporão central foi utilizado o princípio da conservação do sedimento, expresso pela Equação 1.2. Assim, assumindo-se que a evolução da linha de costa (primeiro termo) seja proporcional ao gradiente da taxa de transporte de sedimentos (segundo termo) verifica-se que, quando a variação do transporte litorâneo for negativa, espera-se a progradação da linha de costa, e vice-versa. Na Figura 4.14, o sinal está trocado para a melhor visualização deste processo.

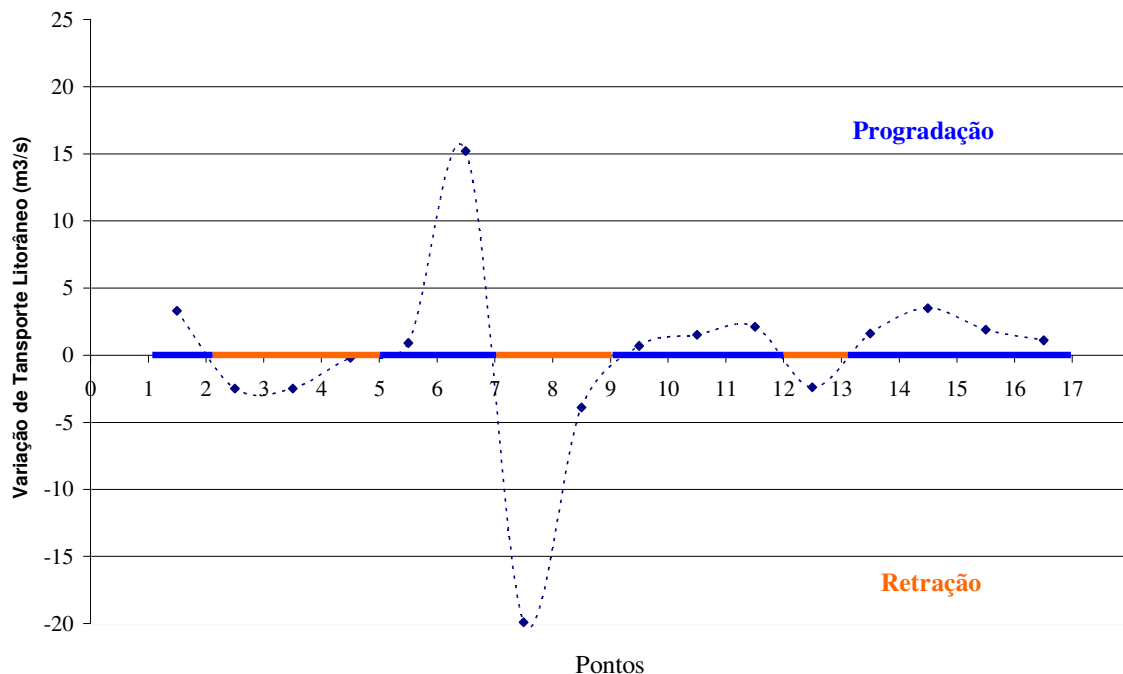


Figura 4.14. Variação da taxa de transporte litorâneo potencial denotando a tendência de retração na extremidade do esporão.

Observa-se que na extremidade do esporão, entre os pontos 5 e 8, há um comportamento complementar, indicando a tendência de que o material erodido no flanco oriental esta sendo transferido para a construção do pontal arenoso.

Ao longo do flanco oriental, o balanço sedimentar indica uma tendência de reorientação do esporão, já que a variação do fluxo de sedimentos, na região entre os pontos 7 e 9, promoveria retração da linha de costa, e entre 9 e 12, a progradação. A mesma alternância

de tendência ocorre a partir do ponto 12. O resultado seria a variação do azimute da normal da linha de costa no sentido anti-horário.

A região ao redor do ponto 12 pode apresentar dados perturbados pela região de sombra, onde pequenas variações na direção podem alterar o valor do transporte. Por isso, segundo esses resultados, a reorientação não estaria acontecendo de forma homogênea.

De fato, a orientação atual da linha de costa do flanco oriental do esporão principal não está compatível com o modelo de ASHTON *et al.* (2001) que prevê que o ângulo entre as cristas de onda em água profunda e o alinhamento da linha costa não pode ser menor do que aquele que promove o transporte litorâneo máximo ( $45^\circ$ ).

Mesmo assumindo-se a expressão de KAMPHUIS (1991), que prevê um transporte máximo para um ângulo de  $34^\circ$ , o azimute da normal poderia alcançar até  $56^\circ$ , se as ondas predominantes viessem de L. Porém, observa-se que a partir do ponto 10 o azimute da normal ultrapassa esse valor extremo. Conseqüentemente, o sentido da deriva litorânea calculado está coerente, tendo em vista os ventos predominantes e o padrão de ondas resultante. Com base nestas informações, pode-se concluir que, mantidas as condições ambientais, o flanco oriental do esporão central tenderia a girar no sentido anti-horário. Isto ocorreria até que a orientação atingisse a direção que promove o máximo no transporte litorâneo. A partir de então, o fluxo retornaria ao sentido que promove a construção desta feição geomorfológica, da base para a extremidade.

## **4.5 Determinação da evolução da linha de costa**

### **4.5.1 Caminhamento com DGPS**

A posição da linha de costa resultante do caminhamento com DGPS está representada na Figura 4.15, sobreposta a uma imagem LANDSAT Banda 8 com resolução de 15 m. Esse resultado permite o dimensionamento preciso das irregularidades da linha d'água no esporão central.

Quatro feições mais importantes foram identificadas. A primeira, na base do esporão, é indicativa da direção do transporte litorâneo (Figura 4.15 A). Embora seja uma pequena inflexão da linha de costa torna-se significativo por indicar o sentido do transporte litorâneo.

O acúmulo de sedimento à direita da estrutura de madeira, que atua como obstáculo para a deriva litorânea (Figura 4.16), é resultado de um fluxo da direita para a esquerda em concordância com o transporte residual calculado no item anterior.

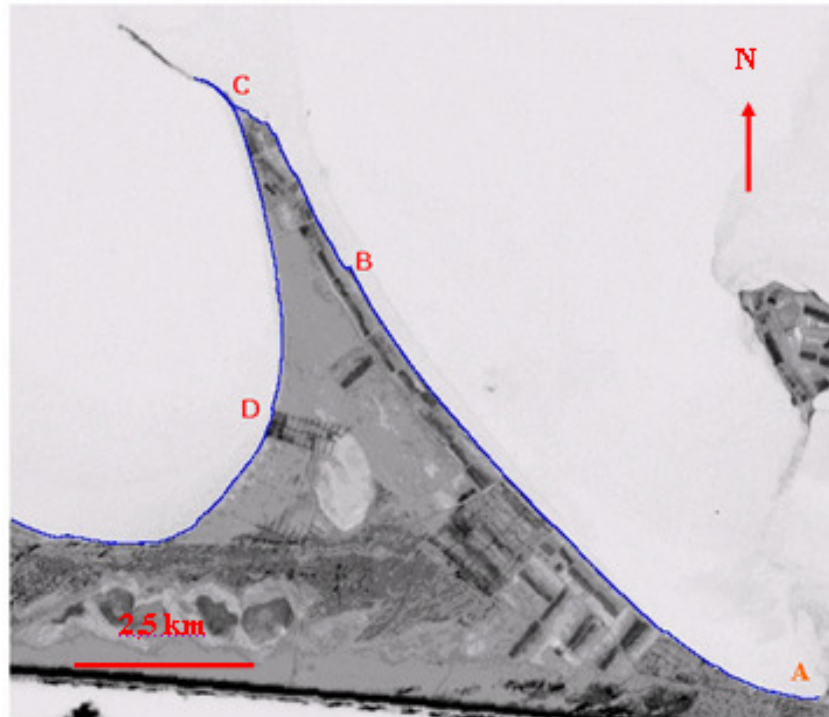


Figura 4.15. Posicionamento da linha de costa (em azul) do esporão central obtido por caminamento com DGPS (Janeiro de 2006), sobreposta a uma imagem LANDSAT. A.

Feição indicativa do sentido do transporte litorâneo. B. Inflexão aproximadamente perpendicular de 40 m. C. Extremidade do esporão. D. Inflexão no flanco ocidental (25 m).

O segundo ponto é uma grande inflexão perpendicular medindo 40m em uma região de salinas no flanco oriental (Figura 4.15 B), que acompanha a estrutura de delimitação dos tanques de evaporação, dentro da faixa de retração prevista da linha de costa (Figura 4.14). A partir deste local observa-se a freqüente ocorrência de *overwash* invadindo os tanques de evaporação, largamente distribuídos na região.



Figura 4.16. Indicação do sentido de transporte da direita para a esquerda na base do esporão central, em concordância com os cálculos realizados (Ponto A da Figura 4.14).

Na extremidade do esporão (Figura 4.15 C), o caminhamento mostra uma seqüência de inflexões denotando uma região bastante irregular (Figura 4.17), contrastando com a linearidade do flanco, além de uma brusca modificação da orientação média da linha de costa. As observações de campo identificaram a presença de microfalésias, cuja superfície do topo é ricamente vegetada, sugerindo um processo erosivo (Figura 4.18).

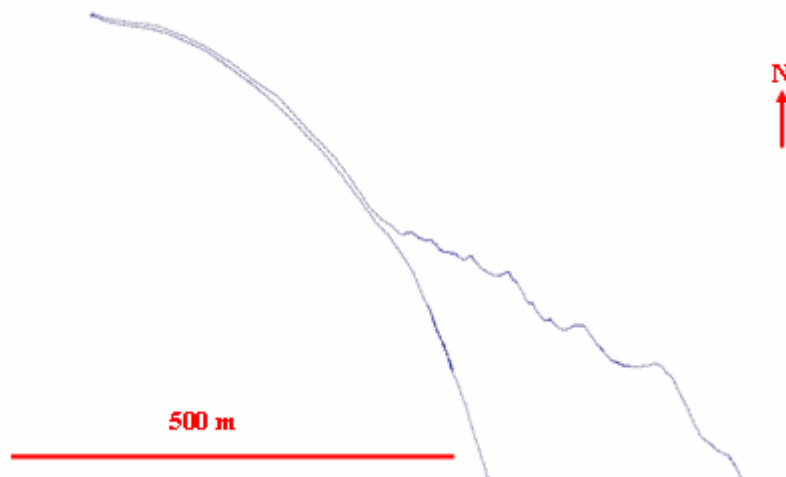


Figura 4.17. Detalhe do caminhamento na extremidade do esporão central. Destaca-se um grande número de irregularidades e uma orientação geral diversa da encontrada em todo o flanco oriental. Ponto C da Figura 4.15

Esse procedimento também permitiu a delimitação da porção emersa do pontal arenoso, que é o limite ocidental do baixio formado a partir da margem N do esporão. Essa feição apresenta comprimento de 500 m e largura variando entre 2 (em sua ponta) e 20 m (na base), com uma média de 5 m em sua extensão. Esse aspecto morfológico é resultado do forte fluxo de sedimentos calculado no ponto 7.



Figura 4.18. Microfalésias na extremidade do esporão central (Ponto C da Figura 4.15).

No último aspecto significativo observado (Figura 4.15 D), identifica-se outra inflexão com comprimento de aproximadamente 25 m. Localiza-se no flanco ocidental, em conformidade com outra área de retração, identificada nos cálculos de balanço de transporte, entre os pontos 2 e 4.

#### 4.5.2 Geoprocessamento

O *software* SPRING foi utilizado para georreferenciar a fotografia aérea que contém o esporão central. Este procedimento permitiu sua superposição com os dados do caminhamento para comparação das linhas de costa de 1954 com a de 2006 (Figura 4.19 a), embora se deva ressaltar que os dois métodos apresentam resoluções diferentes.

A fotografia foi transformada em arquivo digital e transferida para o SPRING. Neste processo, houve uma grande perda de resolução. Assim, a delimitação de áreas de erosão foi limitada àquelas mais significativas. Portanto, os resultados são mais qualitativos do que quantitativos, o que não alterou a contribuição à pesquisa.

Tendo-se em mente as limitações anteriormente apontadas, pode-se fazer uma análise da comparação. Nota-se claramente que a inflexão da linha de costa observada com o caminamento (Figura 4.15 b) não existia em 1954. Este ponto é o limite Sul de uma área alongada, antes ocupada por tanques de evaporação (Figura 4.18 c) e reflete, portanto, um processo erosivo. Tal resultado corrobora aquele encontrado para a tendência da linha de costa nesta região, avaliando-se o balanço de sedimentos calculado com os valores da taxa de transporte litorâneo potencial (item 4.4 deste trabalho). De fato, a retração esperada pôde ser confirmada.

Foram identificadas mais duas porções erodidas, localizadas no limite Norte da feição estudada (Figura 4.18 b). As áreas de erosão delimitadas foram calculadas utilizando-se o recurso de Operações Métricas do SPRING. Com estes valores, foram estimados os volumes erodidos, assumindo-se uma altura de 1 m. Dividindo-se pelo intervalo de tempo (52 anos) obtém-se o déficit de sedimentos por ano.

Para a região alongada do flanco oriental o valor encontrado foi de  $745 \text{ m}^3/\text{ano}$ , muito abaixo do que o previsto pelo balanço de sedimentos entre os pontos 8 e 9 ( $4.000 \text{ m}^3/\text{ano}$ ). Possivelmente, isso se deve à conjunção dos seguintes fatores: altura da área emersa utilizada para estimar o volume erodido, coeficiente de calibração da fórmula da taxa de transporte litorâneo potencial ou a uma indisponibilidade de sedimento a ser transportado. Este último, sem dúvida, deve ter um peso importante nesta discrepância devido ao efeito de armadilha representado pelas salinas existentes na região.

A diferença entre os valores observado ( $37 \text{ m}^3/\text{ano}$ ) e calculado ( $20.000 \text{ m}^3/\text{ano}$ ), mantendo-se as assunções anteriores, é ainda maior entre os pontos 7 e 8. Esta região apresenta grande quantidade de vegetação e verifica-se também, aqui, a importância do conceito de transporte potencial. A disparidade dos resultados para os fluxos de sedimentos é compensada pela forte concordância entre a tendência observada e a prevista pelos cálculos apresentados.

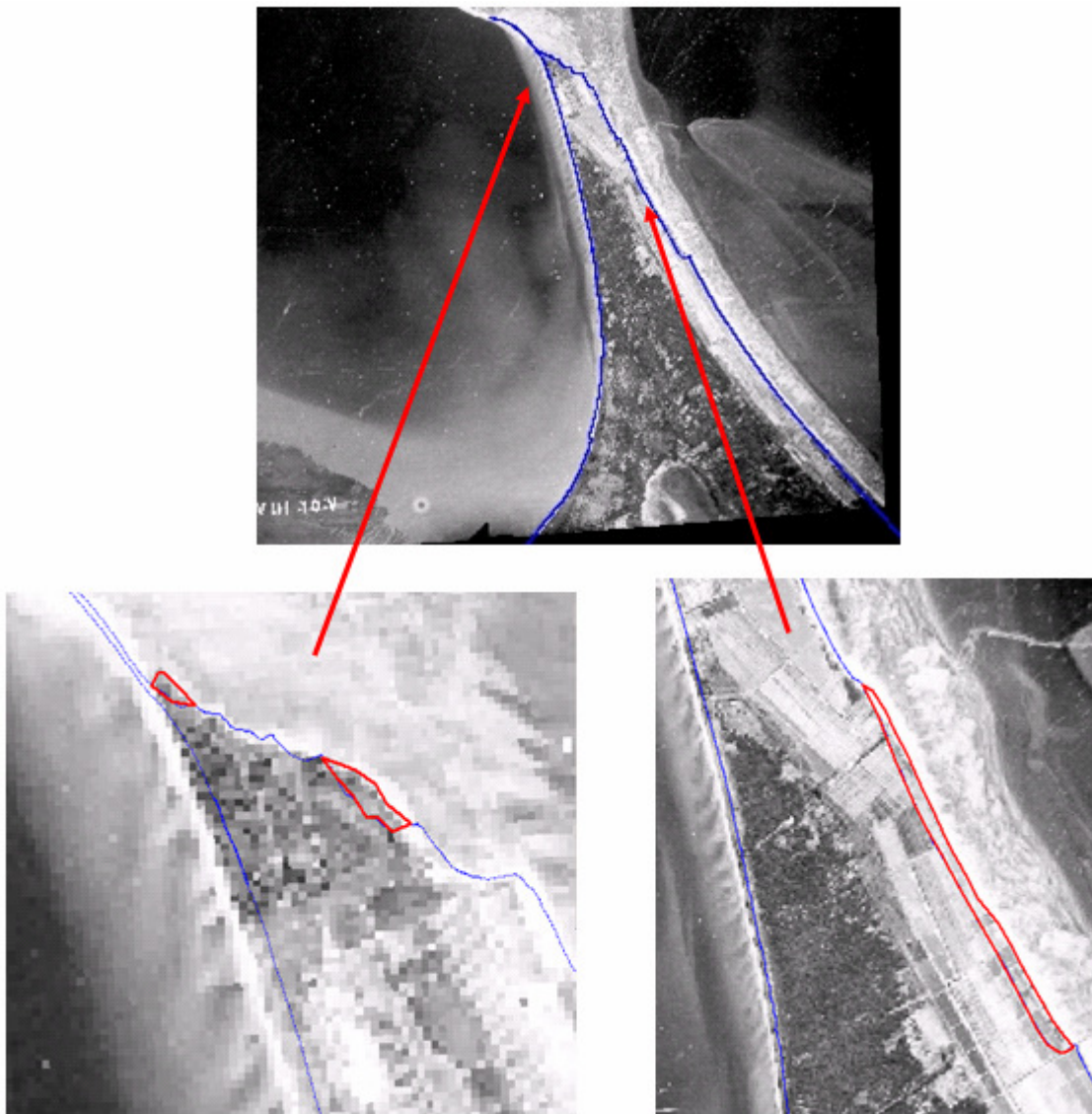


Figura 4.19. Delimitação das áreas erodidas principais no período de 1954 a 2006, obtidas através de comparação entre fotografia aérea (1954) e caminhamento. A linha azul indica a linha de costa atual, e a vermelha, as porções erodidas.

Desta forma, demonstra-se que a metodologia empregada para diagnosticar o estágio de evolução do esporão principal apresentou grande valor qualitativo.

A comparação entre as linhas de costa de 1954 e a atual permitiu a constatação de um processo contrário ao esperado para uma feição progradante, induzindo à análise qualitativa das outras fotografias aéreas do mesmo levantamento.

O esporão ocidental apresenta-se como um excelente indicador do processo erosivo identificado pela análise do esporão central. Em 1954 sua extremidade apresentava-se arredondada com uma diminuta lagoa interior e comparando-se com uma imagem de satélite atual, observam-se as mesmas características do esporão central: irregularidade da linha de costa e mudança da orientação em relação ao alinhamento do flanco. As transformações são marcantes o suficiente para dispensar o caminhamento com o DGPS e o georreferenciamento da fotografia aérea (Figura 4.20).

Revela, ainda, a presença nítida de cristas de praia em seu flanco oriental (barlamar). Este fato caracteriza um comportamento morfodinâmico tão inesperado para um esporão quanto a inversão no sentido do transporte observada no esporão central. Normalmente, as cristas de praia ocorrem no flanco à sotamar, submetido à incidência das ondas subordinadas, e não, no flanco à barlamar sob a ação das ondas predominantes (Figura 1.2).

As cristas de praia constituem um indício, muitas vezes, da relevância de um transporte transversal à linha de costa. São comuns, ainda, representado registros de processos regressivos (COWELL *et al.*, 1995).

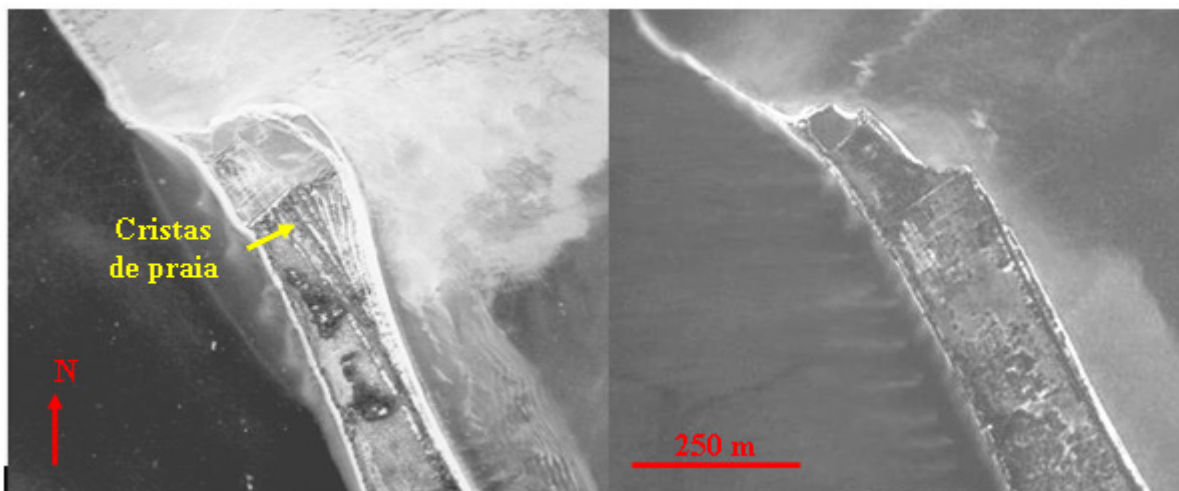


Figura 4.20. Esporão ocidental. Fotografia aérea de 1954 e imagem do GOOGLE EARTH de 2006, à esquerda e direita, respectivamente.

Não obstante, em esporões abrasionais, as cristas de praia podem ter orientações e localizações distintas das descritas anteriormente, uma vez que, neste tipo de esporão, são

estruturas preservadas do cordão litorâneo. Este tipo de feição não progradante é esculpido na própria linha de costa instável (ROSEN, 1975), onde as cristas de praia existem devido à ocorrência de outros processos morfodinâmicos. A laguna Nantucket – EUA apresenta exemplos destas feições (Figura 4.21).

Mas, este não é o caso da Lagoa de Araruama, que apresenta esporões cumulativos, devido sua acentuada assimetria induzida pelo clima de ondas praticamente unidirecional (Figuras 4.4 e 4.5), mesmo assumindo-se que nenhum esporão é exclusivamente cumulativo ou abrasional (ROSEN, 1975).

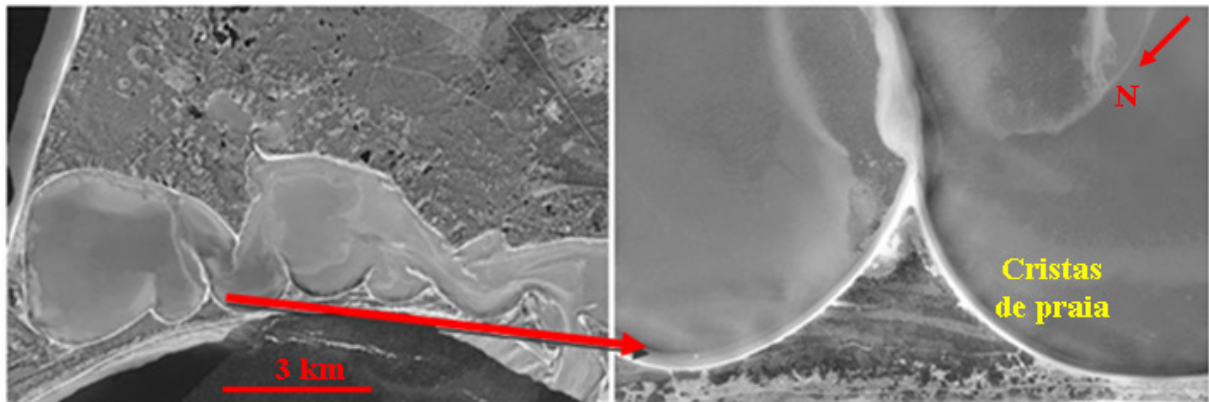


Figura 4.21. Lagoa de Nantucket, EUA. Esporões abrasionais com cristas de praia preservadas do cordão litorâneo. Fonte: GOOGLE EARTH.

Por estas razões, torna-se justificável admitir que a ocorrência de cristas de praia no flanco a barlamar do esporão ocidental, registradas nas fotografias aéreas de 1954 (Figura 4.20 A), é anômala, ou pelo menos, não correlacionada ao processo de evolução dos esporões.

Observando imagens de satélite atuais (Figura 4.20 B), verifica-se que a região do esporão, anteriormente ocupada por essas feições, foi erodida ao longo dos últimos 52 anos. Isto significa que elas constituíram um registro de uma conjuntura de condicionantes ambientais pretéritas, que representaram uma fase de progradação do flanco a barlamar do esporão ocidental. Esses processos construtivos foram de natureza oposta daqueles observados, pelo menos, nas últimas 5 décadas, que apresentam caráter eminentemente erosivo.

Outro aspecto morfodinâmico significativo, ainda na porção ocidental da Lagoa de Araruama, consiste na ocorrência de uma formação tríptica de pontais arenosos. Localizam-se na constrição que antecede o compartimento extremo do lado oeste da laguna. No período do levantamento fotogramétrico (1954), aparecem bem desenvolvidos e na carta de 1929, quase coalescidos. Atualmente, apresentam sua porção emersa aparentemente muito reduzida e o pontal mais oriental, com alinhamento nitidamente alterado (Figura 4.22).

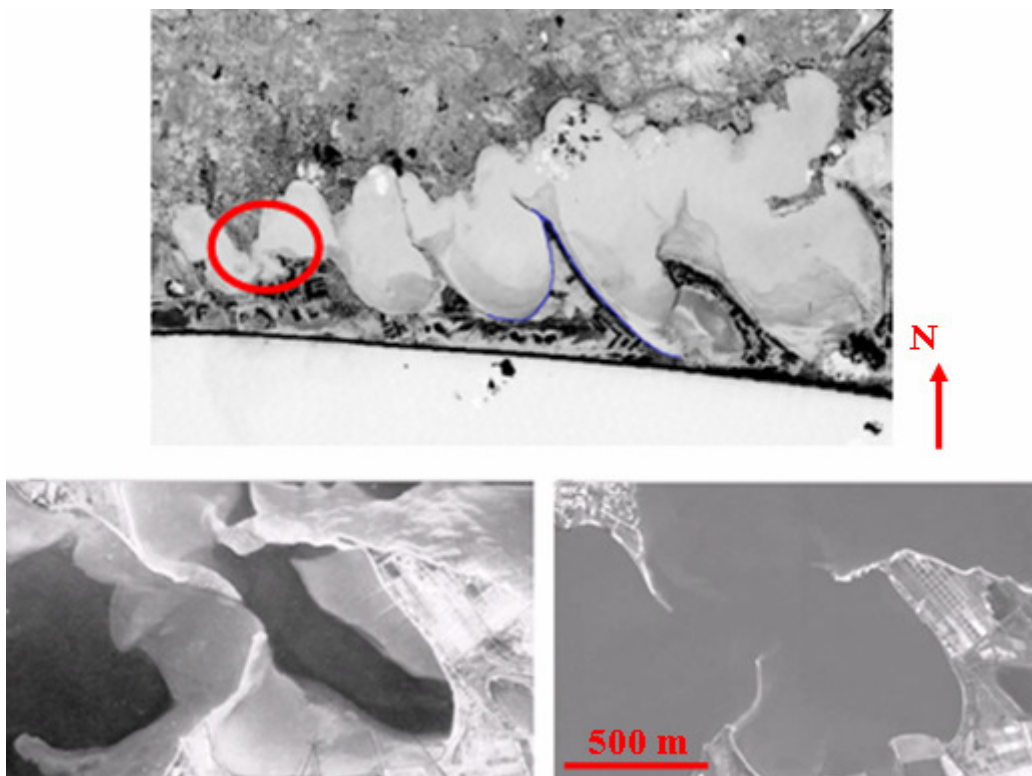


Figura 4.22. Acima, convergência tríptica de pontais arenosos no extremo oeste da Lagoa de Araruama (círculo vermelho). Abaixo à esquerda, fotografia aérea de 1954. Abaixo à direita imagem GOOGLE EARTH de 2006.

As modificações ressaltadas anteriormente, limitam-se à porção emersa e são indicativas de processos erosivos evidentes entre 1954 e 2006. Portanto, a linha de costa nestas regiões não está em equilíbrio com a hidrodinâmica deste período e não é compatível com o caráter progradante dos esporões lagunares.

Considerando-se a posição anômala das cristas de praia do esporão ocidental somada à orientação não esperada do flanco oriental do esporão central, verifica-se a necessidade de se

investigar condições ambientais diversas das atuais. Estas características morfodinâmicas podem ser indicativas da ocorrência pretérita de um processo de evolução da margem da laguna que compete com o gradiente do fluxo de transporte de sedimentos.

Até esse momento, as características ressaltadas se referem a alterações da porção emersa dos esporões. Como as cristas de praia, observadas no esporão ocidental na fotografia aérea de 1954, encontram-se atualmente quase totalmente sob o espelho d'água. É possível que existam registros indicativos do processo que causou sua construção, na porção submersa da laguna.

Contudo, a escala do levantamento batimétrico omite a riqueza de detalhes apresentados nas imagens fotográficas e de satélite, que por sua vez não trazem informações quantitativas sobre as profundidades (Figura 4.3). Este estudo mostra a necessidade de futuras investigações sobre o detalhamento da morfologia da região circunvizinha ao esporão central, o que permitirá a análise de estruturas relictas submersas.

De fato, ao norte do esporão oriental, observa-se uma morfologia singular que exhibe dois prolongamentos agudos, pouco definidos na batimetria. Um deles é mais profundo e disposto na direção NO, e o outro está mais raso e alinhado com o N, atingindo uma distância de 3 km da linha de costa do esporão. Sua porção L apresenta uma configuração sinuosa, cujo ponto de inflexão aproxima-se da extremidade da mesma estrutura cristalina que determina a ramificação do canal profundo (Figura 4.23).

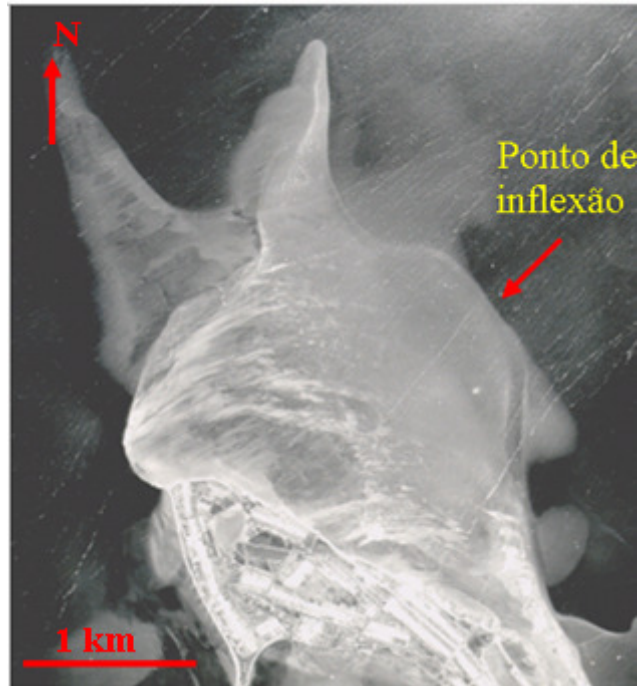


Figura 4.23. Formação submersa, ao largo do esporão oriental da Lagoa de Araruama.  
Fotografia Aérea de 1954.

Esta complexa formação submersa apresenta, na fotografia aérea, contornos nítidos sugerindo forte declividade em suas bordas, característica esta, confirmada no levantamento batimétrico (Figura 4.1). Na parte adjacente ao flanco oriental do esporão central, observa-se uma faixa que se estreita progressivamente no sentido da base, até desaparecer, e, está presente também nos flancos à barlamar dos outros dois esporões (Figura 4.24).

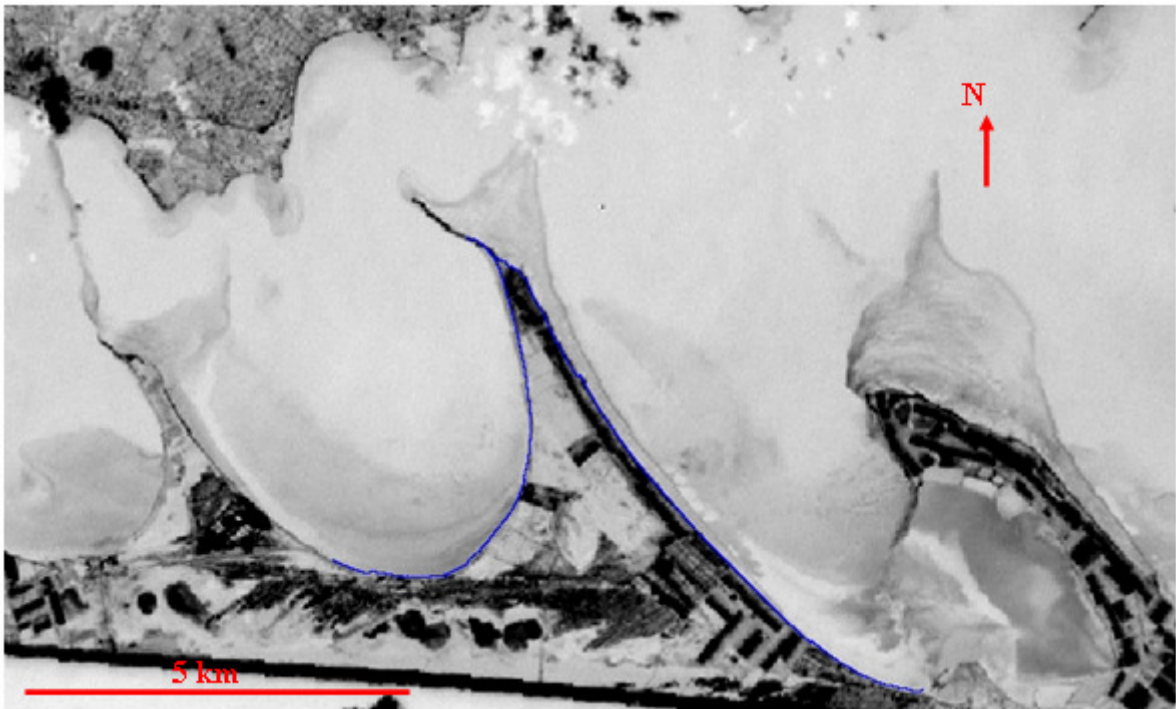


Figura 4.24. Imagem LANDSAT de 1999 Banda 8 ressaltando a geometria da porção submersa adjacente aos esporões. Observa-se o estreitamento da faixa no flanco oriental destas feições morfológicas.

A tonalidade mais escura do contorno das estruturas submersas representa uma região rasa bem marcada (Figura 4.24), que pode ser interpretada como duna frontal ou berma relictas e, portanto, uma linha de costa pretérita. Para que essa feição tenha se formado, torna-se um desafio encontrar outros fatores hidrodinâmicos que justifiquem a ocorrência destes depósitos margeados por crista, que não incluam uma sucessão regressiva/ transgressiva do nível d'água dessa laguna.

Um detalhamento da cúspide submersa do esporão central, obtida pelo tratamento da fotografia aérea com o recurso Fatiamento arco-íris do SPRING, permite distinguir regiões de diferentes tonalidades (Figura 4.25). Admitindo-se que cada cor representa pontos de profundidade semelhante, e, considerando-se que a extremidade está sendo erodida nos últimos 52 anos, pode-se inferir que a parte branca representa o registro de uma linha de costa anterior a atual. Desta forma, a extremidade do esporão central foi, até recentemente, arredondada.

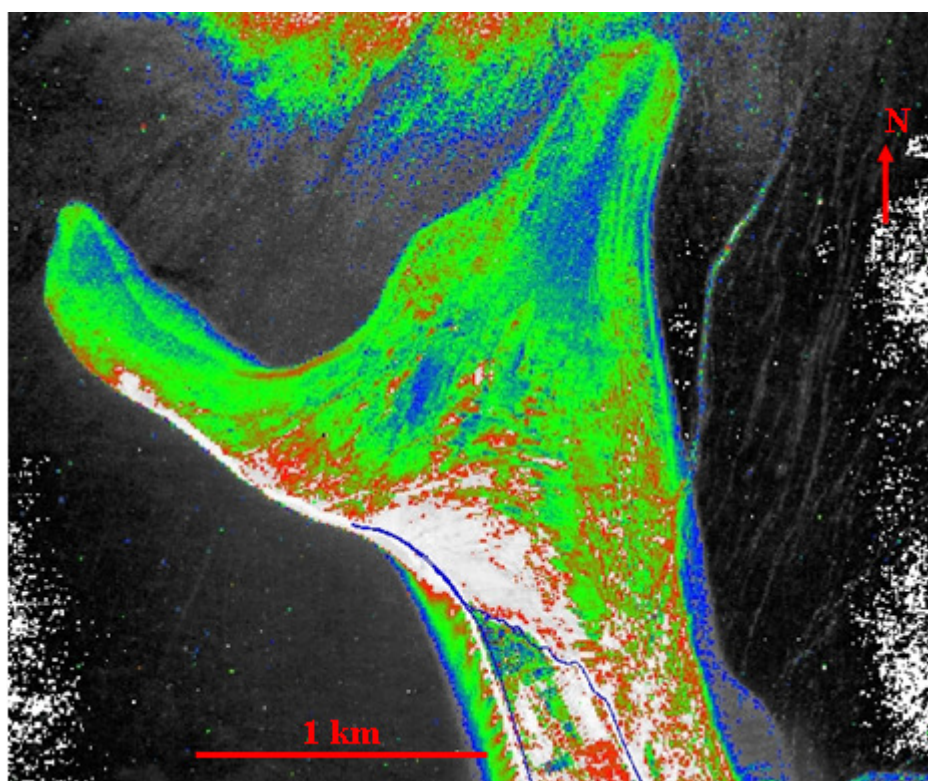


Figura 4.25. Detalhamento da cúspide submersa do esporão central, obtida pelo tratamento da fotografia aérea com o recurso Fatiamento arco-íris do SPRING. As cores branca, verde e azul representam regiões com profundidades distintas: inferiores a 1 m, entre 1 m e 3 m e acima de 3 m, respectivamente.

Com os dados do levantamento batimétrico de 2005, podemos classificar a imagem, atribuindo a cada cor um valor de profundidade. Na Figura 4.25, as cores branca, verde e azul representam regiões com profundidades distintas: inferiores a 1 m, entre 1 m e 3 m e acima de 3 m, respectivamente. Para a cor vermelha será considerado o mesmo valor atribuído à branca. Podem-se observar faixas paralelas na borda superior direita do baixio, distanciadas de aproximadamente 25 m. Este espaçamento tem dimensão semelhante ao das cristas de praia identificadas na porção emersa do esporão ocidental.

Então, resumindo-se, observa-se na Lagoa de Araruama: o contorno bem definido das porções submersas, as transformações da convergência tríplice dos pontais arenosos, as extremidades pontiagudas do baixio do esporão oriental, a retração da extremidade e a orientação desfavorável ao crescimento do esporão central. Esse conjunto de feições e

processos pode ser explicado admitindo-se oscilações de alta frequência no nível médio relativo da laguna (NMR).

Regressões e transgressões do NMR constituem processos determinantes para progradações e retrações da linha de costa (COWELL *et al.*, 1995), respectivamente. Todavia, os transportes transversais à linha de costa causada por esses fenômenos não foram considerados na equação da continuidade de sedimentos utilizada neste trabalho (Equação 1.2). Desta forma, permite apenas o cálculo do balanço de sedimentos na direção paralela à costa.

Oscilações de alta frequência do NMR no Holoceno são largamente comentadas na literatura (MARTIN *et al.*, 1987; ANGULO & LESSA, 1997; CARUSO, 1995). A maioria dos autores assume que não ocorreram NMR's inferiores ao atual nos últimos 7 mil anos, e alguns até contestam a ocorrência destas variações.

Entretanto, CARUSO (1995) admite a possibilidade de ter ocorrido uma regressão mais rápida a partir de 1200 anos AP, tendo o seu mínimo há 600 anos AP, 0,5 m abaixo do atual, seguida de uma transgressão recente.

BARBOZA & TOMAZELLI (2003) identificaram, através de ecobatímetro, uma escarpa submersa na Lagoa dos Patos – RS, e, consideraram como uma paleolinha de costa relativamente recente (cerca de 1000 anos AP). Em outros pontos da laguna, diversos autores também encontraram registros desta escarpa submersa e também admitiram a hipótese de que ela representa um registro de uma linha de costa relictas (VILLWOCK, 1977 *apud* BARBOZA, 2003; BARBOZA, 1999).

Estas observações podem ser corroboradas pela imagem de satélite representada na Figura 4.26. Uma extensa região rasa margeia o esporão ilustrado, acompanhando a linha de costa atual, o que não ocorre na Lagoa de Araruama. Na porção apontada da Figura 4.26 B, pode-se identificar um registro mais preservado desta provável paleolinha de costa.

DILLENBURG *et al.* (2004) citam BARBOZA, por comunicação pessoal, que atribui um caráter progradante, e não mais uma margem afogada, ao conjunto terraço/escarpa identificado por BARBOZA & TOMAZELLI (2003). Esta mudança de pensamento foi baseada em datações de  $^{14}\text{C}$  de conchas coletadas por um furo de testemunhagem de 2,70 m, realizado na borda do terraço estudado anteriormente por ecobatimetria, obtendo idades de  $240\pm 80$  e  $310\pm 60$  anos AP, em profundidades de 2 m e 2,3 m, respectivamente. Assim, segundo esses autores, essas idades não corroboram a hipótese de que esse terraço seja uma

margem lagunar mais antiga ou até mesmo contemporânea a elevação do nível do mar ocorrida entre mil e dois mil anos AP, como sugerido por TOMAZELLI & VILLWOCK, 1989 *apud* DILLENBURG *et al.*, 2004.

Porém, admitindo-se a curva de CARUSO (1995), a discrepância entre os resultados de datação e as oscilações do NMR é atenuada. Se assumirmos que o mínimo ocorreu em torno de 600 anos AP, e, considerando-se as imprecisões inerentes ao método de datação, podemos continuar admitindo a possibilidade de uma transgressão recente.



Figura 4.26. Imagem do GOOGLE EARTH mostrando o esporão na Lagoa dos Patos margeado por uma possível linha de costa pretérita (BARBOZA, 2003) submersa atualmente.

Assim, para o estudo da evolução dos esporões é extremamente relevante a inclusão dos possíveis efeitos das oscilações de alta frequência do NMR. Essa sensibilidade é advinda da baixa topografia dessas feições. Para tanto, faz-se necessário o estudo dos modelos de evolução da planície costeira da região de Araruama.

A evolução apresentada por TURCQ *et al.* (1999) supõem que a laguna pleistocênica, formada por um cordão litorâneo, não apresentava esporões. Eles sugerem que os esporões da Lagoa de Araruama começaram a se formar há cerca de 6500 anos AP, quando a laguna foi

novamente isolada em sua margem sul com o desenvolvimento do outro cordão litorâneo. Neste período a laguna estava submersa com um nível próximo ao atual.

Entretanto, no presente trabalho, através da análise da difusividade da linha de costa de corpos lagunares, foi demonstrado que a região é potencialmente propícia ao desenvolvimento destas estruturas. Assim, pode-se admitir que o retrabalhamento do cordão pleistocênico pela formação destas cúspides pode ter ocorrido desde a primeira formação da laguna antes de 123 mil anos AP, iniciando a modelagem da batimetria.

Na reocupação holocênica, a topografia ainda apresentava características pleistocênicas, apesar de suavizadas pelas intempéries durante a fase emersa. De fato, MUEHE (2006) apresentou registros sísmicos de paleocanais sob sedimentos lamosos espessos e observou que a porção profunda da batimetria atual refletia a calha profunda relictas.

Desta forma, admitindo-se a existência de esporões desde o Pleistoceno, a parte rasa também pode refletir a configuração pretérita. A laguna atual, portanto, tende a mimetizar a morfologia de fundo desenvolvida na sua primeira ocupação. Isto significa que o processo de formação dos esporões holocênicos pode ter sido induzido e acelerado.

Durante a possível última regressão admitida por CARUSO (1995) o esporão central, já bem desenvolvido, teve sua linha de costa deslocada para norte e para leste. Durante esse processo de regressão a linha de costa progride de forma regida pelos contornos batimétricos. Assim, em decorrência de uma descida de 1 m do nível do mar, a nova de linha de costa será a antiga isobatimétrica de 1 m.

Porém, a distância entre a linha de costa e a isobatimétrica de 1 m varia muito em torno dos esporões da Lagoa de Araruama. Isso ocasionou um avanço diferencial da interface entre o espelho d'água e a porção emersa, já que um rebaixamento do nível do mar acarreta um deslocamento horizontal maior na direção da menor declividade.

Na extremidade do esporão central a declividade é acentuada, enquanto que nas laterais é bastante suave (Figura 4.2). Então, uma provável regressão do nível do mar induziria uma rotação no sentido anti-horário do flanco oriental dessa feição.

Admitindo que o esporão encontra-se com ângulo de  $45^\circ$  em relação ao clima de ondas predominante, esse aumento do ângulo entre as cristas de onda e a linha de costa, devido à rotação, manteria um transporte litorâneo em direção a extremidade.

Após esse período, durante a inflexão da curva de variação do NMR que precedeu a transgressão, foi formada a linha de berma ou de dunas frontais, ainda preservada e identificada na Figura 4.24.

Durante o início da suposta transgressão recente, analogamente ao que foi anteriormente explicado, a rotação seria em sentido horário. A orientação atual do flanco oriental do esporão central, perfeitamente descrita pelo caminhamento, indica que a linha de costa ultrapassou a orientação que promove o transporte para a ponta do esporão.

A partir desse momento, a reversão do sentido do transporte litorâneo acarretou uma tendência de erosão da extremidade e acresção no flanco (rotação anti-horária), contrapondo-se, então, à rotação induzida pela elevação do nível do mar.

Essa elevação NMR promoveu o retrabalhamento do baixio pela ação das ondas geradas no interior da laguna. Sua acentuada esbelteza, intensificou o deslocamento de material da face da praia para a antepraia, nivelando a cúspide submersa e reorientando a linha de costa. O estreitamento da faixa rasa que margeia o flanco dos esporões pode ser considerado, agora, como uma evidência da rotação no sentido anti-horário, prevista pelo balanço de sedimentos calculado neste trabalho.

Se a taxa de elevação for acentuada o suficiente para que a rotação por ela determinada prepondere, a tendência da linha de costa do esporão será continuar a girar no sentido horário favorecendo o transporte reverso e, portanto, obstruindo a tendência de segmentação dessa laguna.

Caso contrário, sobrepondo-se o efeito do balanço de sedimentos na rotação do flanco oriental do esporão, este atingirá o ângulo que restabelece o sentido de transporte que promove o crescimento do esporão, e, conseqüentemente, retomará o processo de segmentação lagunar descrito por ZENKOVITCH (1959).

Até o presente momento, os resultados aqui apresentados para o estudo de transporte litorâneo e geoprocessamento sugerem que o segundo efeito, relacionado ao balanço sedimentar, está preponderando.

Provavelmente, esse processo de segmentação da Lagoa de Araruama sofreu um retardamento em função da morfologia do fundo. Para a parte emersa transpor a barreira batimétrica do canal profundo é necessário mais sedimento, e, portanto, mais tempo. Além disto, a possível transgressão recente inverteu este processo. Potencialmente, a tendência para

a segmentação pode se reiniciar após a orientação dos esporões na direção que favorece o crescimento transversal ao cordão litorâneo.

## 5. CONCLUSÕES

A análise da batimetria e o mecanismo de formação de esporões proposto por ZENKOVITCH (1959) e modelado numericamente por ASHTON *et al.* (2001) mostram que a morfologia de fundo da Lagoa de Araruama é fortemente influenciada pelo processo de evolução dos esporões. Isso ocorre mesmo em regiões afastadas de suas extremidades, como as cúspides submersas identificadas nas fotografias aéreas e nas imagens de satélite.

A reconstituição do clima de ondas, através da modelagem numérica, revelou a importância do fenômeno de espalhamento da energia para descrição da morfodinâmica em pista limitada. TOLDO JR. *et al.* (2003) aplicaram um modelo unidimensional para reconstituição do clima de ondas para a Lagoa dos Patos - RS. Com os resultados, foi possível a determinação da taxa de transporte litorâneo potencial. Porém, a utilização de um modelo de geração de ondas bidimensional, que inclua os efeitos de refração, difração e fricção do fundo, como o SWAN, pode melhorar ou até revelar novas tendências para as estimativas de transporte não abrangidas pela aplicação de um modelo unidimensional.

O estudo do potencial de formação de esporões, através do cálculo da difusividade, apresentado por ASHTON & MURRAY (submetido, b), demonstrou a importância da razão de aspecto neste processo. ZENKOVITCH (1959) e ROSEN (1975) previram intuitivamente esta relação. Os diagramas de difusividade contém informações condensadas sobre a instabilidade em corpos d'água restritos.

Quanto menor a razão de aspecto, direções de vento menos oblíquos podem gerar ondas que contribuam para a instabilidade da linha de costa. Isto foi demonstrado através da aplicação desses diagramas às Lagoas Mirim e Mangueira, mostrando que a maior razão de aspecto da primeira não favoreceu a formação de esporões embora sujeita ao mesmo clima de ventos que a segunda. Esta apresenta grande número de pequenos esporões e dois bastante

conspícuos devido a sua forma alongada. Os resultados para a Região dos Lagos - RJ também indicam que é um local extremamente propício ao desenvolvimento destas feições.

O cálculo do transporte litorâneo potencial mostra que no flanco oriental do esporão principal da Lagoa de Araruama o transporte residual é para da extremidade para a base denotando que, no estágio de evolução atual, os esporões não podem estar crescendo transversalmente ao cordão litorâneo, e sim, sendo erodidos. A variação espacial do balanço de sedimentos indica uma tendência para uma rotação no sentido anti-horário.

A comparação de fotografia aérea com o caminhamento com DGPS, evidenciou processos erosivos na extremidade do esporão no período de 1954 a 2006. Os volumes estimados das áreas erodidas foram comparados com os previstos pelo cálculo da taxa de transporte de sedimentos potencial. Foi identificada uma discrepância significativa provavelmente decorrente da indisponibilidade de sedimentos decorrente da presença de salinas e vegetação.

A posição anômala das cristas de praia do esporão ocidental e a orientação não esperada do flanco oriental do esporão central indicam condições ambientais pretéritas, diversas daquelas ocorridas nos últimos 52 anos. Oscilações de alta frequência do nível médio relativo podem constituir o mecanismo causador destes processos morfodinâmicos observados na Lagoa de Araruama.

Outras feições como a convergência tríplice de pontais arenosos, no extremo ocidental da laguna, e a sinuosidade observada na morfologia da área submersa do esporão oriental parecem corroborar com esta hipótese de regressão seguida de transgressão. Na primeira, o seu crescimento pode ter sido intensificado pelo recuo da linha d'água e a tendência atual de retração, causada pela suposta transgressão recente. E a outra pode refletir uma evolução pré-tômbolo, induzida pelo promontório de São Pedro D'Aldeia, durante a fase emersa.

Os esporões lagunares são excelentes indicadores de alterações das condições ambientais devido a sua alta sensibilidade, em função do baixo relevo, e das peculiaridades inerentes aos processos que regem sua origem e evolução, como foi descrito nesta tese. Seu caráter dinâmico e progradante confere uma propriedade ímpar para o estudo de fenômenos morfodinâmicos.

Cabe ressaltar que as oscilações recentes do nível da Lagoa de Araruama supostas neste trabalho, não estão correlacionadas cronologicamente com nenhuma curva obtida na literatura consultada. Pela ordem de grandeza dos valores de transporte calculados é razoável

admitir que as oscilações de alta frequência aqui sugeridas correspondam a poucas centenas de anos.

Além disto, a ligação restrita da laguna com o mar pode ter sido fechada em resposta a um pequeno rebaixamento do NMR. Este fechamento, provavelmente ocorreria no estreitamento que liga o corpo principal da laguna ao canal de Itajuru que permaneceria conectado ao mar. Devido à aridez da região, expressa na hipersalinidade da laguna, a possível oscilação negativa do NMR pode ter sido amplificada. Assim, nesta hipótese, o nível d'água da laguna pode ter sido mais baixo do que o NMR em função do balanço hídrico favorecendo a evaporação. Oscilações de frequência mais alta do que as apresentadas na literatura e com menor amplitude, devem ser investigadas.

## 6. REFERÊNCIAS

ALVES; A. R. Modelagem numérica como ferramenta de gestão ambiental: aplicação ao sistema lagunar de Saquarema - RJ. Niterói, 2003. 102 f. Dissertação (Mestrado em Ciência Ambiental) - Instituto de Geociências. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2003.

ALVES; A. R; WASSERMAN, J. C. Modelagem numérica da geração e propagação de ondas na lagoa de Araruama - RJ. In: I Congresso Brasileiro de Oceanografia, 2004, Itajaí. Resumos do I Congresso Brasileiro de Oceanografia e XVI Semana Nacional de Oceanografia, 2004.

ALVES, A. R. *et al.* Modelagem Numérica do Transporte Litorâneo na Lagoa de Araruama – RJ. In: X Congresso ABEQUA, 2005, Guarapari, ES. CD do X Congresso da ABEQUA – Qual a chave para o futuro, 2005.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*. v. 40. p. 141-166. 1997.

ASHTON, A., MURRAY, A. B. Submetido, a. Consequences of an instability in shoreline shape due to alongshore wave-driven sediment transport, Part 1: Theoretical and numerical investigations. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*.

ASHTON, A.; MURRAY, A. B. Submetido, b. Consequences of an instability in shoreline shape due to alongshore wave-driven sediment transport, Part 2: Wave climate analysis and comparisons to nature. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*.

ASHTON, A. *et al.* Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*. v. 414. p. 296-300. 2001.

BAILARD, J. A. A simplified model for longshore sediment transport. In: 19th International Coastal Engineering Conference. ASCE. Proceedings 19th International Coastal Engineering Conference, 1984.

BARBIÈRE, E. B.; COE-NETO, R. Spatial and temporal variation of rainfall of the east fluminense coast and Atlantic Serra do Mar, State of Rio de Janeiro, Brazil. Separata de: KNOPPERS, B. A.; BIDONE, E. D.; ABRÃO, J. J. Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon System of Rio de Janeiro, Brazil. Niterói: FINEP, 1999. 210 p. (Série Geoquímica Ambiental, 6) p. 47-56.

BARBOZA, E. G. Terraços da Margem Leste da Laguna dos Patos, Litoral Médio do RS: Estratigrafia e Evolução Holocênica. Porto Alegre, 1999. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J. Erosional Features of the Eastern Margin of Patos Lagoon, Southern Brazil: Significance for Holocene History. Separata de: KLEIN, A. H. F. *et al.* *Journal of Coastal Research*, SI 35 (Proceedings of the Brazilian Symposium on Sandy Beaches: Morphodynamics, Ecology, Uses, Hazards and Management). Itajaí: CERF & UNIVALI, 2003. 598 p. (ISSN 0749-0208) p. 260-264.

BATTJES J. A. Developments in Coastal Engineering Research. In: 50th Anniversary of Japanese Conference on Coastal. Proceedings of Special Symposium for the 50th Anniversary of Japanese Conference on Coastal, Tokyo, Japan. p. 25-39. nov. 2003.

BIDEGAIN, P.; BIZERRIL, C. Lagoa de Araruama: Perfil Ambiental do maior Ecossistema Lagunar Hipersalino do Mundo. Rio de Janeiro: SEMADS, 2002. 160 p.

CARUSO, F. JR. Mapa geológico e de recursos minerais do sudeste de Santa Catarina. In: Programa cartas de síntese e estudos de integração geológica. DNPM/ MME, 1995. v. 1.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS. Coastal Engineering Manual. 30 abril 2002. Acessado em: fev. 2003. Disponível em: <[http://www.coastal.ufl.edu/~sheppard/eoc6430/Coastal\\_Engineering\\_Manual.htm](http://www.coastal.ufl.edu/~sheppard/eoc6430/Coastal_Engineering_Manual.htm)>.

- COCO, G. *et al.* Test of self-organization in beach cusp formation. *Journal of Geophysical Research*. v. 108. n. C3, 3101. p. 46-1-46-11. 2003.
- COWELL P. J. *et al.* Simulation of large-scale coastal change using a morphological behavior model. *Marine Geology*. v. 126. p. 45-61. 1995.
- DILLENBURG *et al.* A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. v. 76 (3). p. 611-623. 2004.
- DOMINGUEZ, J. M. L. Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*. v. 14. p. 259-281. 1991.
- FAGHERAZZI, S. *et al.* Modeling barrier island formation and evolution. *Coastal Sediments*. Florida: Clearwater Beach, p. 18-23, maio 2003.
- GOOGLE EARTH ©. Google Earth: Explore, Search and Discover. Disponível em: <<http://earth.google.com/>>. Acessado: mar. 2006.
- HANSEN, C. M. Metodologias de Engenharia Oceânica aplicadas à Lagoa de Araruama. Rio de Janeiro, 1993. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.
- KAMPHUIS, J. W. Alongshore Sediment Transport Rate. *Journal of Waterway, Port Coastal, and Ocean Engineering*. v. 117. n. 6. p. 624-640. dez. 1991
- KOMAR, P. D. The mechanics of sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*. v. 76, n. 3. p. 713-721. 1971.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. Longshore currents generated by obliquely incident waves. *Journal of Geophysical Research*. v. 75. n. 30. p. 5914-5927. out. 1970
- MARTIN *et al.* Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast: the role of relative sea-level variation and of shoreline drift. In: *Quaternary coastal geology of West Africa and South America*. Papers prepared for the INQUA-ASEQUA Symposium, Dakar, 1986. Dakar: UNESCO, 1987.
- MUEHE, D. Gênese da morfologia do fundo da lagoa de Araruama e cordões litorâneos associados. In: *VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/ Regional Conference on Geomorphology*. Goiânia, 2006. Anais eletrônicos. Goiânia: UFG, 2006. CD-ROM.

PEREIRA, C. F. B. Um experimento sobre transporte Litorâneo em uma Praia da Lagoa de Araruama, RJ. Rio de Janeiro, 2001. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

PRIGOGINE, I., STENGERS, I. Order out of chaos. Man's new dialogue with nature. New York: Bantam Books, 1984. 349 p.

REF/DIF. GNU General Public License. versão 2. jun. 1991. Disponível em: < <http://chinacat.coastal.udel.edu/programs/refdif/refdif.html>>. Acessado em: jan. 2003.

ROSEN, P. S. Origin and progress of cusped spit shorelines. Estuarine research. v. 2. p. 77-92. 1975.

SWAN. GNU General Public License. Copyright©. Delft University of Technology. Disponível em: < <http://vlm089.citg.tudelft.nl/swan/index.htm>>. Acessado em: jul. 2003.

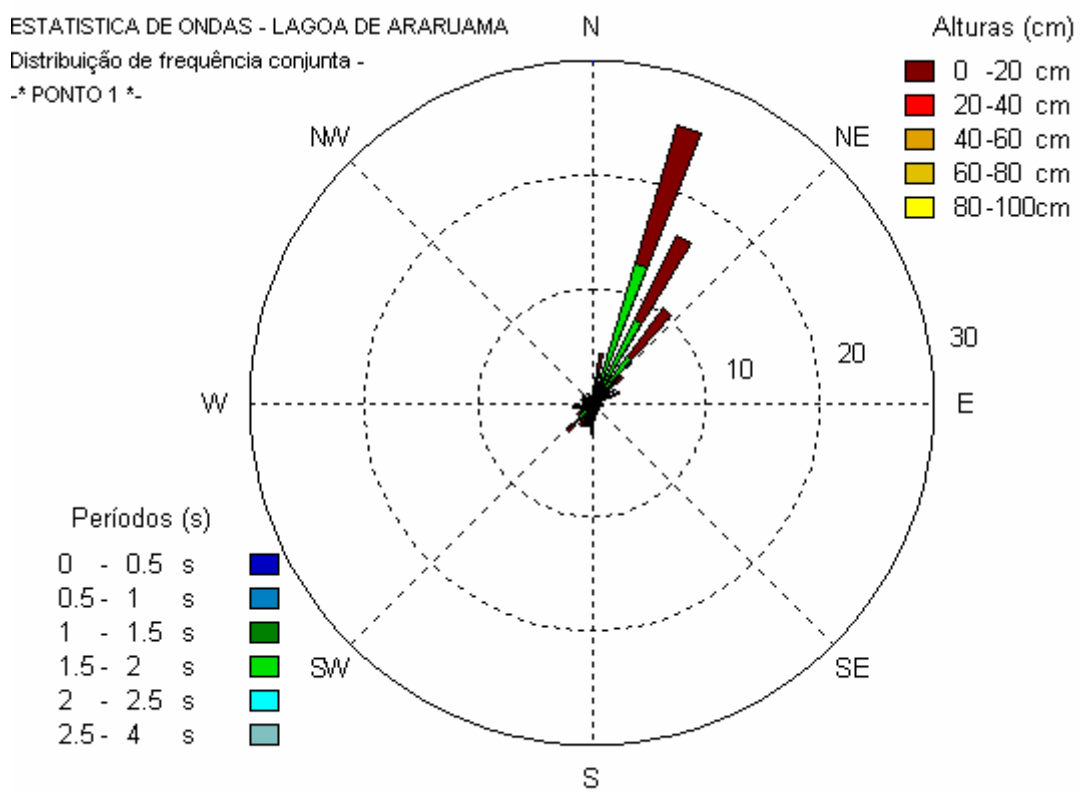
TOLDO JR., E. E. *et al.* Forecasting shoreline changes of Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. Separata de: KLEIN, A. H. F. *et al.* Journal of Coastal Research, SI 35 (Proceedings of the Brazilian Symposium on Sandy Beaches: Morphodynamics, Ecology, Uses, Hazards and Management). Itajaí: CERF & UNIVALI, 2003. 598 p. (ISSN 0749-0208) p. 43-50.

TURCQ, B. *et al.* Origin and evolution of Quaternary coastal plain between Guaratiba and cape Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. Separata de: KNOPPERS, B. A.; BIDONE, E. D.; ABRÃO, J. J. Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon System of Rio de Janeiro, Brazil. Niterói: FINEP, 1999. 210 p. (Série Geoquímica Ambiental, 6) p. 25-46.

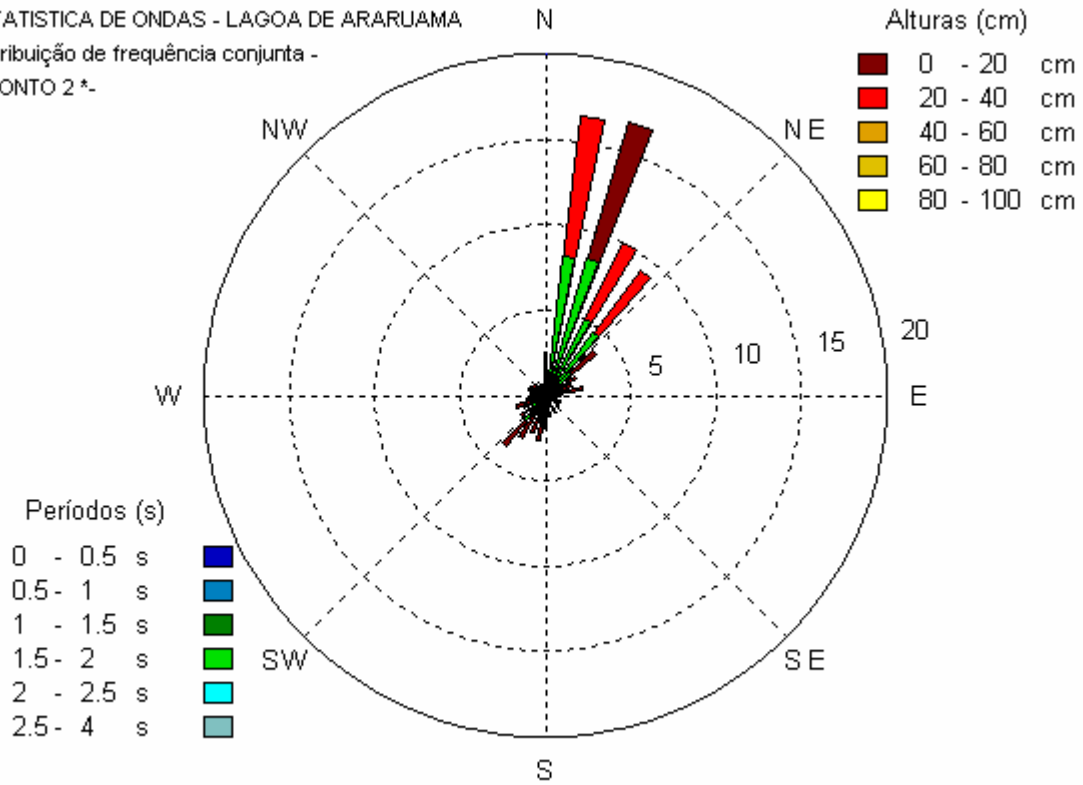
ZENKOVITCH, V. P. On the genesis of cusped spits along lagoon shores. Journal of Geology. v. 67. n. 3. p. 269-277. 1959.

## 7. APÊNDICES.

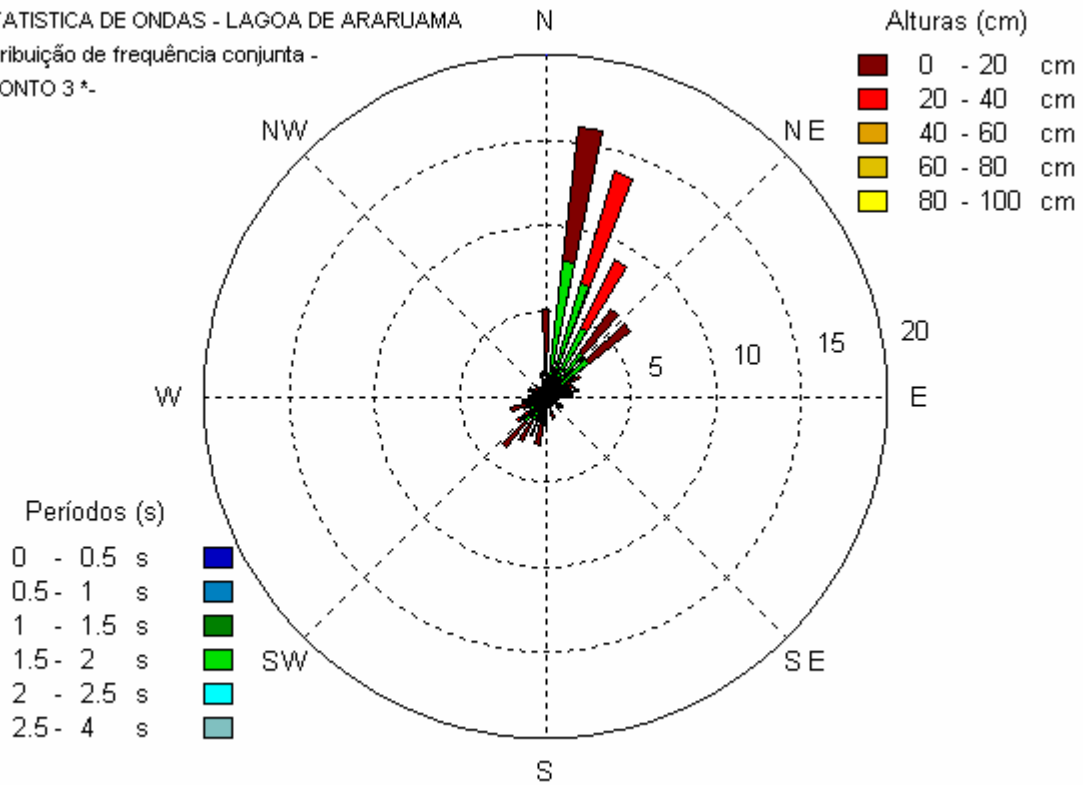
### 7.1 Rosas de ondas.



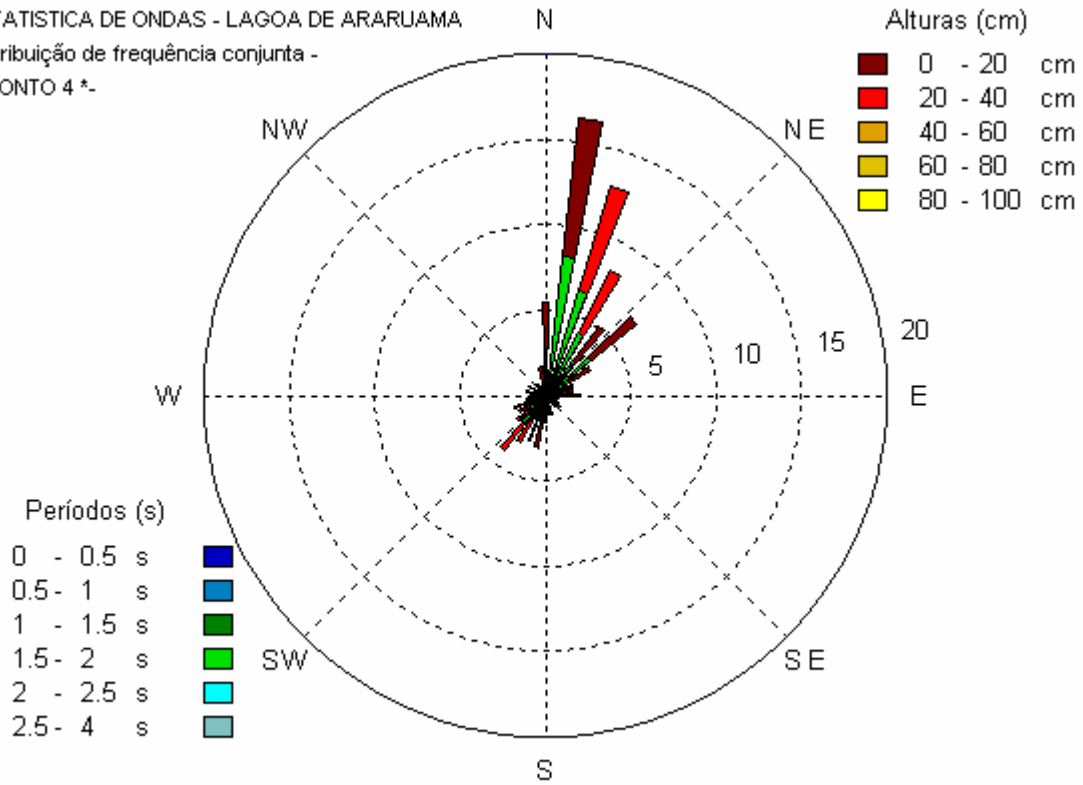
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 2 \*-



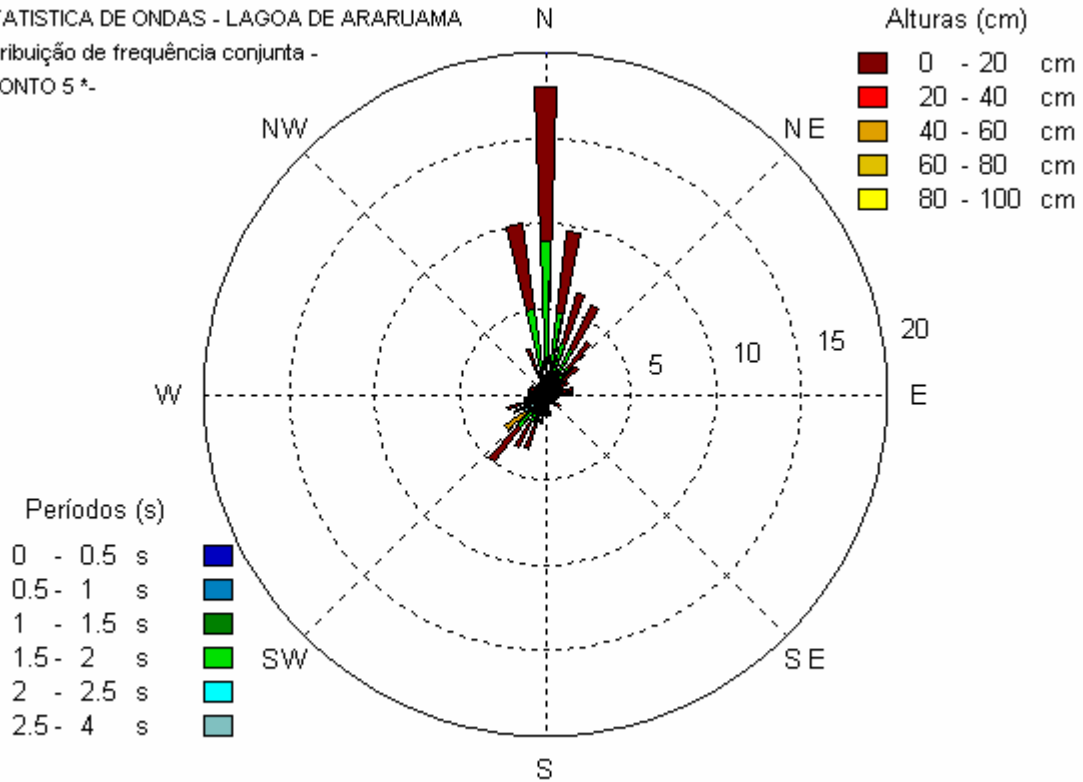
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 3 \*-



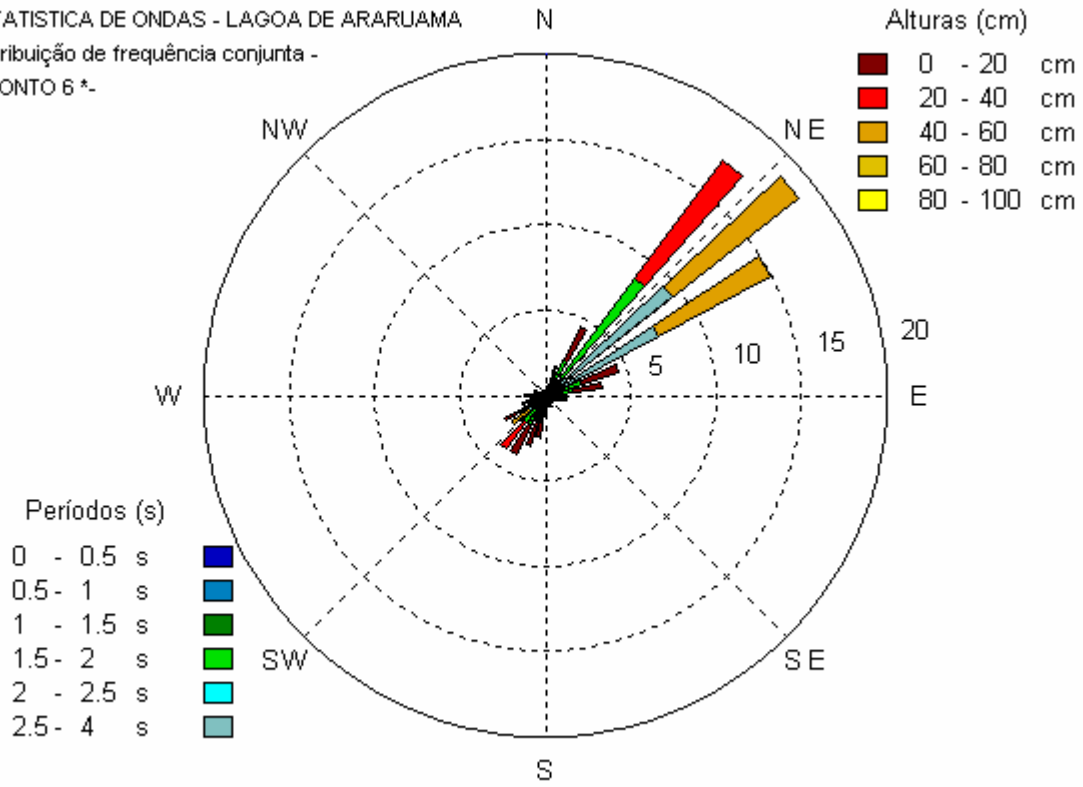
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 4 \*-



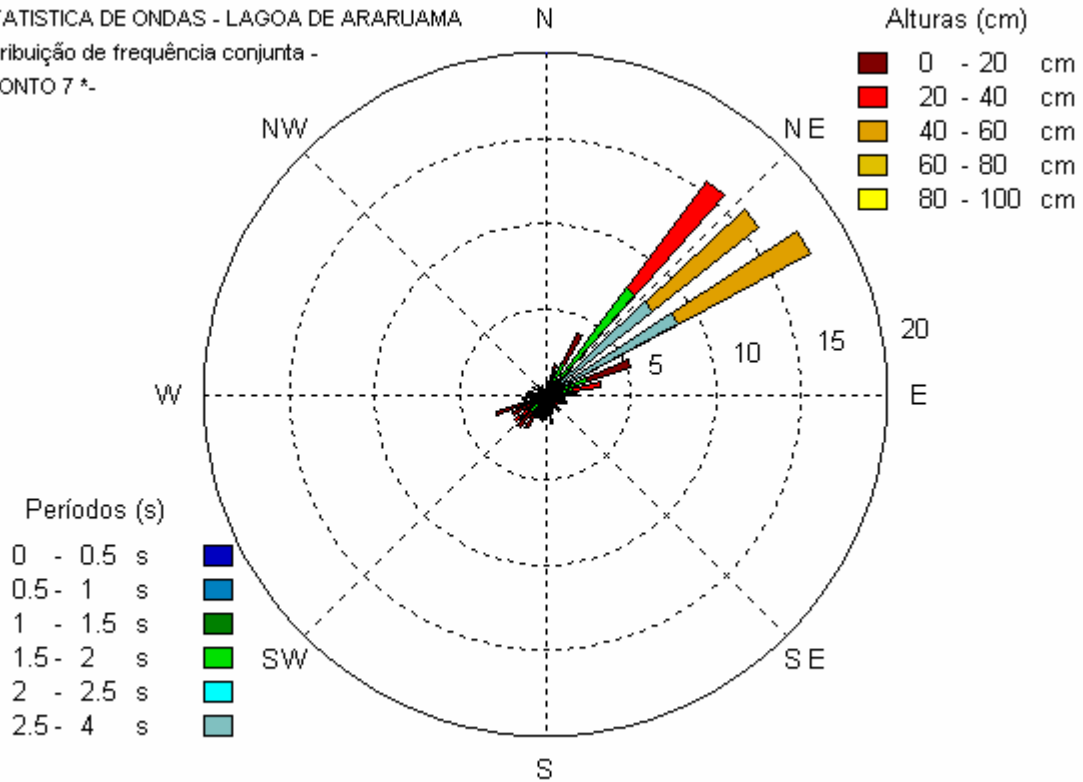
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 5 \*-



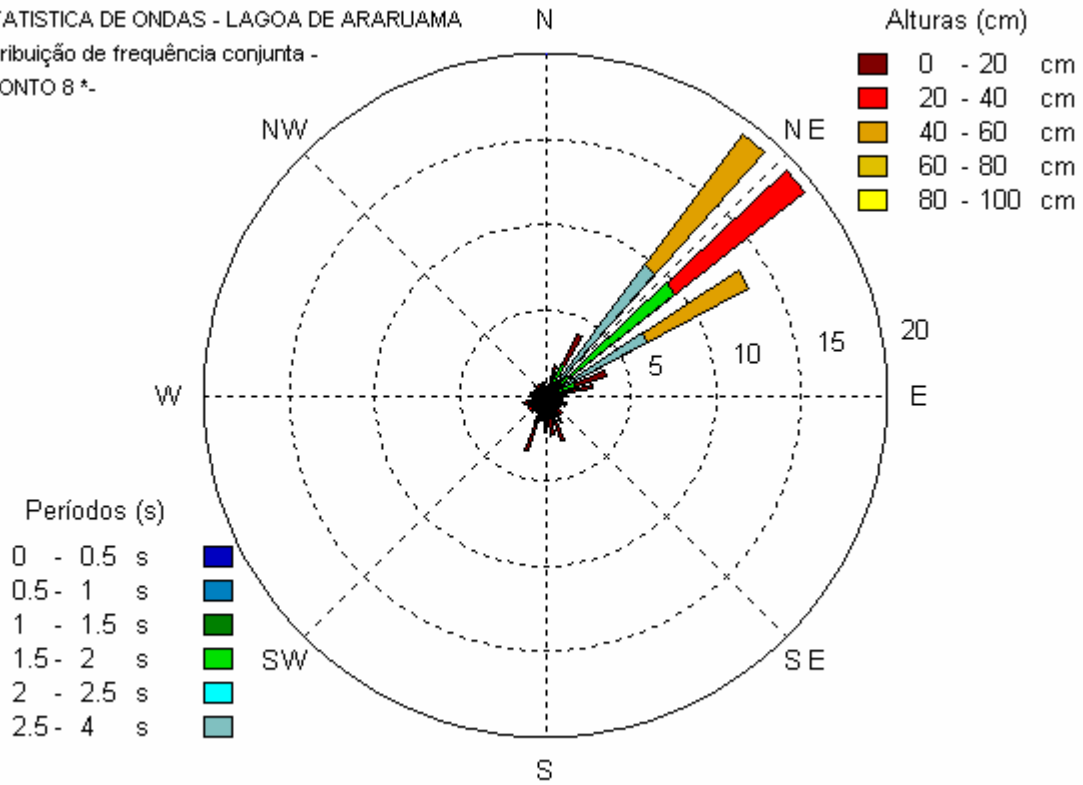
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 6 \*-



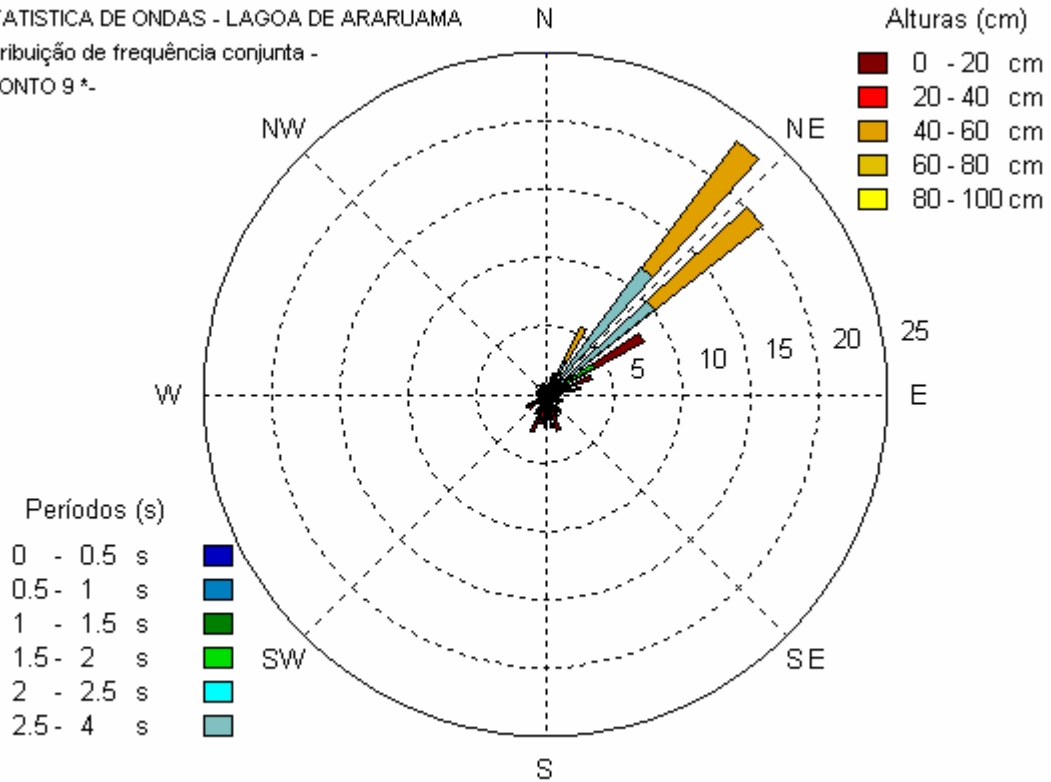
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 7 \*-



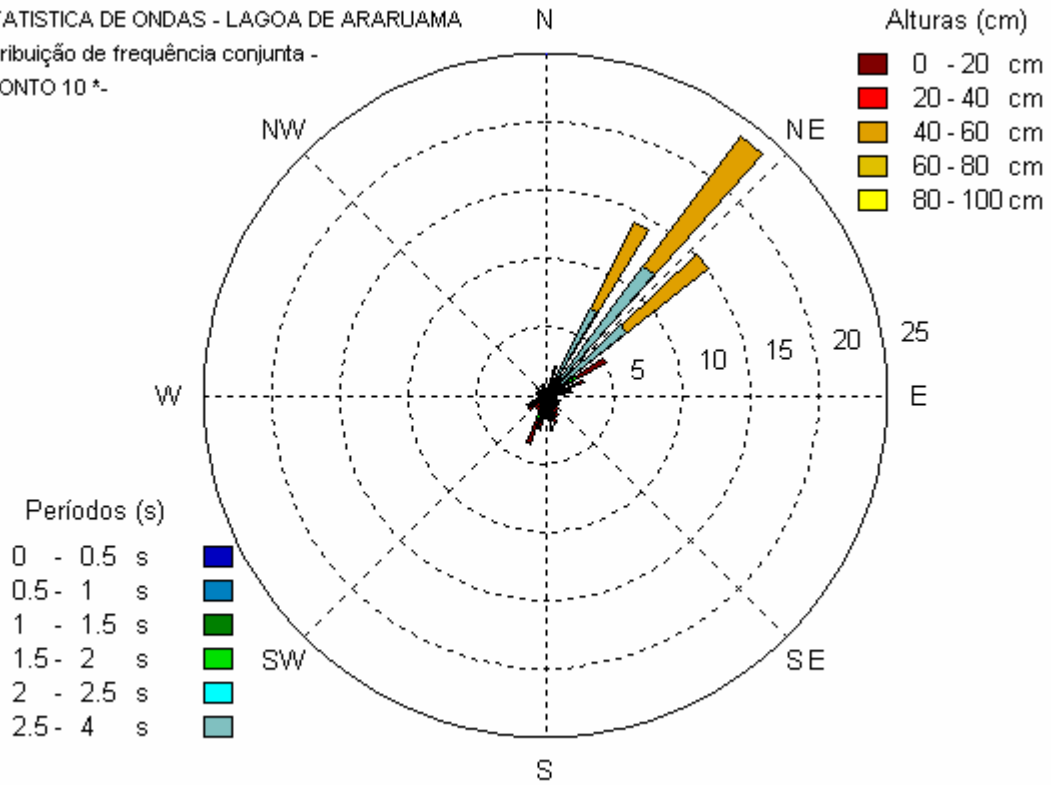
ESTATISTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 8 \*



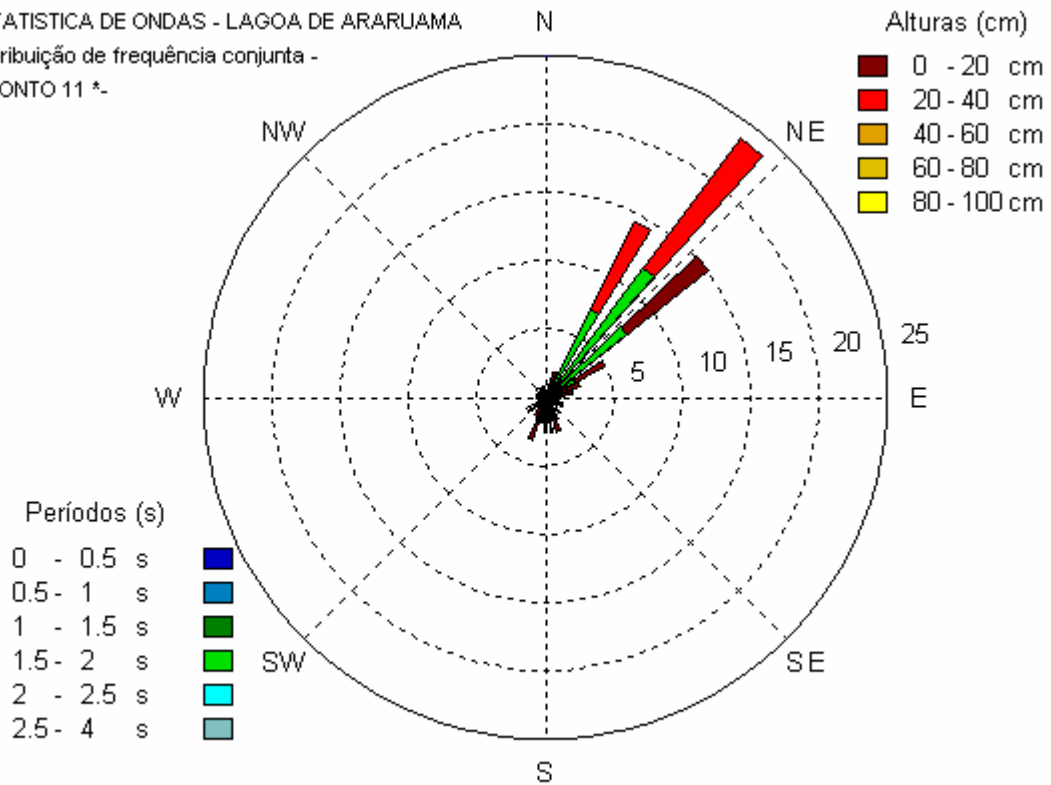
ESTATISTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 9 \*



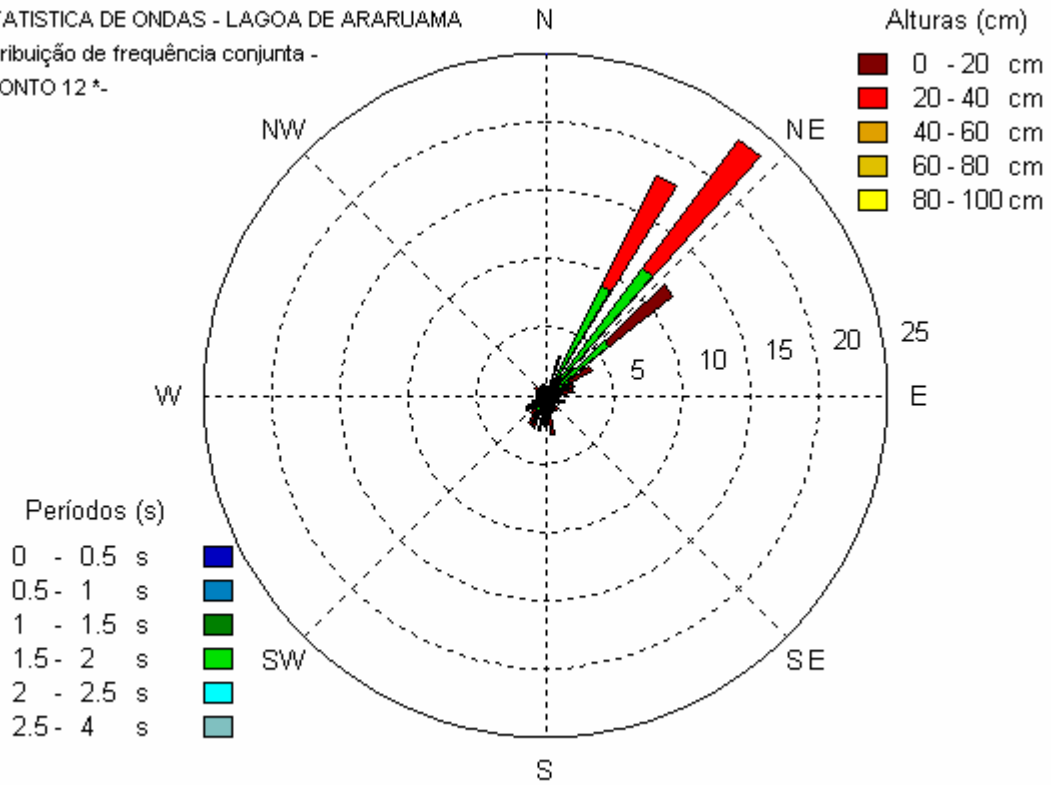
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 10 \*-



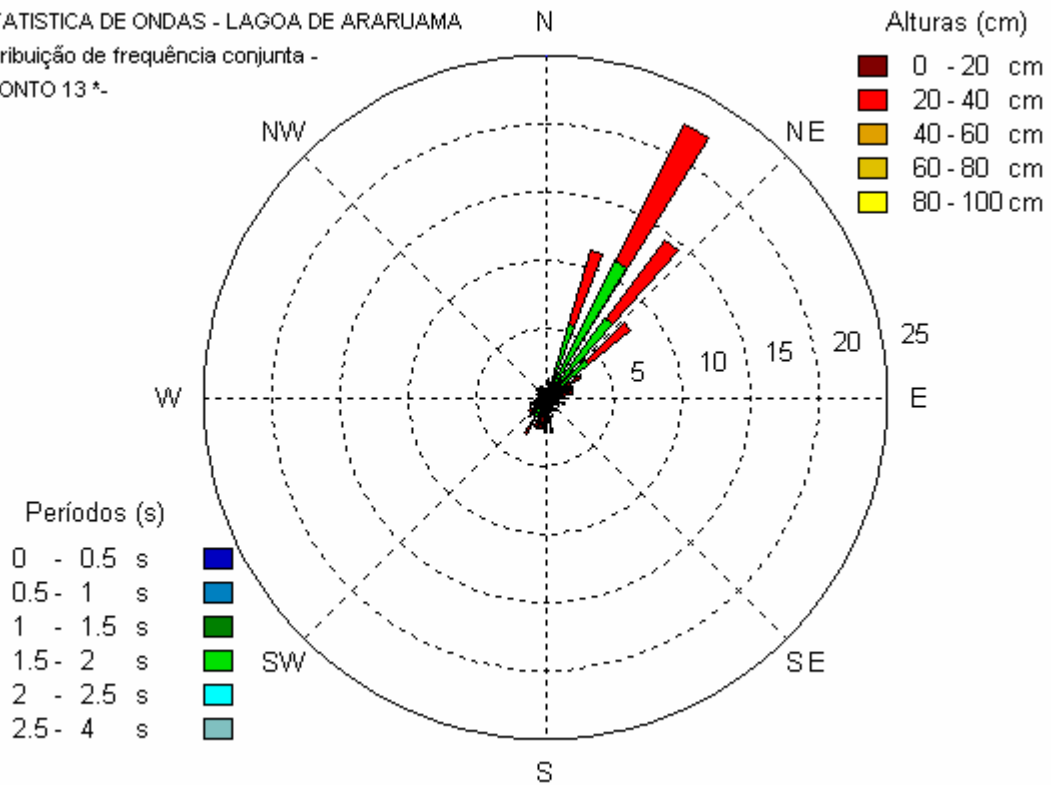
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 11 \*-



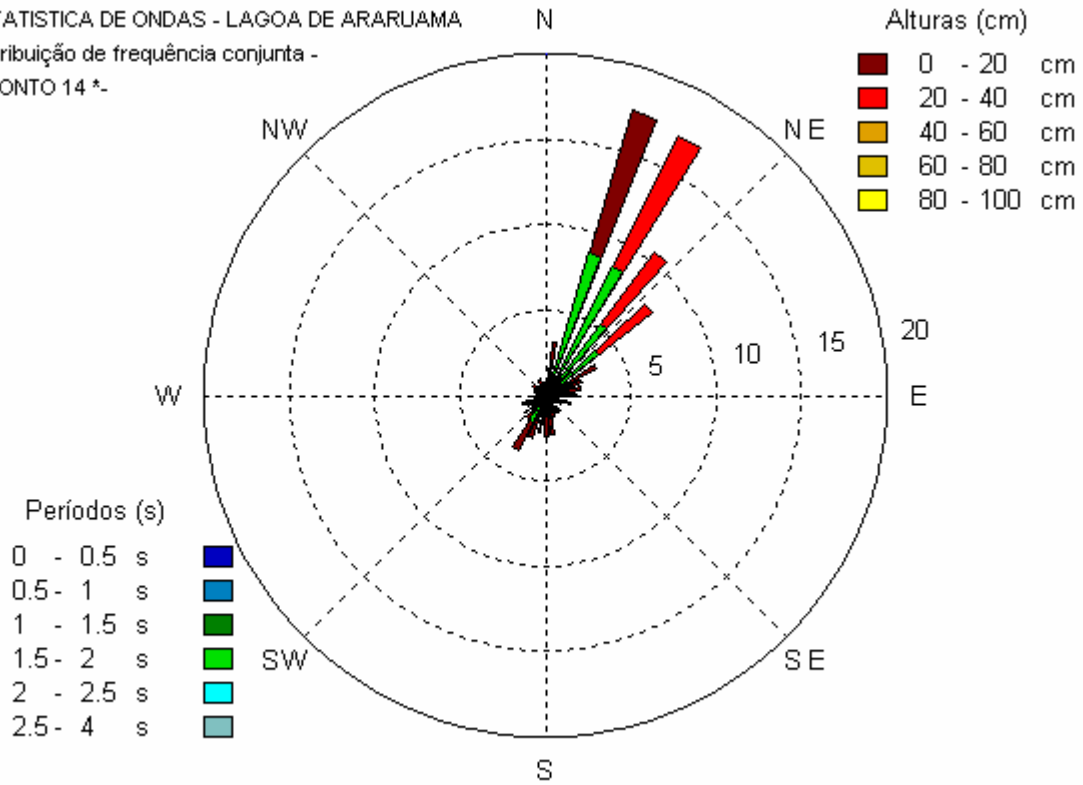
ESTATISTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 12 \*-



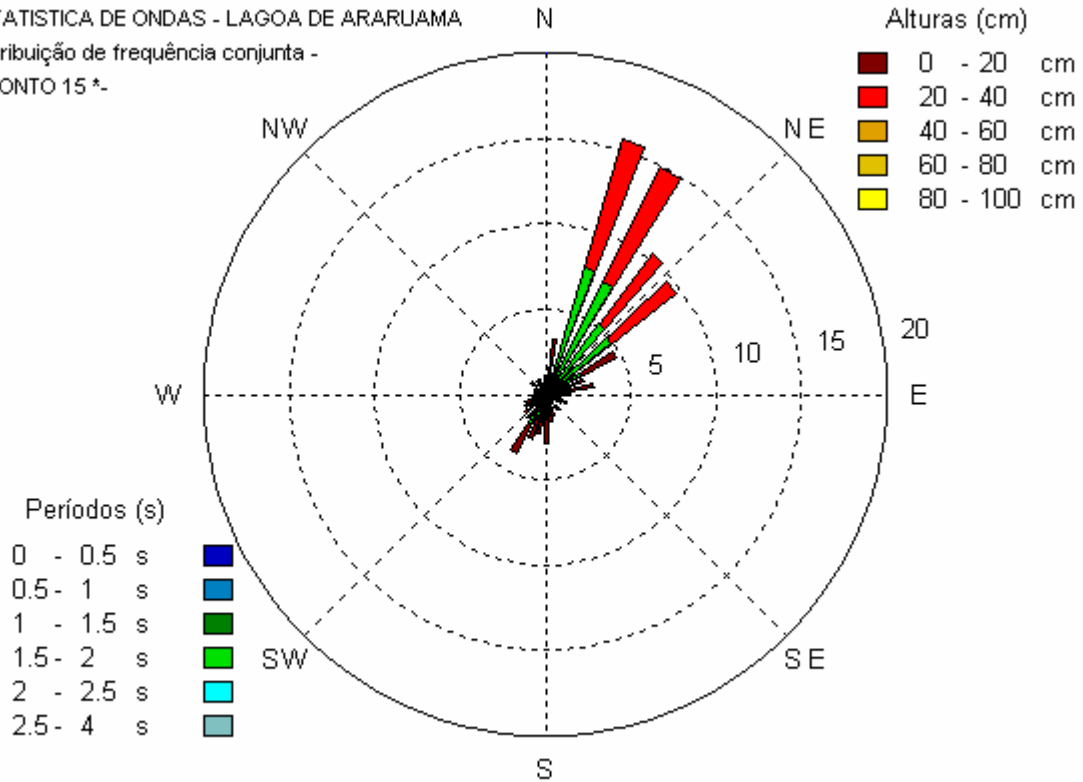
ESTATISTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 13 \*-



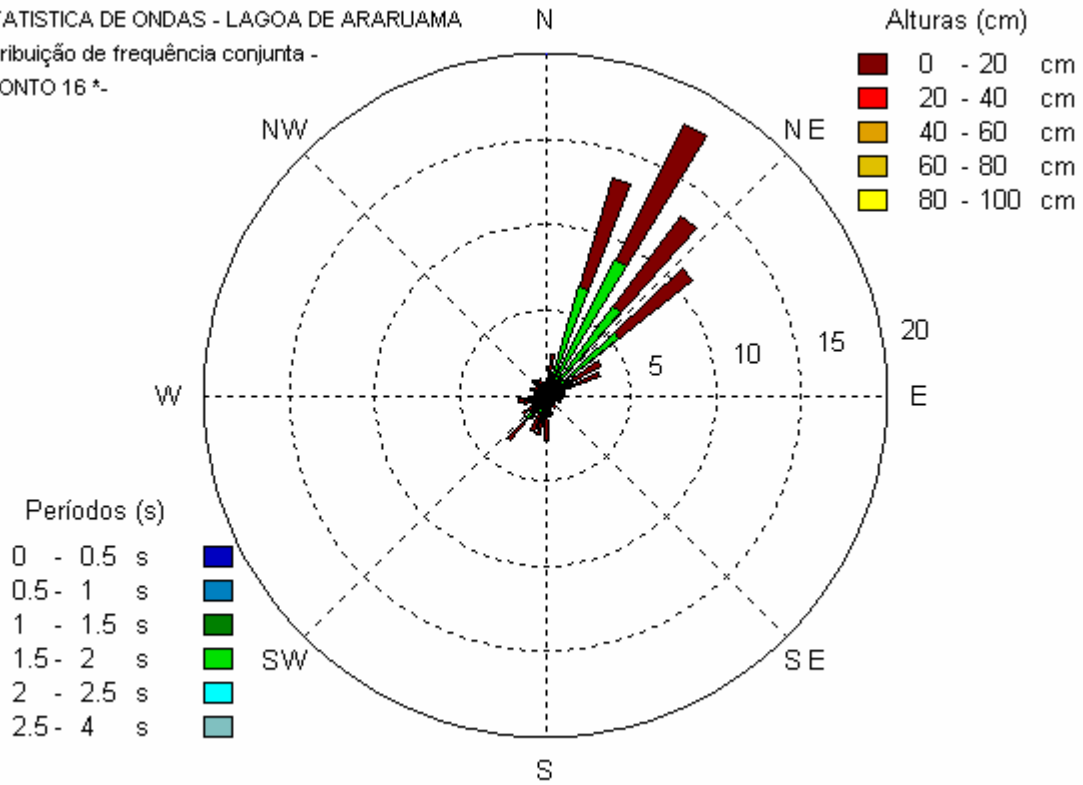
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 14 \*-



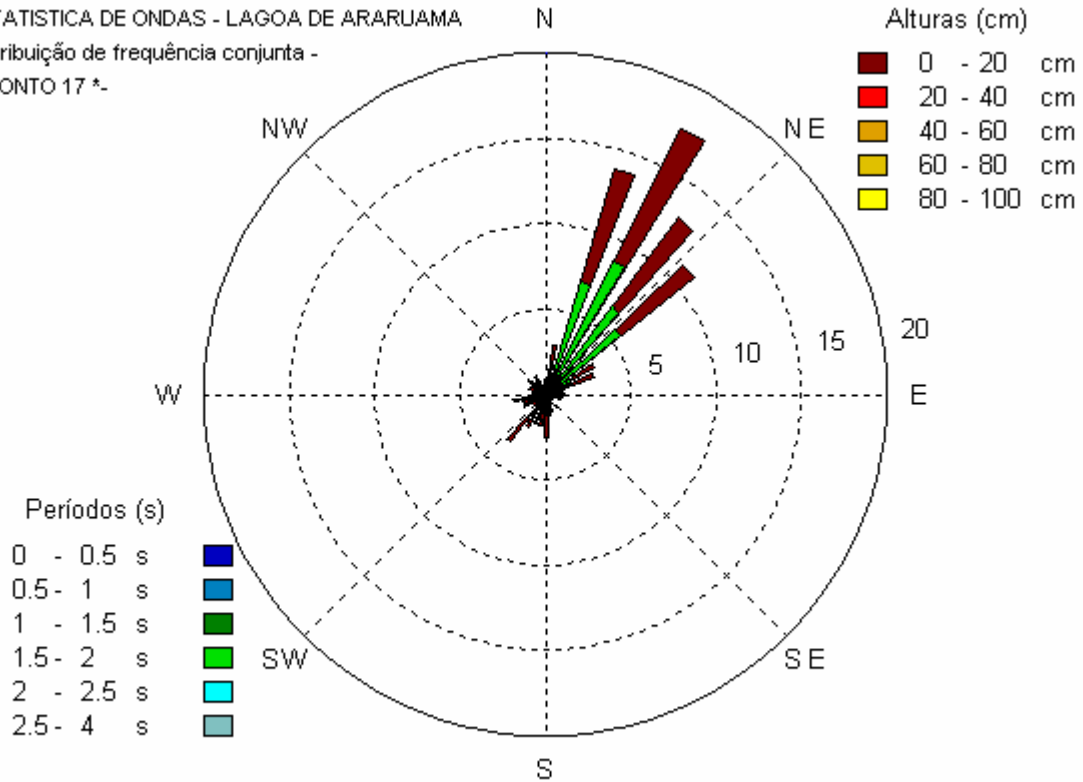
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 15 \*-



ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 16 \*-



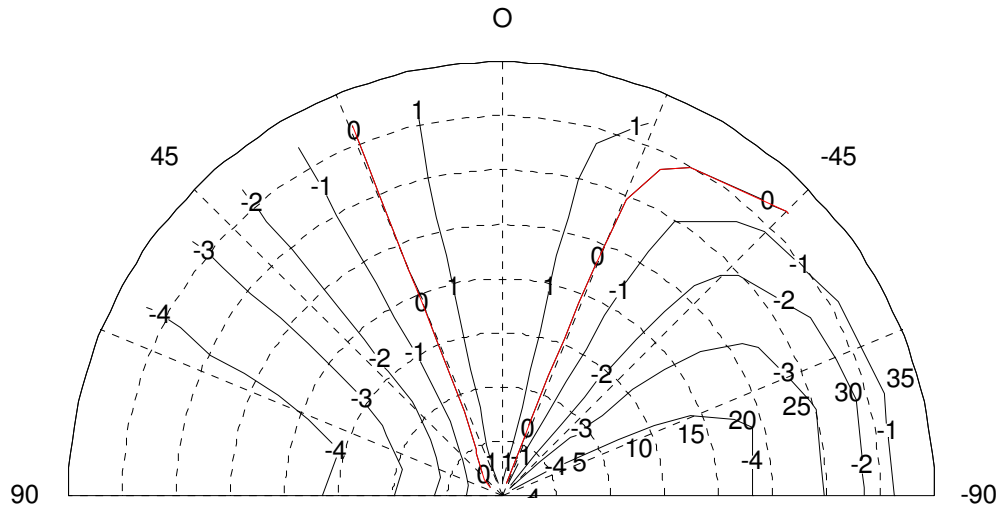
ESTADÍSTICA DE ONDAS - LAGOA DE ARARUAMA  
 Distribuição de frequência conjunta -  
 -\* PONTO 17 \*-



### 7.2 Diagramas de difusividade

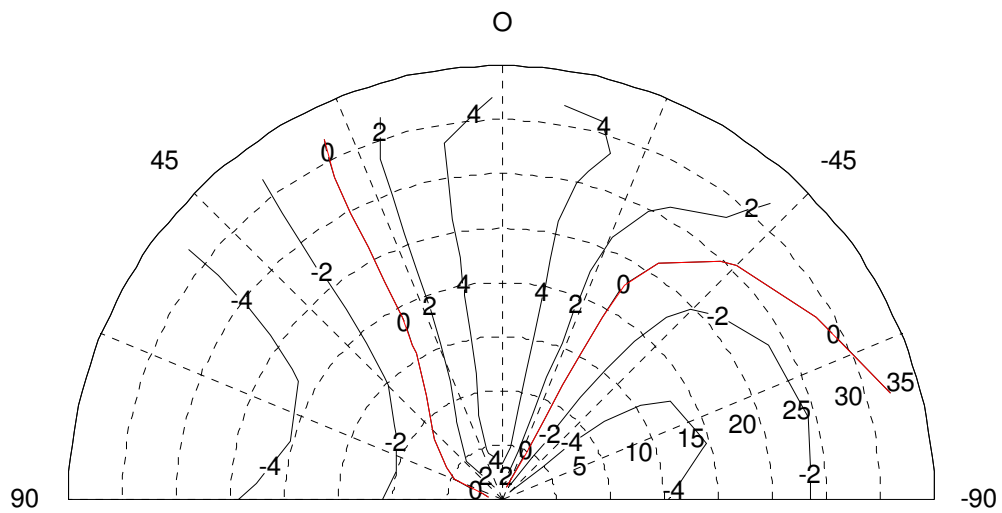
Difusividade com pista limitada

Razão de aspecto = 10/100



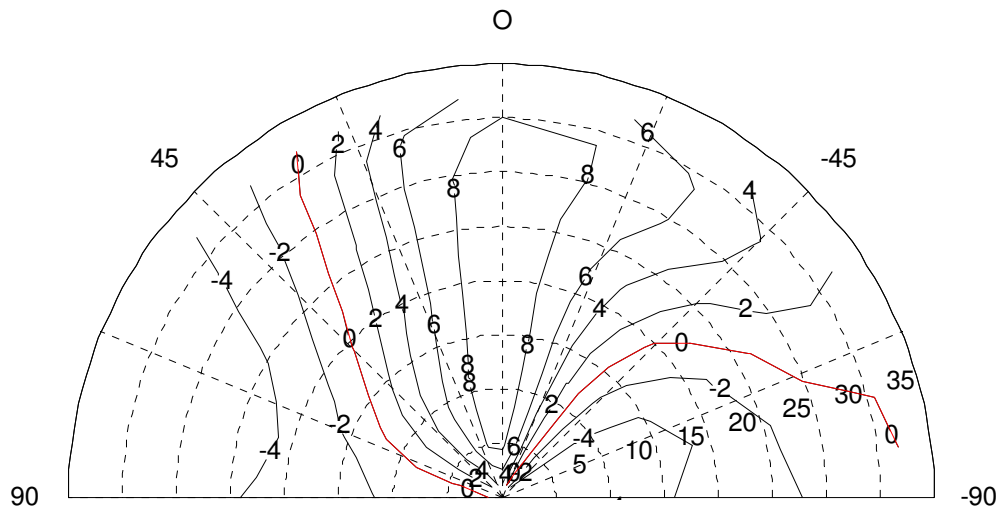
Difusividade com pista limitada

Razão de aspecto = 25/100



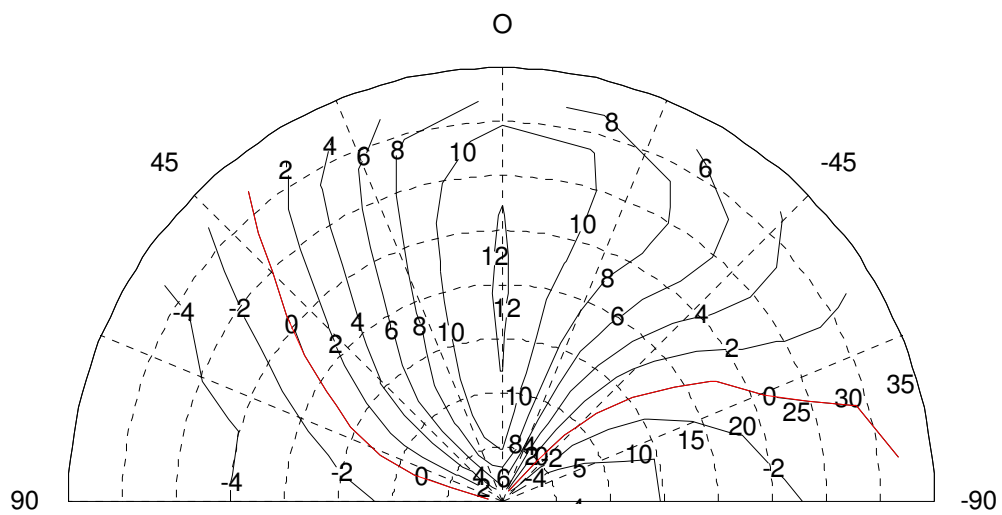
Difusividade com pista limitada

Razão de aspecto = 50/100



Difusividade com pista limitada

Razão de aspecto = 75/100



Difusividade com pista limitada

Razão de aspecto = 100/100

