Joaquim Luís Pais Barbosa

Hidromorfologias e Hidroformas Costeiras Locais

Dissertação para Doutoramento em Ciências de Engenharia
na Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto



Universidade do Porto
Faculdade de Engenharia
FEUP

FCT
Fundação para a Ciência e a Tecnologia

Ciência.Inovação 2010 Programa Operacional Ciência e Inovação 2010
MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E ENSINO SUPERIOR



GOVERNO DA REPÚBLICA PORTUGUESA

UNIÃO EUROPEIA
FUNDOS ESTRUTURAIS



Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto
2007

À Sandra pela compreensão, paciência e estímulo,
ao Tiago pela força e coragem na última etapa do trabalho,
e aos meus pais por terem sempre acreditado

"O Caminho da sabedoria é não ter medo de errar..." (Paulo Coelho, Brida)

Agradecimentos

Ao longo deste trabalho muitos foram aqueles que incentivaram e contribuíram para a sua elaboração, pelo que gostaria de expressar aqui o meu reconhecimento.

À Fundação para a Ciência e a Tecnologia pelo financiamento concedido para a realização desta dissertação, através do programa de formação avança de recursos humanos o POCTI2010, do Ministério da Ciência, Tecnologia e Ensino superior e co-financiado pela União Europeia.

Ao orientador desta tese, Professor Francisco Veloso Gomes pelo incentivo, ensinamentos, rigor cientifico bem como pela curiosidade despertada no tema agora apresentado, o meu obrigado.

Ao co-orientador, Professor Francisco Taveira Pinto, um agradecimento especial, pelo apoio prestado, pelo empenhamento, pelas sugestões e estímulo imprescindíveis para o desenvolvimento e realização deste trabalho.

Ao Instituto de Hidráulica e Recursos Hídricos (IHRH) da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto (FEUP), pela possibilidade de realizar esta dissertação, bem como a disponibilidade de meios materiais.

Ao INAG na pessoa do seu Presidente, Dr. Orlando Rodrigues, ao Eng.º João Costa, ao Eng.º António Rodrigues e ao Dr. Fernando Magalhães, ao Instituto de Geográfico Português (IGP) e à Professora Cristina Bernardes, do Departamento de Geociências de Universidade de Aveiro, pela informação disponibilizada.

Ao Professor Carlos Coelho, do Secção Autónoma de Engenharia Civil da Universidade de Aveiro, e Professor Kazimierz Furmanczyk, do Instituto de Ciências Marinhas da Universidade de Szczecin, Polónia, pelas conversas frutuosa sobre temas desenvolvidos nesta dissertação.

A todos os familiares que diariamente me acompanharam no desenvolvimento deste trabalho, em particular à minha irmã, avó, tia Ester e prima Vanessa. Não posso esquecer de dirigir uma palavra de sincera gratidão para com os meus amigos em pelo apoio e solidariedade, em particularmente à Cristina Silva.

Contudo não poderia esquecer a solidariedade e incentivo prestados pelos colegas de trabalho, nomeadamente à Luciana, à Paula, à Raquel, ao Hugo, ao Nuno, ao Pedro e a todos aqueles que de uma forma directa ou indirecta contribuíram para a elaboração deste trabalho.

A todos os meus mais sinceros agradecimentos.

Resumo

A dinâmica costeira associada ao fenómeno da erosão é bastante complexa envolvendo vários factores e fenómenos. O estudo deste fenómeno, a uma escala global, corresponde a analisar a formação e evolução de hidromorfologias e hidroformas costeiras locais.

De um modo geral os trabalhos desenvolvidos até ao momento incidem, na parte emersa da praia, existindo apenas algumas abordagens relativas à parte submersa da praia.

Neste contexto, esta dissertação tem como objectivo melhorar o conhecimento da interacção entre o mar e as zonas costeiras arenosas, utilizando dados históricos nomeadamente fotografias aéreas, com o objectivo de conhecer o passado em instantes isolados e melhorar a previsão de acontecimentos futuros.

Esta dissertação tem por objectivos principais a identificação e a análise de formas e padrões morfológicos, morfodinâmicos e hidrodinâmicos na interface entre o mar e a terra e a classificação do estado morfológico das praias, correspondentes aos levantamentos em análise.

Estas hidromorfologias e hidroformas e a sua correlação ao longo do tempo, como foi referido são de grande importância para a compreensão da evolução da zona costeira, bem como para a sua gestão e planeamento. De facto, o conhecimento da evolução destas formas e padrões ao longo do tempo e a interligação com o processo erosivo, que ocorre na zona costeira portuguesa e em particular na área de estudo, entre Esmoriz e a Praia de Mira, é muito reduzido, e daí uma motivação adicional para este estudo.

Na abordagem adoptada é aplicada a Tecnologia de Informação Geográfica (TIG), para obtenção e identificação das hidromorfologias e hidroformas, a partir das quais se obtém dados relativos à dimensão e espaçamento destes elementos morfológicos. Estes resultados são correlacionados com o clima de agitação e outros parâmetros relacionados, bem como são comparados com modelos apresentados por vários autores, verificando-se ser uma boa aproximação para compreender e classificar a morfologia costeira portuguesa.

Deste estudo resultou uma base de dados geográfica, desenvolvida por um sistema de informação geográfica (SIG), expansível a outras áreas geográficas, com incorporação de novos dados e outras áreas de interesse científico.

Este estudo possibilitou a classificação morfológica das praias com base em fotografias aéreas, a identificação de hidromorfologias e hidroformas, bem como a sua correlação com os parâmetros de agitação e outros. Permitiu ainda a comparação das dimensões das hidromorfologias e hidroformas identificadas e as de outras zonas costeiras, tendo-se verificado que as formas e padrões são idênticos, mas que a dimensão é superior relativamente a essas zonas costeiras.

Abstract

The coastal dynamics associated to erosion phenomena is extremely complex involving several parameters and processes. The study of this phenomenon, in a global scale, corresponds to coastal features and patterns formation and evolution analyses.

In general, the works developed in Portugal till now, focus mainly on the beach (dry part), and only a few number of them were developed for the nearshore area (wet part).

In this context, the present thesis has the aim to improve the knowledge between the interactions of sea and sandy coastal zones, using historical data namely aerial photography's. The purposes considered in this historical analysis is understand the past to improve forecast.

This thesis has also as main objectives the identification and analysis of morphologic, morphodynamic and hydrodynamic features and patterns, in the interface zone between sea and land, as well as the beach stage morphodynamic classification of the surveys in analysis.

This coastal features and patterns and this correlation through time, are of huge importance for the comprehension of the coastal zone evolution, as well as for the planning and management. In fact, the features and patterns evolution knowledge through time and their relationship with the erosion process, that occur in the Portuguese coastal zone in particular in the study area, between Esmoriz and Mira beach, is very reduce, resulting an additional motivation to develop this work.

In the development of this work is applied Geographical Information Technology (GIT), for the features and patterns identification, as well as the data of their dimensions and space between of the morphologic elements. The results are correlated with wave climate and other related parameters, as well as compared with models presented by several authors, realize this is a good approach to understand and classify the Portuguese coastal morphology.

From this study result a geodatabase developed in a Geographical Information System (GIS) platform, able to be expanded to other geographic and scientific areas, as well as storage of new datasets.

This study was possible to classify morphologicaly de beaches based on aerial photography's, the coastal feature and patterns identification, as well as their correlation with climate wave and others parameters. It was also possible comparison between the dimensions of coastal features and patterns identified and the presents in the references, recognize that coastal features and patterns are similar, but the dimensions are higher in the coastal study area.

Résumé

La dynamique côtière associée au phénomène d'érosion est assez complexe, englobant différents facteurs et phénomènes. L'étude de ce phénomène, à une échelle globale, correspond à analyser la formation et évolution d'hydromorphologies et hydroformes côtières locales.

D'une manière générale, les travaux développés jusqu'à maintenant incident, en général, sur la part émergée de la plage, existant seulement quelques abordages relatifs à la partie submergée de la plage.

Dans ce contexte, cette dissertation a comme principal objectif améliorer les connaissances sur l'interaction entre la mer et les zones côtières sableuses, en utilisant des données historiques notamment des photographies aériennes, ayant comme objectif connaître le passé à des instants isolés e améliorer la prévision d'évènements futurs.

Cette dissertation a comme principaux objectifs l'identification et l'analyse de formes et de modèles morphologiques, morphodynamiques et hydrodynamiques dans l'interface entre la mer et la terre et la classification de l'état morphologique des plages, correspondant aux relevés en analyse.

Ces hydromorphologies et ces hydroformes ainsi que leur corrélation au fil du temps, comme cela a été visé sont de grande importance pur la compréhension de l'évolution de la zone côtière, ainsi que pour sa gestion et planification. En fait, la connaissance de l'évolution de ces formes et modèles au fil du temps et l'interconnexion avec le processus érosif, qui survient sur la zone côtière portugaise et en particulier sur la zone en étude, entre Esmoriz et la plage de Mira, est très réduite, d'où une motivation additionnelle pour cette étude.

Dans l'abordage adopté la Technologie d'Information Géographique (TIG) est appliquée, pour l'obtention et l'identification des hydromorphologies et hydroformes, à partir desquelles il s'obtient des données relatives à la dimension et espacement de ces éléments morphologiques. Ces résultats sont à corrélation avec le climat d'agitation et autres paramètres associés, et sont comparés avec des modèles présentés par différents auteurs, confirmant une bonne approximation pour comprendre et classifier la morphologie côtière portugaise.

De cette étude a résulté une base de données géographique, développée pour un système d'information géographique (SIG), extensible à d'autres zones géographiques, avec incorporation de nouvelles données et d'autres zones d'intérêt scientifique.

Cette étude a permis d'obtenir la classification morphologique des plages ayant comme base des photographies aériennes, l'identification d'hydromorphologies et hydroformes, ainsi que leur corrélation avec les paramètres d'agitation et autres. Cela a également permis la comparaison des dimensions des hydromorphologies et hydroformes identifiées avec celles d'autres zones côtières, ayant été vérifié que les formes et modèles sont identiques, mais que la dimension est supérieure relativement à ces zones côtières.

Índice

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

RÉSUMÉ

ÍNDICE ……iii

ÌNDICE DE FIGURAS E TABELAS……ix

1. INTRODUÇÃO 3

1.1 Enquadramento geral do tema.....3

1.2 Objectivos gerais.....4

1.3 Área de estudo 5

1.4 Objectivos específicos.....6

1.5 Estrutura da dissertação 7

2. CLASSIFICAÇÃO, CONCEITOS E TECNOLOGIAS DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA APLICADAS À ZONA COSTEIRA 11

2.1 Introdução 11

2.2 Classificação e Conceitos Gerais da Zona costeira.....11

2.3 Aplicação de Tecnologias de Informação Geográfica (TIG) em Estudos da Zona Costeira 16

2.3.1 Introdução 16

2.3.2 Os Sistemas de Informação Geográfica na Zona Costeira 17

2.3.2.1 Introdução.....17

2.3.2.2 Aplicações SIG na zona costeira 20

2.3.3 Detecção Remota na Zona Costeira.....28

2.3.3.1 Introdução.....28

2.3.3.2 Aplicações utilizando detecção remota na zona costeira.....34

3. CARACTERIZAÇÃO DA ZONA COSTEIRA.....41

3.1 Agitação Marítima.....41

3.1.1 Geração e Propagação 41

3.1.2 Características Gerais.....45

3.2 Fenómenos de Interacção com Fronteiras Sólidas.....50

3.2.1 Introdução 50

3.2.2 Reflexão 50
3.2.2.1 Refracção 52
3.2.2.2 Difracção 57
3.2.2.3 Empolamento 58
3.2.2.4 Rebentação 59
3.2.2.5 Espraiamento e Refluxo 64
3.2.2.6 Ondas costeiras longitudinais 66
3.2.2.7 Importância do conhecimento dos fenómenos de interacção 70

3.3 Marés 71

3.4 Correntes Litorais 73
3.4.1 Introdução 73
3.4.2 Mecanismos de geração de correntes 73
3.4.2.1 Correntes geradas pela agitação 73
3.4.2.2 Correntes geradas pelas marés 75
3.4.2.3 Correntes geradas pela acção do vento 75
3.4.3 Correntes Existentes Junto à Linha de Costa 76
3.4.3.1 Introdução 76
3.4.3.2 Correntes longitudinais 78
3.4.3.3 Correntes de retorno 81

3.5 Transporte Sedimentar 87
3.5.1 Introdução 87
3.5.2 Conceitos gerais 87
3.5.2.1 Formas de transporte 87
3.5.2.2 Propriedades dos Sedimentos Costeiros 89
3.5.2.3 Velocidade de queda das partículas 90
3.5.2.4 Parâmetro adimensional de Shields 92
3.5.2.5 Tensão tangencial crítica junto ao fundo 92
3.5.3 Processos de transporte sedimentar longitudinal 93
3.5.3.1 Introdução 93
3.5.3.2 Aspectos Físicos e Sedimentológicos 94
3.5.4 Processos de transporte sedimentar transversal 97
3.5.4.1 Introdução 97
3.5.4.2 Inclinação da face da praia 98
3.5.4.3 Perfil activo 99
3.5.4.4 Perfil de equilíbrio 99

4. MORFOLOGIA DA ZONA COSTEIRA 103

4.1 Introdução 103

4.2 Características Gerais dos Sistemas de Barreira 103

4.3 Características Gerais dos Sistemas de Praia 108

4.4 Formas Costeiras 113
4.4.1 Introdução 113
4.4.2 Crescentes de Praia 113
4.4.2.1 Introdução 113
4.4.2.2 Formação das Crescentes de Praia 117
4.4.2.2.1 Introdução 117
4.4.2.2.2 Teoria das Ondas Longitudinais Estacionárias 119
4.4.2.2.3 Teoria da Auto-Organização 123
4.4.3 Baías de Retorno e Linhas de Costa Crescênticas 134
4.4.4 Barras Submersas 136
4.4.4.1 Introdução 136
4.4.4.2 Barras Transversais 137
4.4.4.3 Barras Crescênticas 139
4.4.4.4 Barras Paralelas à Costa 141
4.4.4.5 Modelos de Formação de Barras Submersas 143
4.4.4.5.1 Introdução 143
4.4.4.5.2 Modelo de Resposta Forçada 144
4.4.4.5.3 Modelo de Auto-Organização 145

4.5 Morfologia de Praias 147
4.5.1 Introdução 147
4.5.2 Tipos de Morfologia de Praias em Costas Microtidais 150
4.5.3 Praias Dominadas Pela Agitação 152
4.5.3.1 Praias Dissipativas Extremas 152
4.5.3.2 Praias Intermédias 154
4.5.3.2.1 Introdução 154
4.5.3.2.2 Praias com Barra e Canal Longitudinal 155
4.5.3.2.3 Praia e Barra Dinâmicas 157
4.5.3.2.4 Praia com Barra Transversal e Retornos 159
4.5.3.2.5 Praia com Terraço de Baixa-mar 161
4.5.3.3 Praias Reflectivas 162
4.5.4 Tipos de Morfologia de Praias em Costas Mesotidais/Macrotidais 165
4.5.4.1 Introdução 165
4.5.5 Praias de Maré Modificadas 171
4.5.5.1 Praias Reflectivas com Terraços de Baixa-mar 171
4.5.5.2 Praias com Barras/Retornos de Baixa-mar 172
4.5.5.3 Praias Ultradissipativas 173
4.5.6 Praias Dominadas pela Maré 175
4.5.6.1 Praia Reflectiva e Planície com Rugas 175
4.5.6.2 Praia Reflectiva e Planície Arenosa 176
4.5.6.3 Praia Reflectiva e Planície de Maré Arenosa/Argilosa 176

4.6 Morfodinâmica de Praias Confinadas 177
4.6.1 Introdução 177
4.6.2 Forma das Praias Confinadas 178
4.6.2.1 Introdução 178
4.6.2.2 Modelos em Forma de Espiral Logarítmica 179

4.6.2.3 Modelo em Forma de Tangente Hiperbólica 180
4.6.2.4 Modelo em Forma Parabólica 181
4.6.3 Morfodinâmica de Praias Confinadas 185

5. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ZONA EM ESTUDO E METODOLOGIA DE ANÁLISE 191

5.1 Introdução 191

5.2 Caracterização da Zona em Estudo 192
5.2.1 Agitação Marítima 192
5.2.2 Nível de Maré 197
5.2.3 Sedimentologia 198
5.2.4 Geomorfologia 201
5.2.5 Inclinação da Face da Praia 204
5.2.6 Nível Médio do Mar 205

5.3 Metodologia de Identificação de Hidroformas e Hidromorfologia Costeiras 207
5.3.1 Introdução 207
5.3.2 Base de dados SIG 208
5.3.2.1 Introdução 208
5.3.2.2 Recolha e Aquisição de Informação/Dados 210
5.3.2.3 Homogeneização da Informação/Dados 211
5.3.2.4 Georeferenciação 212
5.3.2.5 Digitalização/Edição de Dados 216
5.3.2.6 Detecção e Correcção de Erros Geométricos 217
5.3.2.7 Armazenamento e Integração de Dados 218
5.3.2.7.1 Introdução 218
5.3.2.7.2 Desenvolvimento da estrutura da geodatabase 218
5.3.2.7.3 Modificação da estrutura 219
5.3.2.7.4 Carregamento de informação 220
5.3.2.7.5 Criação de topologias 220
5.3.2.7.6 Teste da funcionalidade e performance 220
5.3.2.7.7 Revisão do Modelo 220
5.3.3 Interpretação da Fotografia Aérea 221
5.3.3.1 Introdução 221
5.3.3.2 Análise Visual em Ambiente SIG 221
5.3.3.2.1 Introdução 221
5.3.3.2.2 Identificação de Padrões e Formas Morfológicas e Hidrodinâmicas 223
5.3.3.2.3 Digitalização, Correcção, Integração das Formas e Padrões Identificados 228
5.3.3.2.4 Análise da Dimensão de Formas e Padrões 229
5.3.3.3 Processamento Digital 234
5.3.3.3.1 Introdução 234
5.3.3.3.2 Identificação da Agitação e de Formas (IDAF) 234
5.3.3.3.3 Classificação com Base na Cor (CBC) 235

6. MORFOLOGIA COSTEIRA E EVOLUÇÃO DINÂMICA RESULTADOS E ANÁLISE 239

6.1 Introdução 239

6.2 Resultados e Análise 239
6.2.1 Introdução 239
6.2.2 Formas/Padrões identificados - Sector A (Esmoriz-Furadouro) 240
6.2.2.1 Introdução 240
6.2.2.2 Levantamento de 12 de Junho de 1958 240
6.2.2.3 Levantamento de 11 de Outubro de 1967 241
6.2.2.4 Levantamento de 27 de Agosto de 1995 243
6.2.2.5 Levantamento de 29 de Setembro de 1996 245
6.2.2.6 Levantamento de 12 de Junho de 1998 247
6.2.2.7 Levantamento de 17 de Setembro de 2001 249
6.2.2.8 Levantamento de 13 de Agosto de 2002 251
6.2.2.9 Levantamento de 28 de Outubro de 2002 252
6.2.2.10 Resumo 255
6.2.3 Análise da correlação entre as formas/padrões identificados e os parâmetros físicos 257
6.2.3.1 Introdução 257
6.2.3.2 Análise de minicorrentes de retorno e correlação com parâmetros físicos 260
6.2.3.3 Análise das correntes de retorno e correlação com parâmetros físicos 265
6.2.3.4 Análise das crescentes de praia e correlação com parâmetros físicos 270
6.2.3.5 Análise das megacrescentes e correlação com parâmetros físicos 275
6.2.3.6 Análise das gigacrescentes e correlação com parâmetros físicos 281
6.2.4 Análise das características médias da hidromorfologias e hidroformas indentificadas 287
6.2.4.1 Análise da classificação das características médias das minicorrentes de retorno 287
6.2.4.2 Análise da classificação das características médias das correntes de retorno 289
6.2.4.3 Análise da classificação das características médias das crescentes de praia 290
6.2.4.4 Análise da classificação das características médias das megacrescentes 292
6.2.4.5 Análise da classificação das características médias das gigacrescentes 293
6.2.5 Índice compósito de sensibilidade 295
6.2.5.1 Introdução 295
6.2.5.2 Análise dos índices compósitos de sensibilidade 296
6.2.6 Comparação Morfodinâmica de Praias Confinadas e Praias Naturais 317
6.2.7 Índices Morfológicos 321

7. SÍNTESE, CONCLUSÕES, CONSIDERAÇÕES FINAIS E DESENVOLVIMENTOS FUTUROS 337

7.1 Síntese e Conclusões 337

7.2 Considerações Finais 345

7.3 Desenvolvimentos Futuros 346

BIBLIOGRAFIA 349

Índice de Figuras e Tabelas

FIGURA 1.1 – LOCALIZAÇÃO DOS SECTORES EM ESTUDO. 5
FIGURA 2.1 – FENÓMENOS GEOLÓGICOS E OCEÂNICOS NUMA ESCALA TEMPORAL E ESPACIAL (MORGAN E PARSON, 2002). 12
FIGURA 2.2 – DIVISÃO DE UM PERFIL TIPO DE UMA ZONA COSTEIRA (ADAPTADO DE KOMAR, 1998; FERREIRA, 1998; SHORT, 1999A; DEAN, 2001; MORGAN E PARSON, 2002; BAPTISTA, 2006). 13
FIGURA 2.3 – MODELO DE DADOS DO TIPO GRELHA E VECTORIAL. 18
FIGURA 2.4 – EXEMPLO DE MODELO TOPOLÓGICO (ADAPTADO DE FOOTE, K. E. E HUEBNER, D. J., 2000). 19
FIGURA 2.5 – MAPA DE LINHA DE COSTA RESULTANTE (NOAA, 1999). 22
FIGURA 2.6 – EVOLUÇÃO DA LINHA DE COSTA, MASSACHUSETTS, EUA, (WWW.MASS.GOV/CZM/HAZARDS/SHORELINE_CHANGE/SHORELINECHANGEPROJECT.HTM, 2007). 22
FIGURA 2.7 – BASE DE DADOS RESULTANTE DO PROJECTO EUROSION, (WWW.EUROSION.ORG, 2007). 24
FIGURA 2.8 – ESTUDO DA OCUPAÇÃO DO SOLO NA ILHA DE OUESSANT, FRANÇA,ENTRE 1952 E 1992, COM RECURSO À BASE DE DADOS *SIGOUESSANT.* (GOURMELON, *ET AL.*, 1995). 25
FIGURA 2.9 – EVOLUÇÃO DA ZONA COSTEIRA RIO ACHELOOS, OESTE DA GRÉCIA, (VASSILOPOULOS *ET AL.*, 2005). 25
FIGURA 2.10 – CARTA DE RISCO DO LITORAL, TRECHO 2 FOZ DO DOURO – NAZARÉ, (INAG, 1999). 26
FIGURA 2.11 - INTERFACE GRÁFICA DO PARA EXPLORAÇÃO ESPACIAL (PACHECO, 2002). 26
FIGURA 2.12 - INTEGRAÇÃO EM AMBIENTE SIG DO MDT DA ÁREA DA EXPERIÊNCIA, TRAJECTÓRIA DAS DIFERENTES MARCAS, E SOBREPOSIÇÃO DA TRAJECTÓRIA DAS MARCAS E O HISTOGRAMA DAS MARCAS RECOLHIDAS NA PRAIA, (GOMES *ET AL.,* 2004). 27
FIGURA 2.13 – INTERFACE PRINCIPAL DO SIMAR (ZÓZIMO *ET AL.*, 2005). 28
FIGURA 2.14 – ESQUEMA DE PRINCÍPIO DO FUNCIONAMENTO DA DETECÇÃO REMOTA (KONECNY, 2003). 29
FIGURA 2.15 – RESOLUÇÃO DA SUPERFÍCIE TERRESTRE VERSUS FREQUÊNCIA (KONECNY, 2003). 31
FIGURA 2.16 – EVOLUÇÃO DAS DUNAS ATRAVÉS DA COMPARAÇÃO DE DADOS OBTIDOS POR LIDAR, DE 1997 E 1998 (NOAA, 2000). 36
FIGURA 2.17 – EXEMPLO DE APLICAÇÕES UTILIZANDO IMAGENS DE SATÉLITE. A) TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR, (NOAA, 2001); B) COBERTURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE, (NOAA, 2001); C) MAPA RISCO INTEGRADO DE INCÊNDIO FLORESTAL (IFFR), (FREIRE, *ET AL*. 2002); D) MAPA DE OCUPAÇÃO DO SOLO PARA A PENÍNSULA DE SETÚBAL, (FREIRE, *ET AL*. 2001. 37
FIGURA 3.1 – REGISTO DA ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE DA ÁGUA. 41
FIGURA 3.2 – VARIAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS DA AGITAÇÃO GERADA PELO VENTO COM VELOCIDADE CONSTANTE. 43
FIGURA 3.3 – ESPECTRO TÍPICO DE AGITAÇÃO GERADA PELO VENTO, AO LONGO DE UM *FETCH* DE DIMENSÃO CRESCENTE, COM VELOCIDADE CONSTANTE. 44
FIGURA 3.4 – CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DE UMA ONDA PROGRESSIVA SINUSOIDAL. 45
FIGURA 3.5 – VARIAÇÃO DAS VELOCIDADES E ACELERAÇÕES LOCAIS DO FLUIDO. 46
FIGURA 3.6 – VARIAÇÃO DA ELEVAÇÃO DA SUPERFÍCIE LIVRE, DAS COMPONENTES DA VELOCIDADE E DA ACELERAÇÃO DAS PARTÍCULAS, DE ACORDO COM A TEORIA LINEAR DE AIRY. 47
FIGURA 3.7 – TRAJECTÓRIAS ORBITAIS DAS PARTÍCULAS DO FLUIDO. 48
FIGURA 3.8 – ESQUEMA DE REFLEXÃO. 51
FIGURA 3.9 – REPRESENTAÇÃO DE UMA ONDA ESTACIONÁRIA (CLAPOTIS). 52
FIGURA 3.10 – REFLEXÃO DE ONDAS (A) HR/HI=1.0 (ONDA ESTACIONÁRIA) E (B) HR/HI=0.5. 52
FIGURA 3.11 – DIAGRAMA DE REFRACÇÃO. 53
FIGURA 3.12 – MODELO DE REFRACÇÃO PARA O PORTO DE LEIXÕES. 54
FIGURA 3.13 – MUDANÇA DIRECCIONAL DA CRISTA DA ONDA. 54
FIGURA 3.14 – ESQUEMA DOS VÁRIOS TIPOS DE CÁUSTICAS (I- SUAVE, II- DO TIPO ILHA, III- DE EXTREMIDADE) E SECÇÃO TRANSVERSAL. 56
FIGURA 3.15 – DIAGRAMA DE DIFRACÇÃO. 57
FIGURA 3.16 – VARIAÇÃO TEÓRICA DA ALTURA DE ONDA EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE RELATIVA, SUPONDO QUE PODE ATINGIR A ALTURA H SEM REBENTAR (TEORIA LINEAR). 58
FIGURA 3.17 – AUMENTO DA ASSIMETRIA DAS ONDAS COM A APROXIMAÇÃO DA COSTA. 59

FIGURA 3.18 – METODOLOGIAS PARA IDENTIFICAÇÃO DO TIPO DE REBENTAÇÃO DA ONDA: RAZÃO ENTRE VELOCIDADES DA ONDA, RAZÃO ALTURA DE ONDA /PROFUNDIDADE, DECLIVIDADE DA ONDA E ASSIMETRIA DA ONDA. 60
FIGURA 3.19 – REBENTAÇÃO PROGRESSIVA. 61
FIGURA 3.20 – REBENTAÇÃO MERGULHANTE. 61
FIGURA 3.21 – REBENTAÇÃO OSCILATÓRIA 62
FIGURA 3.22 – CLASSIFICAÇÃO DA REBENTAÇÃO, GALVIN (1968). 62
FIGURA 3.23 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA REBENTAÇÃO PARA A AGITAÇÃO IRREGULAR. 64
FIGURA 3.24 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA SUPERFÍCIE LIVRE DA ÁGUA DURANTE O ESPRAIAMENTO (1-5) (A) E COMPARAÇÃO ENTRE VALORES DE ESPRAIAMENTO PREVISTOS E OBSERVADOS (B). 65
FIGURA 3.25 – DEFINIÇÃO DE ESPRAIAMENTO MÁXIMO. 65
FIGURA 3.26 – PADRÃO DAS ONDAS COSTEIRAS LONGITUDINAIS ESTACIONÁRIAS DE MODO N=0, APRESENTANDO NODOS (ESPRAIAMENTO NULO) E ANTINODOS (ESPRAIAMENTO MÁXIMO) ALTERNADOS NA DIRECÇÃO LONGITUDINAL. 67
FIGURA 3.27 – VARIAÇÃO TRANSVERSAL DA AMPLITUDE DE ONDAS LONGITUDINAIS DE MODOS N, DE 0 A 3 (GUZA E INMAN, 1975). 68
FIGURA 3.28 – REPRESENTAÇÃO TRIDIMENSIONAL DAS ONDAS LONGITUDINAIS (CARTER, 1995). 69
FIGURA 3.29 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS NÍVEIS DE MARÉS (ANÓNIMO., 1997). 72
FIGURA 3.30 - CORRENTES LONGITUDINAIS 74
FIGURA 3.31 - CORRENTES DE RETORNO. 74
FIGURA 3.32 - CORRENTE DE MARÉ ROTATIVA. AS SETAS REPRESENTAM A DIRECÇÃO E A VELOCIDADE DA CORRENTE. 75
FIGURA 3.33 - CORRENTE DE MARÉ REVERSIVA. 75
FIGURA 3.34 – MECANISMO DE FORMAÇÃO DE CORRENTES PELA ACÇÃO DO VENTO. 76
FIGURA 3.35 – SISTEMAS DE CIRCULAÇÃO PRÓXIMO DA COSTA. 77
FIGURA 3.36 – REPRESENTAÇÃO DO PERFIL DE VELOCIDADES TRANSVERSAL DA CORRENTE LONGITUDINAL. 79
FIGURA 3.37- MOVIMENTO SEDIMENTAR EM ZIG-ZAG. 81
FIGURA 3.38 – REPRESENTAÇÃO DAS CORRENTES DE RETORNO TIPO. 82
FIGURA 3.39 – REPRESENTAÇÃO DE UMA CORRENTE DE RETORNO/CÉLULA DE CIRCULAÇÃO. 82
FIGURA 3.40 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA FORMAÇÃO DE UMA CÉLULA DE CIRCULAÇÃO DEVIDA À VARIAÇÃO LONGITUDINAL DA ALTURA DE ONDA. 84
FIGURA 3.41 – POSICIONAMENTO DA CORRENTE DE RETORNO NOS LOCAIS ONDE A ALTURA DE REBENTAÇÃO É MENOR. 85
FIGURA 3.42 – ESQUEMA GERAL DO PROCESSO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS (SOULSBY, 1997). 88
FIGURA 3.43 – ESQUEMA DE UM PLANO TRANSVERSAL AO ESCOAMENTO PARA DEFINIÇÃO DA TAXA DE TRANSPORTE SEDIMENTAR (SOULSBY, 1997). 89
FIGURA 3.44 – ESCOAMENTO COM UM ÂNGULO ψ EM RELAÇÃO AO FUNDO INCLINADO DE UM ÂNGULO β. 93
FIGURA 3.45 - PROCESSOS DE TRANSPORTE LONGITUDINAL (COELHO, 2005). 93
FIGURA 3.46 - ESQUEMA DA VARIAÇÃO DE CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS E DAS VELOCIDADES EM PROFUNDIDADE (ADAPTADO DE RIJN, 1989 E COELHO, 2005). 95
FIGURA 3.47 – PERFIL DE RESPOSTA A UMA TEMPESTADE. 97
FIGURA 3.48 – PERFIL DE MUDANÇA SAZONAL. 97
FIGURA 3.49 – PERFIL DE EQUILÍBRIO DE PRAIA (BERNABEU, *ET AL.* 2003). 100
FIGURA 4.1 – REPRESENTAÇÃO DE UM COMPLEXO DO TIPO BARREIRA, MORANG *ET AL.,* 2002 104
FIGURA 4.2 – TIPOS DE BARREIRAS, MORANG *ET AL.,* 2002 104
FIGURA 4.3 – CLASSIFICAÇÃO DAS ZONAS COSTEIRAS, HAYES, 1979 (ADAPTADO DE DAVIS E FITZGERALD, 2004). 107
FIGURA 4.4 – SISTEMA DE PRAIA (FOTOENGENHO, 2006) 108
FIGURA 4.5 – TIPOS DE GEOMETRIA E POSIÇÃO DOS SISTEMAS DE PRAIA (GOOGLE EARTH, 2007) 112
FIGURA 4.6 – CRESCENTES DE PRAIA (PRAIA DO BALEAL - PENICHE), (HTTP://PT.RENTALIA.COM, 2007). 114
FIGURA 4.7 – EXEMPLOS DE FORMAS COSTEIRAS (ADAPTADO DE KOMAR, 1998; WOODROFFE, 2002; ROSATI *ET AL.,* 2002). 115
FIGURA 4.8 – ESQUEMA DAS CRESCENTES DE PRAIA (ADAPTADO DE EASTERBROOK, 1999). 116

FIGURA 4.9 – PADRÃO DE CIRCULAÇÃO DO ESPRAIAMENTO NAS CRESCENTES DE PRAIA 117
FIGURA 4.10 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE ONDAS LONGITUDINAIS SUB-HARMÓNICAS E SÍNCRONES (ADAPTADO DE INMAN E GUZA, 1982; HOLLAND E HOLMAN, 1996). 120
FIGURA 4.11 – COMPARAÇÃO DE DADOS DE CAMPO, LABORATORIAIS E PREVISÕES DO ESPAÇAMENTO DE CRESCENTES DE PRAIA (ADAPTADO DE KOMAR, 1998). 121
FIGURA 4.12 – FORMA TOPOGRÁFICA DAS CRESCENTES E PADRÃO MÉDIO DE ESCOAMENTO DO ESPRAIAMENTO/REFLUXO (ADAPTADO DE DEAN, 2001)..... 124
FIGURA 4.13– RELAÇÃO ENTRE DP E $\varepsilon(S/\lambda)^2$. RESULTADOS OBTIDOS NUMERICAMENTE. 131
FIGURA 4.14 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DAS INTERFERÊNCIAS NA FORMAÇÃO DAS CRESCENTES. 133
FIGURA 4.15 – BAÍAS DE RETORNO E LINHA DE COSTA CRESCÊNTICA ASSIMÉTRICA (AGITAÇÃO OBLÍQUA). (DUNAS DE SÃO JACINTO, FOTOENGENHO, 2006). 135
FIGURA 4.16 – BAÍAS DE RETORNO E LINHA DE COSTA CRESCÊNTICA SIMÉTRICA (AGITAÇÃO PERPENDICULAR). (NOVA GALES DO SUL, AUSTRÁLIA, GOOGLE EARTH, 2007)..... 135
FIGURA 4.17 – BARRAS TRANSVERSAIS OBLÍQUAS – DUNAS DE S. JACINTO, (FOTOENGENHO, 2007). 138
FIGURA 4.18 – BARRA CRESCÊNTICA – NOVA GALES DO SUL, AUSTALIA, (GOOGLE EARTH, 2007). 140
FIGURA 4.19 – BARRAS PARALELAS: A) BARRA PARALELA, PRAIA DO AREÃO, (FOTOENGENHO, 2005); B) SISTEMA BARRA-CANAL, TASMÂNIA, AUSTRÁLIA, (GOOGLE EARTH, 2007); C) BARRA PARALELA DUPLA, QUEENSLAND, AUSTRÁLIA, (GOOGLE EARTH, 2007). 142
FIGURA 4.20 – ESQUEMA REPRESENTATIVO DE REALINHAMENTO DE BARRAS MÚLTIPLAS (SHAND *ET AL.*, 2001)..... 142
FIGURA 4.21 – ESQUEMA ILUSTRATIVO DA FORMAÇÃO DE BARRAS SUBMERSAS ASSOCIADAS ÀS ONDAS ESTACIONÁRIAS, ORIGINADAS PELA REFLEXÃO DA AGITAÇÃO NA PRAIA (KOMAR, 1998)..... 144
FIGURA 4.22 – MECANISMO DE AUTO-ORGANIZAÇÃO NA ZONA SUBMERSA (RIBAS, 2003)..... 146
FIGURA 4.23 – CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA DAS PRAIAS, SUNAMURA, 1988. 149
FIGURA 4.24 – GRÁFICO DE SENSIBILIDADE DE Ω E DO TIPO DE PRAIA PARA AS VARIÁVEIS ALTURA DE ONDA, DIMENSÃO DOS SEDIMENTOS E PERÍODO DE ONDA (SHORT, 1999B). 152
FIGURA 4.25 – PERFIL E PLANTA TIPO DE PRAIAS DO TIPO DISSIPATIVO (WRIGHT E SHORT, 1984 E SHORT, 1999B). 153
FIGURA 4.26 – PRAIA DISSIPATIVA, A) PRAIA GOOLWA, SUL DA AUSTRÁLIA E B) PRAIA DE ARACAJU, BRASIL (GOOGLE EARTH, 2007). 153
FIGURA 4.27 – PERFIL E PLANTA TIPO DAS PRAIAS DO TIPO INTERMÉDIO, CANAL E CAVA LONGITUDINAL. 156
FIGURA 4.28 – PRAIA INTERMÉDIA DO TIPO BARRA E CANAL LONGITUDINAL A) DA PRAIA DO POÇO DA CRUZ, PORTUGAL E B) WANGANUI, NOVA ZELÂNDIA (GOOGLE EARTH, 2007) 157
FIGURA 4.29 - PERFIL E PLANTA TIPO DAS PRAIAS DO TIPO INTERMÉDIO BARRA DINÂMICA. 158
FIGURA 4.30 – PRAIAS INTERMÉDIAS DE BARRA DINÂMICA EM A) A SUL DO FURADOURO, 2001 E B) EGMOND, HOLANDA (GOOGLE EARDTH, 2007). 159
FIGURA 4.31 - PERFIL E PLANTA TIPO DAS PRAIAS DO TIPO INTERMÉDIO, BARRA TRANSVERSAL E RETORNOS..... 160
FIGURA 4.32 - PRAIAS DO TIPO INTERMÉDIO, BARRA TRANSVERSAL E RETORNOS A) A SUL DO FURADOURO, 2002 E B) NA NOVA GALES DO SUL, AUSTRÁLIA (GOOGLE EARTH, 2007). 160
FIGURA 4.33 - PERFIL E PLANTA TIPO DAS PRAIAS DO TIPO INTERMÉDIO COM TERRAÇO DE BAIXA-MAR. 161
FIGURA 4.34 – PRAIA INTERMÉDIA COM TERRAÇO DE MARÉ EM A) NA COSTA OESTE AUSTRALIANA (GOOGLE EARTH, 2007) B) SINGING BEACH, MASSACHUSETTS, EUA (WWW.SALEMSTATE.EDU/, 2007) E C) A SUL DA PRAIA DE MIRA (FOTO ENGENHO, 2006) 162
FIGURA 4.35 - PERFIL E PLANTA TIPO DAS PRAIAS DO TIPO REFLECTIVO. 163
FIGURA 4.36 – PRAIAS DO TIPO REFLECTIVO A) EM ROUND HILL, QUEENSLAND, AUSTRÁLIA, B) NA PRAIA NAPIER, NOVA ZELÂNDIA (GOOGLE EARTH, 2007) E C) PRAIA DE MACEDA, 1958. 164
FIGURA 4.37 – MODELO DE CLASSIFICAÇÃO DE PRAIAS, MASSELINK E SHORT, 1993..... 167
FIGURA 4.38 – MODELO DE CLASSIFICAÇÃO DE PRAIAS MASSELINK E SHORT, 1993, MODIFICADO (MASSELINK E TURNER, 1999). 168
FIGURA 4.39 – TIPOS DE PRAIA DE MARÉ MODIFICADA (SHORT, 2007). 170
FIGURA 4.40 - TIPOS DE PRAIA DOMINADAS PELA MARÉ (SHORT, 2007). 170

FIGURA 4.41 – PRAIA E PLANÍCIE ROCHOSA/CORAL (SHORT, 2007). 170
FIGURA 4.42 – PRAIA DE MARÉ MODIFICADA DO TIPO REFLECTIVO E TERRAÇO DE MARÉ, MACKAY, QUEENSLAND, AUSTRALIA (GOOGLE EARTH, 2007). 171
FIGURA 4.43 – ZONAMENTO DA MARÉ E OCORRÊNCIA RELATIVA DOS PROCESSOS HIDRODINÂMICOS EM PRAIAS COM TERRAÇOS DE BAIXA-MAR (MASSELINK E HEGGE, 1995). 172
FIGURA 4.44 – PRAIA DE MARÉ MODIFICADA DO TIPO REFLECTIVA E BARRA E CORRENTES DE RETORNO DE BAIXA-MAR, A) PRAIA NINE MILE, QUEENSLAND, AUSTRALIA E B) PRAIA A NORTE DA PRAIA NINE MILE, QUEENSLAND, AUSTRALIA (GOOGLE EARTH, 2007). 173
FIGURA 4.45 - ZONAMENTO DA MARÉ E OCORRÊNCIA RELATIVA DOS PROCESSOS HIDRODINÂMICOS EM PRAIAS COM BARRAS/RETORNOS DE BAIXA-MAR (MASSELINK E HEGGE, 1995). 173
FIGURA 4.46 – PRAIA DE MARÉ MODIFICADA DO TIPO ULTRADISSIPATIVA A) PRAIA EIGHTY MILE, OESTE DA AUSTRÁLIA, B) MACKAY, QUEENSLAND, AUSTRÁLIA, (GOOGLE EARTH, 2007). 174
FIGURA 4.47 - ZONAMENTO DA MARÉ E OCORRÊNCIA RELATIVA DOS PROCESSOS HIDRODINÂMICOS EM PRAIAS ULTRADISSIPATIVAS (MASSELINK E HEGGE, 1995). 175
FIGURA 4.48 – PRAIA DOMINADA PELA MARÉ DO TIPO REFLECTIVA E PLANÍCIE COM RUGAS, (GOOGLE EARTH, 2007). . 175
FIGURA 4.49 – PRAIA DOMINADA PELA MARÉ DO TIPO REFLETIVA E PLANÍCIE ARENOSA (GOOGLE EARTH, 2007). 176
FIGURA 4.50 – PRAIAS DOMINADAS PELA MARÉ DO TIPO A) REFLECTIVA E PLANÍCIE DE MARÉ ARENOSA, ESTE DE NORTHERN TERRITORY, AUSTRÁLIA, B) REFLECTIVA E PLANÍCIE DE MARÉ ARGILOSA, OESTE DE NORTHERN TERRITORY, AUSTRÁLIA, (GOOGLE EARTH, 2007). 177
FIGURA 4.51 – PRAIA CONFINADA NATURAL – COSTA DE ANGOLA (GOOGLE, 2006). 179
FIGURA 4.52 - PRAIA CONFINADA ARTIFICIAL DE ESPINHO (FOTOENGENHO, 2005). 179
FIGURA 4.53 – ESQUEMA DA ESPIRAL LOGARÍTMICA (ADAPTADO DE PILARCZYK E ZEIDLER, 1996). 180
FIGURA 4.54 – REPRESENTAÇÃO DO MODELO DE TANGENTE HIPERBÓLICA DE MORENO E KRAUS, 1999 181
FIGURA 4.55 – PARÁBOLA DEFINIDA POR MASHIMA (1961) (ADAPTADO DE SILVESTRE E HSU, 1997). 182
FIGURA 4.56 – ESQUEMA DO TIPO PARABÓLICO (ADAPTADO DE SILVESTRE E HSU, 1997; SWEERS, 1999). 183
FIGURA 4.57 – VALORES DOS COEFICIENTES DA FORMA DE ESPIRAL PARABÓLICA POLINOMIAL, EM FUNÇÃO DO ÂNGULO β (ADAPTADO DE SILVESTRE E HSU, 1997). 184
FIGURA 4.58 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO IMPACTO DO CONFINAMENTO NA CIRCULAÇÃO DA ZONA DE REBENTAÇÃO, BASEADA NOS PARÂMETROS δ' E Ω (SHORT E MASSELINK, 1999) 187
FIGURA 5.1 – SECTORES EM ESTUDO. 192
FIGURA 5.2 – ALTURAS DE ONDA SIGNIFICATIVAS (ADAPTADO DE COELHO, 2005 – DADOS DO INSTITUTO HIDROGRÁFICO PARA A BÓIA DE LEIXÕES, RECOLHIDOS ENTRE 1981 E 2003). 194
FIGURA 5.3 - ALTURAS SIGNIFICATIVAS MENSAIS (ADAPTADO DE COELHO, 2005 - DADOS DO INSTITUTO HIDROGRÁFICO PARA A BÓIA DE LEIXÕES, RECOLHIDOS ENTRE 1981 E 2003). 194
FIGURA 5.4 – PERÍODO DE ONDA MÉDIO (ADAPTADO DE COELHO, 2005 – DADOS DO INSTITUTO HIDROGRÁFICO PARA A BÓIA DE LEIXÕES, RECOLHIDOS ENTRE 1981 E 2003). 195
FIGURA 5.5 - PERÍODO DE ONDA MENSAL MÉDIO (ADAPTADO DE COELHO, 2005 - DADOS DO INSTITUTO HIDROGRÁFICO PARA A BÓIA DE LEIXÕES, RECOLHIDOS ENTRE 1981 E 2003). 195
FIGURA 5.6 – ROSA DE RUMOS COM A REPRESENTAÇÃO DAS CLASSES DE DIRECÇÃO DE ONDULAÇÃO (ADAPTADO DE COELHO, 2005 – DADOS DO INSTITUTO HIDROGRÁFICO PARA A BÓIA DE LEIXÕES, RECOLHIDOS ENTRE 1993 E 2003). 196
FIGURA 5.7 – ROSA DE RUMOS SAZONAL, COM A REPRESENTAÇÃO DAS CLASSES DE DIRECÇÃO DE ONDULAÇÃO (ADAPTADO DE COELHO, 2005 – DADOS DO INSTITUTO HIDROGRÁFICO PARA A BÓIA DE LEIXÕES, RECOLHIDOS ENTRE 1993 E 2003). 196
FIGURA 5.8 – DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA GRANULOMETRIA MÉDIA (ADAPTADO DE FERREIRA, 1998). 198
FIGURA 5.9 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA GRANULOMETRIA MÉDIA (ADAPTADO DE PEREIRA, 2001). 199
FIGURA 5.10 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA GRANULOMETRIA MÉDIA (DADOS DE COELHO, 2005). 201
FIGURA 5.11 - DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA GRANULOMETRIA MÉDIA (DADOS DE COELHO, 2005). 201
FIGURA 5.12 – MODELO DIGITAL DO TERRENO. 202

FIGURA 5.13 - ANTIGA LINHA DE COSTA E POSIÇÃO DAS EMBOCADURAS DE 1200 A 1756 (ADAPTADO DE DELGADO E CHOFFAT). 202
FIGURA 5.14 – VARIAÇÃO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR PARA QUATRO MARÉGRAFOS DA COSTA PORTUGUESA (HTTP://WWW.POL.AC.UK/PSMSL/PSMSL_INDIVIDUAL_STATIONS.HTML). 206
FIGURA 5.15 - VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR PARA QUATRO MARÉGRAFOS DA COSTA PORTUGUESA EM IGUAL PERÍODO (1975-1996), (HTTP://WWW.POL.AC.UK/PSMSL/PSMSL_INDIVIDUAL_STATIONS.HTML)..... 207
FIGURA 5.16 – ESTRUTURA DA BASE DE DADOS SIG. 209
FIGURA 5.17 – RESULTADO PARCIAL DO AJUSTE ENTRE AS IMAGENS DE 1996 E O LEVANTAMENTO AÉREO-FOTOGRÁFICO CORRESPONDENTE. 213
FIGURA 5.18 – RESULTADO FINAL DA GEOREFERENCIAÇÃO – PRIMEIRA ETAPA. 213
FIGURA 5.19 – EXEMPLO DE GEOREFERENCIAÇÃO NO ARCGIS, COM TRANSFORMAÇÃO DE 2ª ORDEM..... 214
FIGURA 5.20 – EXEMPLO DO RESULTADO DA GEOREFERENCIAÇÃO DE UMA FOTOGRAFIA AÉREA DE 1958. 215
FIGURA 5.21 – DIGITALIZAÇÃO/EDIÇÃO DE FORMAS/PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS..... 217
FIGURA 5.22 – CONCEPÇÃO E IMPLEMENTAÇÃO DA *GEODATABASE* VECTORIAL. 218
FIGURA 5.23 – ESQUEMA DE DESENVOLVIMENTO DA ESTRUTURA DA GEODATABASE. 219
FIGURA 5.24 – ESQUEMA DO PROCEDIMENTO DA MODIFICAÇÃO DE ESTRUTURA. 219
FIGURA 5.25 – ESQUEMA DE CARREGAMENTO DE DADOS 220
FIGURA 5.26 – ESQUEMA DAS FORMAS, ZONAS LIMITE, ESTRUTURAS MORFOLÓGICAS E PADRÕES HIDRODINÂMICOS A IDENTIFICAR. 222
FIGURA 5.27 – NÍVEIS DE CRESCENTES DE PRAIAS IDENTIFICADAS E CONSIDERADAS..... 223
FIGURA 5.28 – FORMAS, ESTRUTURAS, PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS E LINHAS LIMITE..... 224
FIGURA 5.29 – IDENTIFICAÇÃO DE CORRENTES MINIRETORNO. 225
FIGURA 5.30 – CORRENTE DE RETORNO TOPOGRÁFICA. 225
FIGURA 5.31 – IDENTIFICAÇÃO DE LINHAS LIMITE DAS SECÇÕES MORFOLÓGICAS. 226
FIGURA 5.32 – IDENTIFICAÇÃO DAS ZONAS DE TRANSFORMAÇÃO DA AGITAÇÃO. 227
FIGURA 5.33 – *SHAPEFILES* CRIADAS E EDITADAS NA PLATAFORMA SIG..... 228
FIGURA 5.34 – DADOS VECTORIAIS APÓS CORRECÇÃO GEOMÉTRICA. 229
FIGURA 5.35 – ESQUEMA REPRESENTATIVO DA ANÁLISE DIMENSIONAL. 230
FIGURA 5.36 – ZONAS DE REBENTAÇÃO, ESPRAIAMENTO E TRANSFORMAÇÃO CONSIDERADAS..... 231
FIGURA 5.37 – DETERMINAÇÃO DO ÂNGULO DA AGITAÇÃO INCIDENTE PARA CRISTAS SUCESSIVAS. 232
FIGURA 5.38 – EVOLUÇÃO DINÂMICA DA LINHA DE VEGETAÇÃO..... 233
FIGURA 5.39 – FLUXOGRAMA DA ANÁLISE IDAF. 234
FIGURA 5.40 – ILUSTRAÇÃO DAS PRINCIPAIS ETAPAS DE ANÁLISE DO ALGORITMO IDAF. 235
FIGURA 5.41 – CLASSES PRINCIPAIS EDITADAS NA ÁREA DE TREINO. 236
FIGURA 5.42 – RESULTADOS OBTIDOS DA ANÁLISE CBC E SUA SOBREPOSIÇÃO COM OS DADOS RESULTANTES DA ANÁLISE VISUAL. 236
FIGURA 6.1 – VARIAÇÃO DA DIMENSÃO DA MEGACRESCENTES COM A MARÉ PARA OS LEVANTAMENTOS EM ANÁLISE: A) COMPRIMENTO E B) LARGURA. 278
FIGURA 6.2 – RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, ESPAÇAMENTO DAS MINICORRENTES DE RETORNO E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 297
FIGURA 6.3 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, ESPAÇAMENTO DAS MINICORRENTES DE RETORNO E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 298
FIGURA 6.4 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DAS CORRENTES DE RETORNO E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 299
FIGURA 6.5 - RELAÇÃO ENTRE O ESPAÇAMENTO DAS CORRENTES DE RETORNO E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 300
FIGURA 6.6 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, ESPAÇAMENTO DAS CORRENTES DE RETORNO E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 301

FIGURA 6.7 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, ESPAÇAMENTO DAS CORRENTES DE RETORNO E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 302
FIGURA 6.8 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO DAS CRESCENTES DE PRAIA E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 303
FIGURA 6.9 - RELAÇÃO ENTRE A LARGURA DAS CRESCENTES DE PRAIA E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 304
FIGURA 6.10 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO, LARGURA DAS CRESCENTES DE PRAIA E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 305
FIGURA 6.11 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO, LARGURA DAS CRESCENTES DE PRAIA E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 306
FIGURA 6.12 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DAS MEGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 307
FIGURA 6.13 - RELAÇÃO ENTRE COMPRIMENTO DAS MEGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 308
FIGURA 6.14 - RELAÇÃO ENTRE A LARGURA DAS MEGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 309
FIGURA 6.15 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO, LARGURA DAS MEGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 310
FIGURA 6.16 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO, LARGURA DAS MEGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 311
FIGURA 6.17 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DAS GIGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 312
FIGURA 6.18 - RELAÇÃO ENTRE O COMPRIMENTO DAS GIGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 313
FIGURA 6.19 - RELAÇÃO ENTRE A LARGURA DAS GIGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (CONJUNTO DE PARÂMETROS CONSIDERADOS). 314
FIGURA 6.20 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO, LARGURA DAS GIGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 315
FIGURA 6.21 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO, COMPRIMENTO, LARGURA DAS MEGACRESCENTES E OS ÍNDICES COMPÓSITOS DE SENSIBILIDADE OBTIDOS (APENAS PARA AGITAÇÃO), E ALTERAÇÕES PERCENTUAIS. 316
FIGURA 6.22 – CORRENTES DE RETORNO EM PRAIAS ARTIFICIALMENTE CONFINADAS (EXEMPLO). 318
FIGURA 6.23 - DIAGRAMA DA ZONA DE TRANSFORMAÇÃO. 322
FIGURA 6.25 – CORRELAÇÃO ENTRE TAN B_T E TAN B PARA OS LEVANTAMENTOS DE 1996 E 2001. 325
FIGURA 6.26 – VARIAÇÃO DO PARÂMETRO DE QUEDA ADIMENSIONAL PARA OS LEVANTAMENTOS EM ANÁLISE. 328
FIGURA 6.27 – RELAÇÃO ENTRE O NÍVEL RELATIVO DE MARÉ E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL PARA ALTURAS DE ONDA AO LARGO. 329
FIGURA 6.28 - RELAÇÃO ENTRE O NÍVEL RELATIVO DE MARÉ E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL PARA ALTURAS DE ONDA DE REBENTAÇÃO. 329
FIGURA 6.29 – RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE ESCALA DE REBENTAÇÃO E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL, PARA O CENÁRIO 1. 330
FIGURA 6.30 - RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE ESCALA DE REBENTAÇÃO E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL, PARA O CENÁRIO 2. 330
FIGURA 6.31 - RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE SIMILARIDADE DE REBENTAÇÃO E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL, PARA O CENÁRIO 1. 331
FIGURA 6.32 - RELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE SIMILARIDADE DE REBENTAÇÃO E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL, PARA O CENÁRIO 2. 331
FIGURA 6.33 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DE IRIBARREN E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL, PARA O CENÁRIO 1. 332

FIGURA 6.34 - RELAÇÃO ENTRE O NÚMERO DE IRIBARREN E A VELOCIDADE DE QUEDA ADIMENSIONAL, PARA O CENÁRIO 2. 332

TABELA 2.1 – VANTAGENS E DESVANTAGENS DOS MODELOS GRELHA E VECTORIAL. 19
TABELA 2.2 - SATÉLITES COM SENSORES ÓPTICOS FREQUENTEMENTE UTILIZADOS (KONECNY, 2003). 33
TABELA 3.1 – VALORES LIMITE UTILIZADOS NA CLASSIFICAÇÃO DOS DIFERENTES TIPOS DE REBENTAÇÃO. 63
TABELA 4.1 – CARACTERÍSTICAS DAS BARRAS TRANSVERSAIS (DIMENSÃO E AMBIENTE), (KONICKI E HOLMAN, 2000) 137
TABELA 4.2 – OBSERVAÇÕES EFECTUADAS EM ZONAS COSTEIRAS COM BARRAS CRESCÊNTICAS, VAN ENCKEVORT *ET AL.*, 2004..... 140
TABELA 4.3 – PARÂMETROS QUANTITATIVOS DOS TIPOS DE PRAIA (ADAPTADO DE SHORT, 1999B; CARTER, 1995). .. 151
TABELA 4.4 – CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DAS PRAIAS MESO/MACROTIDAIS (MASSELINK E TURNER, 1999) 169
TABELA 5.1 – LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES ONDÓGRAFAS DE LEIXÕES AO LONGO DO TEMPO. 193
TABELA 5.2 – NÍVEIS DE MARÉ EM LEIXÕES (LNEC, 1996). 197
TABELA 5.3– LIMITE DAS CLASSES DE SOBREELEVAÇÃO (CM) ENTRE OS DIFERENTES MARÉGRAFOS DISTRIBUÍDOS AO LONGO DA COSTA PORTUGUESA (ADAPTADO DE GAMA *ET AL.*, 1994). 197
TABELA 5.4 – DIMENSÃO GRANULOMÉTRICA MÉDIA - D_{50} (MM) (PEREIRA, 2001). 199
TABELA 5.5 - DIMENSÃO DA GRANULOMETRIA MÉDIA - D_{50} (MM) (COELHO, 2005). 200
TABELA 5.6 – CARACTERÍSTICAS DAS FOTOGRAFIAS AÉREAS ADQUIRIDA. 210
TABELA 5.7 – ERRO MÉDIO QUADRÁTICO (EMQ) OBTIDO NO PROCESSO DE GEOREFERENCIAÇÃO. 215
TABELA 5.8 – ERRO MÉDIO QUADRÁTICO PLANIMÉTRICO (M) PARA A CARTOGRAFIA PROPOSTA PELA ASPRS. 216
TABELA 5.9 – ESTAÇÕES GEODÉSICAS UTILIZADAS..... 233
TABELA 6.1 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (1958). 240
TABELA 6.2 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (1967). 242
TABELA 6.3 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (1995). 244
TABELA 6.4 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DIMENSIONAL (1996). 246
TABELA 6.5 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (1998). 249
TABELA 6.6 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (2001). 250
TABELA 6.7 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (2002 AGO). 252
TABELA 6.8 – FORMAS E PADRÕES MORFOLÓGICOS E HIDRODINÂMICOS IDENTIFICADOS, ANÁLISE DAS DIMENSÕES (2002 OUT). 254
TABELA 6.9 – RESUMO DAS CONDIÇÕES DE AGITAÇÃO, MARÉ E DAS FORMAS E PADRÕES IDENTIFICADAS..... 256
TABELA 6.10 – CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DA AGITAÇÃO MARÍTIMA – GRUPO I..... 257
TABELA 6.11 – CARACTERÍSTICAS MÉDIAS DA AGITAÇÃO MARÍTIMA – GRUPO II..... 258
TABELA 6.12 – PARÂMETROS E EXPRESSÕES DE CÁLCULO UTILIZADAS. 259
TABELA 6.13 – TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE. 264
TABELA 6.14 – TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE (CONT.). 265
TABELA 6.15 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE. 269
TABELA 6.16 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE (CONT.). 270
TABELA 6.17 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE. 274
TABELA 6.18 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE (CONT.). 275

TABELA 6.19 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE. 280
TABELA 6.20 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE (CONT.). 281
TABELA 6.21 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE. 286
TABELA 6.22 - TENDÊNCIA DE VARIAÇÃO RELATIVAMENTE AO ANO ANTERIOR EM ANÁLISE (CONT.). 287
TABELA 6.23 – FACTORES DE PONDERAÇÃO UTILIZADOS NO CÁLCULO DOS ÍNDICES DE SENSIBILIDADE. 296
TABELA 6.24 - DIMENSÃO MÉDIA DAS CORRENTES DE RETORNO ENTRE ESPORÕES E PRAIA NATURAL. 317
TABELA 6.25 - PARÂMETRO DE ESCALA DE BAÍA ADIMENSIONAL, PARA A ÁREA EM ESTUDO. 319
TABELA 6.26 – RELAÇÃO ENTRE A ZONA DE TRANSFORMAÇÃO, REBENTAÇÃO E ESPAÇAMENTO DAS CORRENTES DE RETORNO. 319
TABELA 6.27 - DIMENSÃO MÉDIA DA MEGACRESCENTES ENTRE ESPORÕES E PRAIA NATURAL. 320
TABELA 6.28 – DIMENSÃO MÉDIA DA GIGACRESCENTES ENTRE ESPORÕES E PRAIA NATURAL. 321
TABELA 6.29 – INCLINAÇÃO DA FACE DA PRAIA PARA OS LEVANTAMENTOS DE 1996 E 2001. 322
TABELA 6.30 – INCLINAÇÃO DA FACE DA PRAIA COM BASE EM RELAÇÕES CONHECIDAS. 323
TABELA 6.31 – RESULTADOS DE $\Delta D_{B,}$ ΔNMARÉ E $R_{2\%}$ OBTIDOS, COM BASE NOS PRESSUPOSTOS ANTERIORMENTE MENCIONADOS. 323
TABELA 6.32 – SOMATÓRIO DE $\Delta D_{B,}$ $\Delta N_{MARÉ}$ E $R_{2\%}$ 324
TABELA 6.33 – RESULTADOS OBTIDOS DA $TANB_T$ PARA OS LEVANTAMENTOS EM ANÁLISE 324
TABELA 6.34 – TANB OBTIDAS COM BASE EM $TANB_T$ 325
TABELA 6.35 – CLASSIFICAÇÃO MORFOLÓGICA DAS PRAIAS, PARA OS LEVANTAMENTOS EM ANÁLISE – SECTOR A 327

CAPÍTULO 1

Introdução

1. INTRODUÇÃO

1.1 Enquadramento geral do tema

A história da Europa tem evidenciado uma contínua migração dos seus habitantes para as zonas costeiras, as quais oferecem, em geral, condições de crescimento económico mais favoráveis. Actualmente, cerca de 70 dos 455 milhões de cidadãos da União Europeia (25 países), ou seja, 16% da população, vive em municípios costeiros, proporção esta que tende a aumentar (Veloso-Gomes *et al*., 2006).

Esta proporção cresce exponencialmente na faixa litoral portuguesa, onde habitam actualmente cerca de 70% do total da população nacional. De referir que, de acordo com os censos de 2001, é nos distritos litorais que a densidade populacional tem sofrido aumentos significativos. Deste modo, torna-se necessário planear as frentes urbanas costeiras, para que as acções do mar e os processos erosivos não ponham em risco vidas humanas e a perda de habitats seja minimizado (Teodoro *et al*., 2002).

Muito se tem escrito acerca da degradação da zona costeira portuguesa, que, em grande parte da sua extensão, apresenta graves problemas. Diversos incidentes têm ocorrido na zona costeira, nomeadamente inundações, destruição de infra-estruturas e obras de defesa, ruptura e galgamento de dunas, erosão costeira, destruição de habitats, degradação dos recursos hídricos e qualidade das águas balneares. Neste contexto é também consensual a atribuição da alteração da zona costeira à acção antropogénica, que se reflecte, nomeadamente, na redução das fontes sedimentares, geralmente em consequência da regularização total ou parcial de troços fluviais, da construção de estruturas transversais de defesa costeira e portuárias, da dragagem de canais e bacias portuárias e da extracção de sedimentos nos leitos fluviais. Para além disso a acção natural devido à possível alteração de determinadas componentes físicas, designadamente a agitação marítima, em termos de direcção e intensidade, o aumento generalizado do nível médio da água do mar e as alterações climáticas, têm também uma influência importante.

Assim, os factores antropogénicos conjugados com as alterações dos fenómenos naturais ampliaram a alteração das zonas costeiras, contribuindo para que o processo de dissipação da energia da agitação marítima, seja mais crítico e mais próximo quer das linhas de defesa naturais (praias, dunas, arribas), quer de áreas urbanas marginais.

Vários estudos têm sido desenvolvidos para a zona costeira portuguesa, relacionados, fundamentalmente, com a evolução da linha costa, a defesa costeira, a gestão, o planeamento, a morfologia e a evolução das dunas e do cordão dunar, isto é a zona costeira emersa (*e.g.* Ferreira *et al.,* 1990; Mota Oliveira, 1990; Ângelo, 1991; Veloso-Gomes, 1991; Ferreira e Dias, 1991; Ferreira, 1991; Bettencourt e Veloso-Gomes, 1993; Veloso-Gomes, 1995; Abecassis, 1997; Vidinha *et al*., 1997; Boto *et al*., 1997; Antunes, *et al.*, 1997; Veloso-Gomes e Taveira-Pinto, 1997; Bettencourth, 1997; Almeida, 1997; André, *et al.*, 1997; Ferreira e Dias, 1997; Matias *et al.*, 1998; Nunes *et al.*, 1998; Henriques, 1998; Pinho *et al.*, 1998; Cunha, 1998; Araújo, 1998; Pais Barbosa, 2000; Pereira, 2001; Veloso-Gomes *et al.,* 2002;Granja *et al.*, 2002; Veloso-Gomes *et al.*, 2003a; Veloso-Gomes *et al.*,

2003b;Pais-Barbosa, 2003; Teixeira, 2003; Coelho *et al.*, 2004; Diogo, 2004; Neves *et al.*, 2004; Veloso-Gomes *et al.*, 2004a e 2004b; Baptista, 2006).

Relativamente à zona submersa, o número de estudos desenvolvidos na zona costeira portuguesa é significativamente menor. Este facto é confirmado pela compilação bibliográfica, apresentada por Carvalho *et al*., 2001, com mais de 1350 referências, em que apenas um reduzido número de trabalhos apresentado correspondem a esta faixa da zona costeira, muito embora, recentemente, tenha surgido um conjunto de estudos significativo, (*e.g.* Ferreira, 1998; Teodoro *et al*., 2002; Pais-Barbosa *et al*., 2003; Laranjeiro *et al*., 2004; Silva *et al*., 2004a; Teodoro *et al*., 2005a e 2005b; Coelho, 2005; Oliveira *et al.,* 2005; Pais-Barbosa *et al*., 2003; Pais-Barbosa *et al*., 2005a; Pais-Barbosa *et al*., 2005b; Pais-Barbosa *et al*., 2005c).

1.2 Objectivos gerais

Esta dissertação tem por objectivos gerais a análise dos padrões morfológicos, morfodinâmicos e hidrodinâmicos na interface entre o mar e a terra. Estes padrões e a sua correlação ao longo do tempo são de grande importância para a compreensão da evolução da zona costeira, bem como para a sua gestão e planeamento. De facto, o conhecimento da evolução destes padrões ao longo do tempo e a interligação com o processo erosivo, para a zona costeira portuguesa e em particular a área de estudo, é muito reduzido, e daí a motivação geral para este trabalho.

Para o seu desenvolvimento procedeu-se à recolha de vários tipos de dados, nomeadamente aéreo-fotográficos, hidrodinâmicos, sedimentares e de níveis de maré. De referir a existência de diversas lacunas, nomeadamente nos registos de agitação marítima, sendo muito difícil a disponibilização de registos para anos anteriores a 1990, e para anos posteriores surgem também diversas lacunas diárias, mensais e mesmo anuais. Este cenário ocorre também em relação às características sedimentares, como a dimensão média dos sedimentos e a inclinação do talude de praia, estando os dados existentes disponíveis sobretudo em trabalhos desenvolvidos em teses de mestrado e de doutoramento. É também importante referir a inexistência/indisponibilidade de dados batimétricos recentes para as áreas em estudo. Ao que foi possível apurar, os dados batimétricos existentes para as áreas consideradas são os apresentados nas cartas de navegação do Instituto Hidrográfico elaboradas na década de 1960.

Este facto agrava-se quando se trata de parâmetros de classificação morfológica e morfodinâmica, como são o caso da altura de onda de rebentação da agitação marítima e a velocidade de queda dos sedimentos, estando indisponíveis ou simplesmente inexistentes.

Partindo deste cenário, a análise de imagens fotográficas de diversos anos da zona costeira portuguesa, em particular da zona centro, recorrendo a Tecnologia de Informação Geográfica (TIG) e a sua comparação com modelos apresentados por Wright e Short, 1984, e Short, 2006, é uma boa aproximação para compreender e classificar a morfologia costeira portuguesa. Esta aproximação foi efectuada com o intuito de apresentar contributos para a melhoria do conhecimento da morfologia, morfodinâmica e hidrodinâmica das zonas costeiras, bem com a sua relação com o processo erosivo.

O volume de dados existentes e/ou disponíveis para a zona costeira em estudo é reduzido, disperso e/ou de difícil obtenção, o que constituiu uma dificuldade acrescida.

1.3 Área de estudo

A área geográfica abordada nesta dissertação, localiza-se na costa noroeste portuguesa, no distrito de Aveiro, que constitui, actualmente, uma das zonas mais críticas de Portugal, no que diz respeito ao processo erosivo costeiro, com elevadas taxas de recuo da linha de costa e um elevado grau de destruição da duna frontal.

A área em causa situa-se, mais precisamente, na restinga Norte e Sul da Ria de Aveiro, apresentando um comprimento linear total de aproximadamente 46,7 km, tendo sido dividida em três sectores de acordo com os aglomerados urbanos, Figura 1.1.

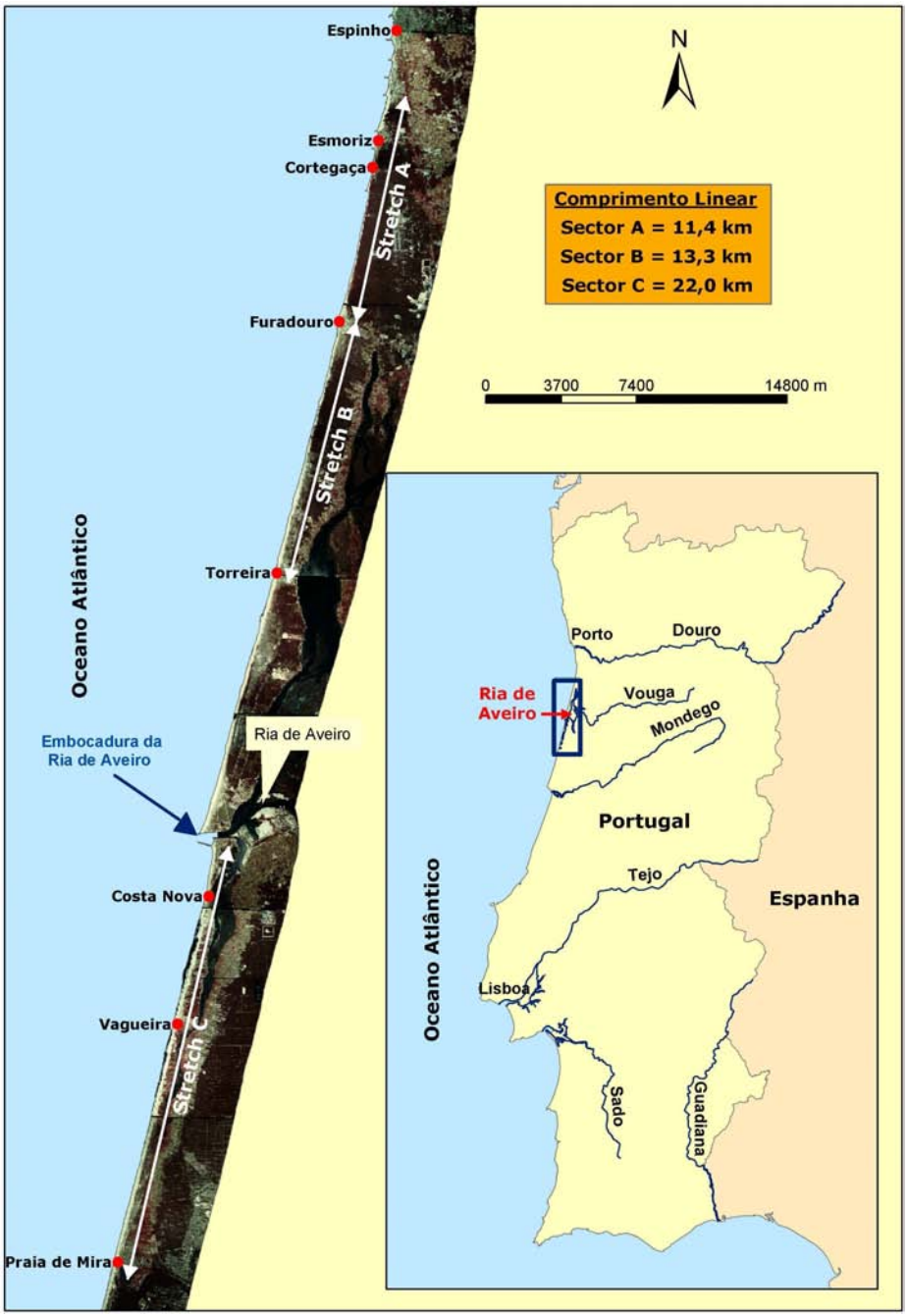


Figura 1.1 – Localização dos sectores em estudo.

Os sectores A e B localizam-se a Norte da embocadura da Ria de Aveiro, nomeadamente no enraizamento da restinga Norte (sector A) e imediatamente a Sul do sector A, ou seja na região inicial da restinga Norte (sector B). Relativamente ao sector C, localiza-se a Sul da embocadura da Ria de Aveiro, mais concretamente na restinga Sul desta estrutura lagunar.

1.4 Objectivos específicos

Vários trabalhos que analisaram esta área apresentam repetidamente as causas responsáveis pela regressão da linha de costa, sendo reunidas em dois grupos: as causas naturais e as causas antropogénicas. Do primeiro grupo, destacam-se a agitação marítima, as marés, a subida generalizada do nível médio da água do mar e os ventos; do segundo grupo, salientam-se a redução generalizada de sedimentos provocada pela retenção nos aproveitamentos hidráulicos, as dragagens e a extracção de areias, a construção de quebramares e de canais de navegação, a destruição do cordão dunar e o crescimento dos aglomerados populacionais costeiros.

Contudo, o conhecimento da evolução da morfologia das praias da zona costeira em estudo e a influência das causas apontadas nos diversos trabalhos nessa mesma evolução são escassos, em especial para a zona submersa. Deste modo, o conhecimento sobre a zona costeira, no que diz respeito à interacção dos diversos processos físicos, em particular na zona de transformação da agitação (empolamento, rebentação, espraiamento e refluxo) é reduzido, quando comparado com outras áreas, em especial as emersas.

Compreender a interacção entre os fenómenos hidrodinâmicos, morfodinâmicos e morfológicos da zona costeira e a sua correlação ao longo do tempo é de extrema importância, não apenas para compreender o processo erosivo, mas também para perceber a movimentação sedimentar e a acção das correntes, bem como ajudar no processo de decisão ligado à gestão das praias e das estruturas costeiras (Pais-Barbosa *et al*., 2005a; Pais-Barbosa *et al*., 2005b). Recentemente, foram apresentados vários trabalhos relativos a estas temáticas, Ferreira, 1998; Pais-Barbosa *et al*., 2003; Coelho, 2005; Pais-Barbosa *et al*., 2005a; Pais-Barbosa *et al*., 2005b; Pais-Barbosa *et al*., 2005c.

Neste trabalho pretende-se apresentar uma perspectiva interdisciplinar, no âmbito da geomorfologia e hidrodinâmica costeiras e das Tecnologias de Informação Geográfica (TIG). Pretende-se, com base na utilização das TIG, nomeadamente os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e as Técnicas de Detecção Remota, identificar, determinar e tipificar padrões morfológicos, morfodinâmicos e hidrodinâmicos, bem como verificar qual a sua evolução temporal.

Deste modo constituem objectivos específicos desta dissertação:

- Contribuir para o aumento do conhecimento científico relativo à morfologia e à morfodinâmica associadas a zonas costeiras mesotidais (amplitudes de maré entre 2 e 4 m);
- Recolha de dados históricos de levantamentos aéreo-fotográficos e topográficos;
- Criação de uma base de dados georreferenciada para armazenamento de dados aéreo-fotográficos, topográficos e resultantes das análises efectuadas;

- Desenvolvimento de metodologias de análise, recorrendo a Tecnologias de Informação Geográfica (TIG), onde se incorporam os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e as Técnicas de Detecção Remota;
- Estudar qualitativamente a evolução da morfologia da zona costeira portuguesa, em sectores com e sem obras de defesa;
- Contribuir para a tipificação, a classificação e a interpretação física de padrões morfológicos, morfodinâmicos e hidrodinâmicos da zona costeira portuguesa (por exemplo as formas costeiras, os padrões de rebentação da agitação, as correntes de retorno, as barras submersas, etc.);
- Analisar a relação de diversos parâmetros, nomeadamente a altura de onda, o período, o rumo, o nível de maré, a inclinação dos taludes de praia e o diâmetro médio dos sedimentos, com os diferentes padrões morfológicos detectados.

Assim, com o propósito de atingir os objectivos enunciados anteriormente, foi criado um Sistema de Informação Geográfico (SIG), onde foram armazenadas todas as imagens aéreas disponíveis. As análises efectuadas, baseadas nas fotografias aéreas de diferentes anos, tiveram por base a utilização de Tecnologias de Informação Geográfica (TIG), embora com aproximações distintas. A primeira análise, a mais exaustiva, consistiu na análise visual das fotografias aéreas num ambiente SIG, tendo sido identificadas e delimitadas as estruturas, as formas e as fronteiras de interesse para o estudo apresentado e de acordo com a divisão e classificação apresentada no capítulo 2. A segunda análise consistiu no desenvolvimento de uma ferramenta em Matlab 7.0. Na terceira análise foi utilizado um software de detecção remota, tendo sido efectuada uma classificação de cada elemento de acordo com a cor apresentada na fotografia.

1.5 Estrutura da dissertação

Neste contexto, esta dissertação está dividida em dois volumes. O primeiro volume constitui o corpo principal da dissertação e o segundo constitui um volume de "Anexos", correspondentes a elementos gráficos nos quais são apresentados os resultados obtidos e as análises realizadas com base nos levantamentos aéreo-fotográficos. Após este primeiro capítulo introdutório onde são apresentados os objectivos gerais e específicos, a dissertação encontra-se dividida em mais seis capítulos.

No capítulo 2 são apresentados conceitos dos diversos elementos existentes na zona costeira, de acordo com um perfil tipo, bem com conceitos básicos relativos aos sistemas de informação geográfica (SIG) e detecção remota (DR), bem como diversas aplicações utilizando estas feramentas.

No capítulo 3 é efectuada uma caracterização dos principais parâmetros da agitação, bem com os fenómenos que resultam da interacção entre a agitação e as barreiras sólidas. São também caracterizadas as marés, as correntes litorais nomeadamente as correntes longitudinais e circulares e o transporte sedimentar longitudinal e transversal.

No capítulo 4 é descrito as características gerais dos sistemas barreira e dos sistemas de praia, nas quais se enquadra a área de estudo. Neste capítulo são também apresentadas as características de formas costeiras e de barras submersas, bem como as teorias de

formação e manutenção. É também apresentado um conjunto de classificações de estados morfológicos de praias para zonas costeiras microtidais, mesotidais e macrotidais, dominadas pela agitação ou pela maré ou mistas. Por ultimo é caracterizada a forma de praias confinadas naturais e artificiais, bem como classificação de padrões de circulação hidrodinamica.

No capítulo 5 é apresentada uma caracterização geral da zona de estudo, ao nível da agitação, maré, sedimentologia, geomorfologia, inclinação da face da praia e nível médio da água do mar. É apresentada a metodologia utilizada para a criação da base de dados SIG, bem como as metodologias de identificação da hidromorfologias e hidroformas, designadas a primeira por análise visual em ambiente SIG, a segunda por identificação da agitação e de formas e a terceira por classificação com base na cor. São apresentados os pressupostos de identificação das formas costeiras, bem com as metodologias de calculo da dimensões e espaçamentos das formas e padrões costeiros, o calculo de recuo a linha de costa e a determinação do ângulo de incidência da onda na zona próxima da zona costeira.

No capítulo 6 são expostos os resultados obtidos pela identificação visual em ambiente SIG, bem como as dimensões e o espaçamento das formas e padrões costeiros. São também apresentadas diversas análises realizadas nomeadamente no que respeita á correlação entra as formas e padrões costeiros e as características de agitação, a obtenção de um índice compósito que permita de uma forma simplificada relacionar o crescimento ou a diminuição de um conjunto de parâmetros com as tendências verificadas pelas formas e padrões costeiros relativamente a um ano de referencia, bem como a determinação da percentagem de mudança relativamente ao ano anterior em análise.

Neste capítulo é ainda apresenta uma classificação do estado morfológico das praias para os levantamentos em análise, com base em parâmetro morfológicos, definidos em outras classificações, e nas formas e padrões morfológicos.

No capítulo 7, último capítulo da dissertação, apresenta-se uma síntese das principais considerações obtidas ao longo do desenvolvimento deste trabalho. São ainda perspectivados possíveis desenvolvimentos que permitirão a continuação desta investigação.

CAPÍTULO 2

Classificação, Conceitos e Tecnologias de Informação Geográfica Aplicadas à Zona Costeira

2. CLASSIFICAÇÃO, CONCEITOS E TECNOLOGIAS DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA APLICADAS À ZONA COSTEIRA

2.1 Introdução

A fisiografia das zonas costeiras altera-se constantemente como resposta às acções do vento, da agitação marítima, das marés, das flutuações sazonais do nível do mar, das alterações climáticas, do homem e de outros factores que a influenciam, nomeadamente, o transporte sedimentar. A erosão e a acreção das zonas costeiras é o resultado visível da forma como a linha de costa evolui e evidencia o seu carácter dinâmico (Donovan *et al*., 2002).

A zona costeira é, portanto, uma área onde a terra encontra o mar, constituindo uma fronteira sujeita a contínuas alterações morfodinâmicas, modeladas por processos de origem terrestre e marinha. Apresenta uma grande variabilidade temporal e espacial, comportando-se como um sistema ambiental instável, desde o passado remoto até aos nossos dias, em função de uma série de processos geológicos terrestres e marinhos, muitos dos quais são fundamentalmente controlados por factores meteorológicos. Esses processos, determinantes na formação dos vários tipos de costa e habitats, englobam movimentos tectónicos ao longo das margens continentais, oscilações do nível médio da água do mar e dinâmica erosiva e deposicional associada à acção da agitação, das marés, das correntes e também a acção fluvial, glaciar e eólica (Silva *et al*., 2004b).

Assim, é necessário alguma precaução por parte dos responsáveis pela gestão da zona costeira, uma vez que a tomada de decisão deverá ser baseada em dados o mais objectivo possível. Para ajudar na tomada de decisões fundamentadas e responsáveis, os gestores da zona costeira necessitam de informação/dados sobre a evolução histórica da linha de costa e informação/dados actuais (Donovan, *et al*., 2002).

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e a Detecção Remota (DR), revelam-se, hoje em dia, instrumentos indispensáveis em todos os domínios de actividade, em especial na obtenção, manipulação ou tratamento de informação/dados espaciais.

2.2 Classificação e Conceitos Gerais da Zona costeira

Com excepção dos habitats de grande altitude alpina, pode ser encontrado nas zonas costeiras do mundo um vasto espectro de ambientes. Deste modo, o aparecimento e a modelação de todos estes ambientes e formas costeiras estão intimamente relacionados, nomeadamente, com as condições da agitação marítima, das marés, das correntes e do transporte sedimentar que ocorrem na zona costeira numa escala temporal e espacial, Figura 2.1.

A zona costeira estende-se desde a primeira grande mudança na topografia, acima da área atingida pelas maiores tempestades, até à placa continental (Morgan e Parson, 2002), Figura 2.2.

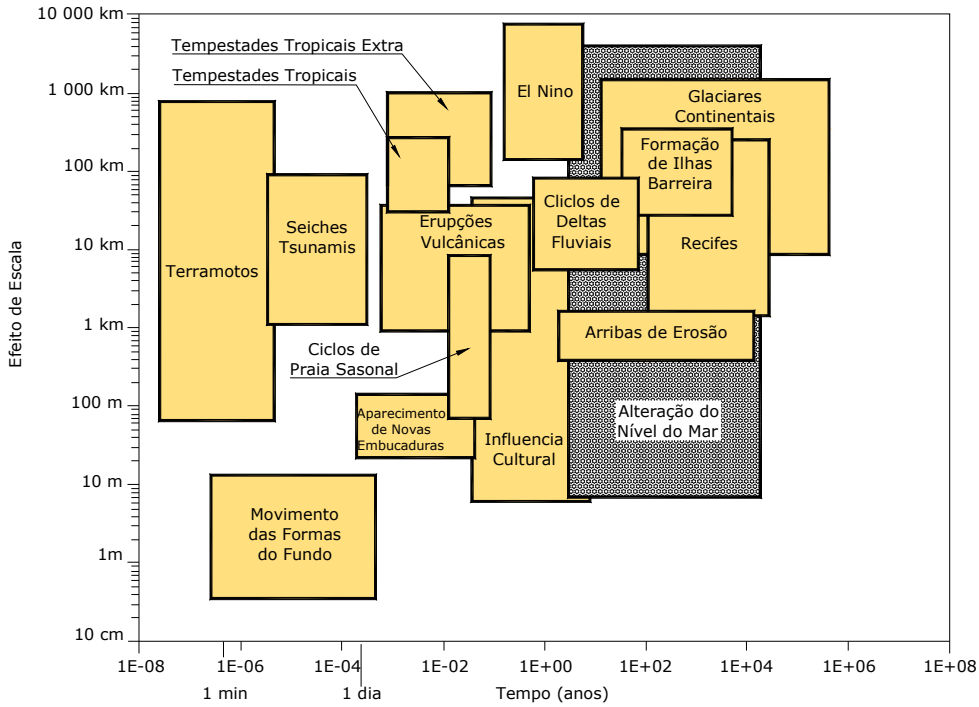


Figura 2.1 – Fenómenos geológicos e oceânicos numa escala temporal e espacial (Morgan e Parson, 2002).

As zonas costeiras podem apresentar áreas distintas que podem, por sua vez, ser ainda subdivididas. Contudo, esta classificação é extremamente difícil de efectuar devido à variabilidade temporal ou à mudança gradual das várias zonas, dificultando a definição de fronteiras de uma forma precisa. Para além disso, a nomenclatura utilizada não está standarizada, e vários autores descrevem a mesma área com nomes distintos (Morgan e Parson, 2002). A esta dificuldade pode ainda ser adicionada a grande diversidade de zonas costeiras existentes, como são o caso dos estuários, dos deltas, das costas glaciares, dos recifes, dos sapais, dos mangais, das costas vulcânicas, das dunas, dos sistemas-barreiras, das praias, etc.

Em seguida, é apresentada uma divisão da zona costeira baseada em diversos autores e utilizada nesta dissertação.

Morfologicamente, um perfil tipo de uma zona costeira arenosa, ou seja, uma praia, pode ser dividida em quatro subzonas, (Komar, 1998; Ferreira, 1998; Short, 1999a; Dean, 2001; Morgan e Parson, 2002; Baptista, 2006), Figura 2.2:

1. Costa (*Coast, Upland*);
2. Praia emersa (*Shore, Beach, Subaerial Beach*);
3. Praia submersa (*Shoreface, Nearshore, Inshore*);
4. Plataforma continental (*Inner Continental Shelf*).

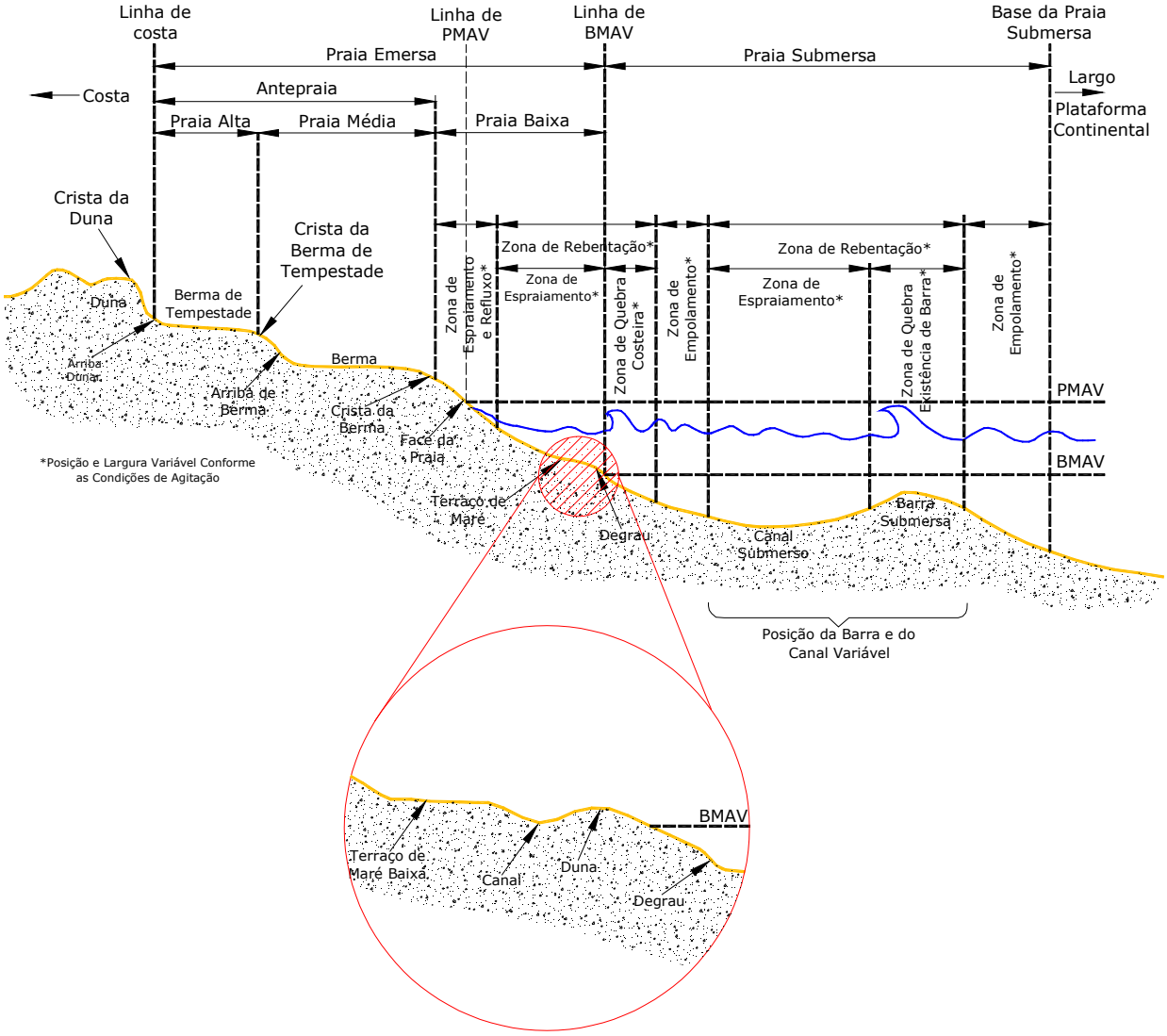


Figura 2.2 – Divisão de um perfil tipo de uma zona costeira (adaptado de Komar, 1998; Ferreira, 1998; Short, 1999a; Dean, 2001; Morgan e Parson, 2002; Baptista, 2006).

No entanto, é importante estabelecer e definir previamente os níveis de maré relevantes para a divisão apresentada. Estes níveis correspondem ao nível de baixa-mar de águas vivas (BMAV) e ao nível de preia-mar de águas vivas (PMAV). Assim:

- Nível de baixa-mar de águas vivas (BMAV) – O menor nível atingido pela água do mar em períodos de lua nova ou lua cheia;
- Nível de preia-mar de águas vivas (PMAV) – O maior nível atingido pela água do mar em períodos de lua nova ou lua cheia;

Para cada subdivisão serão também apresentados os diversos processos hidrodinâmicos que aí ocorrem.

A primeira subzona, a costa, pode ser definida como a faixa de terra com largura indefinida, que se inicia na linha de costa terrestre. Esta fronteira é geralmente definida por arribas, dunas frontais ou linhas de vegetação permanentes. As zonas costeiras com ilhas-barreira, que

apresentam estruturas lagunares, zonas alagadas ou enseadas de maré, são consideradas parte integrante da costa. Em alguns locais, torna-se difícil definir o limite da costa para o interior da zona terrestre, sobretudo quando esta apresenta deltas de grandes dimensões, embora a área de influência de maré seja um bom indicador para definir um limite prático. No sentido contrário, a linha de costa da fronteira terrestre é definida pela linha máxima que as ondas das tempestades podem atingir.

A segunda subdivisão, a praia emersa, pode ser definida como a extensão desde a linha limite afectada pelas ondas das tempestades, ou seja a linha de costa, até à linha de baixa-mar de águas vivas (BMAV), podendo ser dividida em três zonas: a alta, a média e a baixa (Ferreira, 1998; Baptista, 2006):

- A praia alta (*backshore*) corresponde à área entre o contacto da praia com o seu limite continental (duna, arriba, obra de defesa, etc.) e o início da berma, ou mais precisamente a crista da berma;
- A praia média (*backshore*) corresponde à zona média da praia emersa, sendo constituída por uma ou mais bermas, normalmente horizontais ou ligeiramente inclinadas para terra. No caso de existirem duas bermas ou mais, estas encontram-se separadas por pequenas mudanças de inclinação (arriba de berma). A praia média tem como limite, a barlamar, a crista da berma mais externa;
- A praia baixa (*foreshore*) corresponde à zona entre a crista de berma mais externa e o nível de BMAV, onde se inclui a face da praia (*beachface*), sendo nessa zona onde actuam as ondas durante um ciclo de maré. Por vezes, também se encontram terraços de maré baixa (*low tide terraces*), com uma barra longitudinal adjacente à face da praia, bem como um sistema de canal-barra (*runnel-ridge*), que se tornam visíveis na baixa-mar.

A área de praia submersa é uma zona que se estende desde a linha da baixa-mar até ao início da plataforma continental, verificando-se uma mudança gradual de um perfil mais acentuado para um mais plano, quando se inicia a plataforma continental. A transição para a plataforma continental corresponde à parte inferior da praia submersa, podendo a sua localização ser identificada pela mudança gradual de inclinação. A praia submersa não ocorre em todas as zonas costeiras, especialmente em costas de baixa energia ou em zonas constituídas por materiais consolidados. A praia submersa, especialmente a parte mais elevada, é onde ocorre frequentemente o transporte sedimentar mais significativo.

Por último, a plataforma continental é a área mais profunda do fundo dos oceanos que circunda a maioria dos continentes. Esta plataforma estende-se desde a parte inferior da praia submersa até ao início do talude continental com grande declive.

Para além das definições anteriormente apresentadas, podem referir-se outros elementos morfológicos como é o caso da duna frontal, da berma, da berma de tempestade, da crista da berma, da arriba de berma e da face da praia (Komar, 1998; Ferreira, 1998; Haslett, 2001; Morgan e Parson, 2002), Figura 2.2.

- Duna frontal (*foredune*) – Forma arenosa gerada por processo éolicos e marítimos, ocorrendo segundo uma direcção aproximadamente paralela à linha de praia;

- Berma (*berm*) – Forma arenosa quase horizontal formada por deposição sedimentar provocada pela agitação marítima, marcando os limites do espraiamento e do refluxo. Algumas praias têm mais do que uma berma situadas a níveis diferentes, separadas por uma arriba de berma;
- Berma de tempestade (*storm berm*) – Forma arenosa localizada imediatamente a barlamar da duna;
- Arriba de berma (*berm scarp*) – Zona quase vertical do perfil de praia, formada pela acção erosiva das ondas. Apresenta uma altura inferior a 1 m, podendo, em alguns casos, ultrapassar esta dimensão. A arriba pode localizar-se no cimo da face da praia quando o processo erosivo ocorre, podendo ser encontradas arribas antigas a separar as bermas;
- Crista da berma (berm crest/edge) – Limite a barlamar da berma, correspondendo ao limite superior (nível máximo) da arriba de berma;
- Face da praia (beachface) – Localiza-se na zona de transição entre a praia emersa e a praia submersa, correspondendo à área afectada pelo espraiamento, no decurso de um ciclo de maré até à crista da berma.

Para além desta divisão morfológica, podem ser também definidos vários subdomínios hidrodinâmicos, de acordo com as interacções morfológicas dos fundos e a agitação incidente. Essas interacções ocorrem sobretudo na zona da praia submersa e na praia baixa, traduzindo-se por uma zona de empolamento (*shoaling zone*), zona de rebentação (*breaker zone*), zona de espalhamento (*surf zone*) e zona de espraiamento e refluxo (*swash zone*). Neste trabalho, a zona de rebentação e espalhamento são agrupadas numa única, sendo designada genericamente por zona de rebentação. Contudo, é importante salientar que os limites das regiões anteriormente referidas são variáveis, dependendo das condições de agitação, maré e morfologia dos fundos.

No entanto, é também necessária a definição de cada zona com o objectivo de clarificar e estabelecer os limites e os processos de transformação que aí ocorrem, com base em diversos autores, (Komar, 1998; Ferreira, 1998; Short, 1999a; Dean, 2001; Morgan e Parson, 2002; Baptista, 2006):

- Zona de empolamento – Localiza-se entre a base da praia submersa e a zona de rebentação, estando associada à diminuição da profundidade dos fundos;
- Zona de rebentação (zona de rebentação propriamente dita mais zona de espalhamento) – Localiza-se entre a zona anterior e a zona de espraiamento. Nesta zona, a onda torna-se hidrodinamicamente instável, devido ao aparecimento de profundidades sucessivamente menores na direcção da propagação, fazendo com que a velocidade horizontal da água na crista exceda a velocidade da sua base e rebente. Seguidamente, sucede o processo de espalhamento que consiste no movimento de água e no transporte de sedimentos induzidos pela rebentação da onda. Em algumas praias, as ondas podem voltar a forma-se após a primeira rebentação, dando lugar a duas ou mais zonas de rebentação;
- Zona de espraiamento/refluxo – Constitui uma faixa relativamente estreita, na qual ocorre alternadamente o espraiamento (*swash*) da agitação para sotamar (após a sua rebentação), e o seu refluxo (*backswash*) no sentido inverso.

Esta divisão/classificação está associada apenas à componente transversal, sendo contudo, também importante analisar a sua componente longitudinal. Conjugando estas duas componentes tem-se uma dimensão tridimensional do problema. As variações longitudinais são induzidas pela mudança das características da agitação e dos processos relacionados com o empolamento, rebentação e espraiamento. Durante o empolamento, a refracção da agitação e a atenuação da agitação são as causas mais comuns das mudanças longitudinais no que respeita à altura e rumo da agitação. O seu impacto é sobretudo notado por dois efeitos: (i) a refracção da agitação conduz à curvatura da crista da onda que geralmente conduz à curvatura da linha de costa adjacente; (ii) a refracção e/ou atenuação leva à variação longitudinal da altura de onda, que irá por sua vez influenciar as características bidimensionais da agitação (Short, 1999a). Estes fenómenos de interacção da agitação com fronteiras sólidas são descritos no capítulo 3 desta dissertação com mais pormenor.

Na zona de rebentação, a circulação induzida pelas ondas longitudinais e associada à topografia sinuosa, pode induzir variações transversais na rebentação e nas alturas de onda. Na linha de costa, qualquer característica tridimensional na zona de rebentação levará à variação longitudinal da altura de onda e rumo, que terá como resultado a reorganização da costa e a formação da topografia dinâmica da linha de costa. Por último, mesmo com agitação uniforme, que incida numa zona costeira rectilínea, pode ocorrer uma circulação tridimensional no empolamento/refluxo e a formação de crescentes de praia em preia-mar (Short, 1999a).

A estas formas costeiras podem-se associar crescentes (*cusps*), com um comprimento de onda até 100 m, megacrescentes, com um comprimento de onda entre os 100 e os 500 m, formas rítmicas associadas a correntes de retorno (*rip currents*), como linhas de costa crescênticas e barras transversais, (Short, 1999a; Rosati *et al.,* 2002). Estas estruturas/formas morfológicas serão descritas em pormenor no capítulo 5.

2.3 Aplicação de Tecnologias de Informação Geográfica (TIG) em Estudos da Zona Costeira

2.3.1 Introdução

O aumento da utilização de Tecnologias de Informação Geográfica (TIG) por parte de várias organizações e investigadores constitui uma evolução bastante positiva, possibilitando o auxílio na resolução de problemas associados à zona costeira. Das TIG fazem parte toda a tecnologia/técnica que utilize informação espacial geo-referenciada, destacando em especial os Sistemas de Informação Geográfica (SIG), a Detecção Remota (DR) e o Sistema Global de Posicionamento (GPS)

Os SIG são uma tecnologia com grandes potencialidades, constituindo um conjunto de ferramentas que permitem guardar, manipular, processar, analisar e mostrar dados espaciais/geo-referenciados e multidisciplinares, em vários formatos, desde o planeamento costeiro, às obras de defesa costeira, aos elementos relativos à dinâmica sedimentar, à evolução da linha de costa, etc.

As técnicas de DR por seu lado permitem a obtenção de diversos tipos de dados, sem haver em contacto com o meio, área ou fenómeno que se está a estudar. Os resultados da recolha

remota mais comuns são as fotografias aéreas e as imagens de satélite, dados topográficos/batimétricos por sonar, radar ou laser, que podem ser analisadas para a obtenção de informação sobre os meios, áreas, ou fenómenos em estudo.

Para alem destas duas referências, há que referir ainda a utilização do GPS, importante nas georeferenciação de dados e mesmo na recolha de dados topográficos da zona costeira.

Seguidamente é apresentada de uma forma genérica a definição e elementos constituintes de um SIG e da Detecção Remota, assim como uma breve resenha de aplicações desenvolvidas na zona costeira utilizando o SIG e a Detecção Remota. De salientar que os trabalhos apresentados estão apenas divididos nestas duas categorias, tendo em conta o objectivo e técnicas utilizadas. No entanto, e como será possível verificar, estas duas áreas estão intimamente ligadas, sendo geralmente utilizadas conjuntamente.

2.3.2 Os Sistemas de Informação Geográfica na Zona Costeira

2.3.2.1 Introdução

Antes de iniciar a apresentação das aplicações SIG para a zona costeira julga-se importante enunciar, ainda que de uma forma resumida, alguns dos seus aspectos, nomeadamente a sua estrutura, os elementos constituintes, os modelos representativos da realidade, bem como a sua definição.

No entanto não existe uma única definição de sistema de informação geográfica. Muitas das definições têm origem nas diferentes aplicações em que estes sistemas são utilizados (Breternitz, 1998; Castro, 2000; Pais-Barbosa, 2003; Harmon e Anderson, 2003).

Contudo, Burrough e McDonnell, 1998, apresentam uma definição alargada, definido um SIG como um poderoso conjunto de ferramentas utilizadas na recolha, armazenamento, consulta, transformação e visualização de dados espaciais do mundo real com propósitos específicos. A informação geográfica (ou espacial) representa fenómenos do mundo real em termos de:

- Posicionamento, relativamente a um sistema de coordenadas conhecido;
- Atributos relacionados com o posicionamento (como cores, custo, pH, etc.);
- Inter-relacionamento espacial dos elementos, conhecido por topologia, que indica como os elementos estão ligados entre si e descreve o espaço em que se inserem as suas propriedades.

No essencial, um SIG é um sistema que permite armazenar, processar, gerir, manipular e analisar informação variada (geo-referenciada e não geo-referenciada) e visualizar esses dados com a possibilidade de criação de novas relações entre eles.

Para que um SIG seja eficiente e cumpra os objectivos propostos, é necessário definir o modelo geográfico a utilizar que melhor armazene, manipule e analise os dados georreferenciados e que, desta forma, represente um determinado fenómeno do mundo real.

Os dois modelos que se utilizam com maior frequência para a construção de bases de dados geo-referenciadas são o modelo matricial ou grelha (raster) e o modelo vectorial (Figura 2.3).

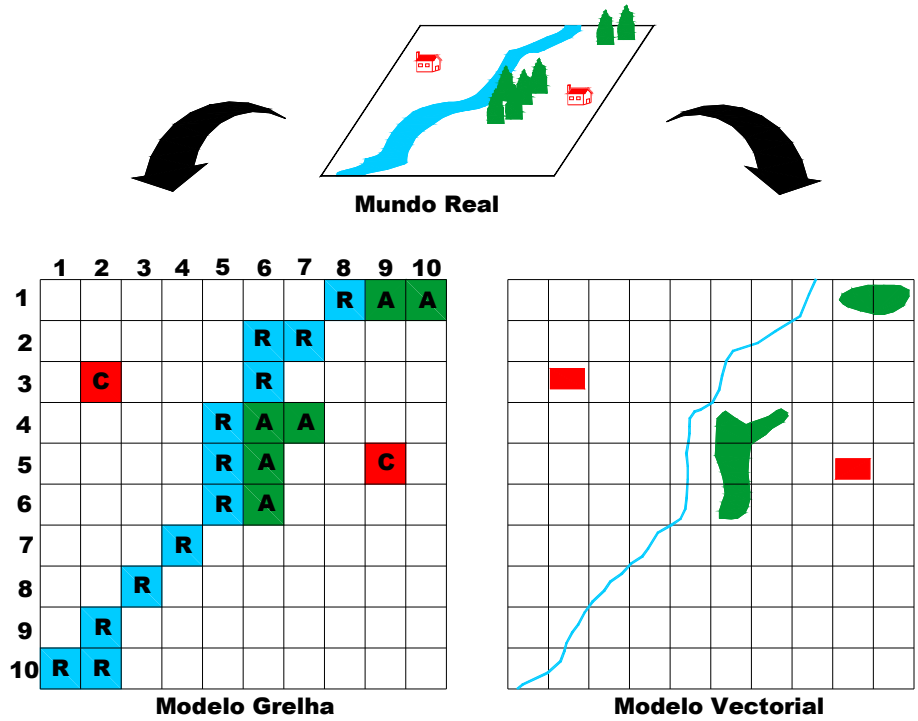
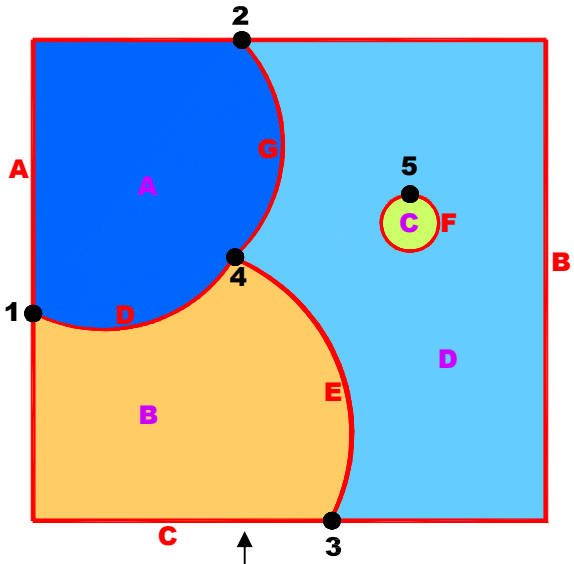


Figura 2.3 – Modelo de dados do tipo grelha e vectorial.

O primeiro modelo representa o mundo real com recurso à discretização ou subdivisão do espaço geográfico em quadrados rectangulares e identificáveis por um índice de linha e coluna, referenciado por pixel (do termo inglês picture element).

O segundo modelo representa estruturas bidimensionais compostas por objectos estáticos e com fronteiras bem definidas. O elemento básico desta representação é o ponto, definido por coordenadas (x,y) ou (x,y,z). As estruturas vectoriais podem dividir-se em não topológicas e topológicas. O modelo topológico é, regra geral, o mais usado pois, para além de armazenar a localização geográfica, permite guardar as relações espaciais existentes como informações de ligação e de adjacência (Figura 2.4). O principal objectivo da utilização deste modelo de dados é aumentar as capacidades de análise e de pesquisa espacial de um SIG (Castro, 2000).

Castro, 2000, salienta que a selecção e a utilização do modelo mais adequado para um determinado problema é influenciada por diversos factores. Assim, é importante referir que o modelo grelha e o modelo vectorial apresentam vantagens e desvantagens (Tabela 2.1), sendo o primeiro modelo mais indicado para realização de análises espaciais e o segundo para operações sobre limites ou linhas.



Nó	Latitude	Longitude
1	25	82
2	30	78
3	21	76
4	26	79
5	27	75

Polígono	Nº de Arcos	Lista de Arcos
A	3	A,D,G
B	3	C,D,E
C	1	F
D	4	B,E,G,F

Arco	Nó Inicial	Nó Final	Polígono à esquerda	Polígono à direita
A	1	2	-	A
B	3	2	D	-
C	3	1	-	B
D	1	4	A	B
E	3	4	B	D
F	5	5	D	C
G	4	2	A	D

Figura 2.4 – Exemplo de modelo topológico (adaptado de Foote, K. E. e Huebner, D. J., 2000).

Tabela 2.1 – Vantagens e desvantagens dos modelos grelha e vectorial.

	Modelo Grelha	Modelo Vectorial
Vantagens	Realização de análises complexas	Estruturas de dados compactas, com menor espaço de armazenamento
	Eficiente na sobreposição de mapas	Topologia das estruturas gráficas facilmente identificável
	Geralmente representa melhor as superfícies	Representação real e contínua de uma forma
	Conjuntos de dados com muita informação, nomeadamente imagens de satélite e fotografias aéreas	Grande precisão na representação de propriedades espaciais e produção de mapas
Desvantagens	Dados com necessidade de grandes espaços de armazenamento	Estruturas complexas (longas listas de coordenadas para nós e vértices)
	Difícil representação de topologias	Operações de sobreposição dificultadas
	Mapas menos realistas	Requerem hardware mais evoluído

Nos SIG, os elementos geográficos são descritos por dois conjuntos de dados: a localização (posição no espaço geográfico) e os atributos (características como o nome, valor, classificação, etc.). Neste contexto, é necessário que um SIG seja um elemento integrador de informação de diversos tipos (texto ou valores, gráficos, tabelas, som, imagem, vídeo, etc), proveniente de várias fontes (scanners, videodisco, CD-ROM, câmaras, etc).

Por último, é de referir que os modelos anteriormente indicados armazenam os elementos geográficos, utilizando quatro tipos de elementos gráficos: os pontos, as linhas, os polígonos e as superfícies.

2.3.2.2 Aplicações SIG na zona costeira

Os múltiplos usos da zona costeira têm implicações ao nível dos processos costeiros, fragilizando os ecossistemas marinhos e a própria faixa costeira, o que obriga à definição de estratégias de gestão e de desenvolvimento racionais, integradas e sustentadas.

Os SIG têm excelentes capacidades para combinar e acumular dados e informação, de diferentes fontes e formatos, e realizar análises espaciais multidisciplinares, produzindo dados prontamente acessíveis e disponíveis.

A utilização de ferramentas como os SIG na resolução de conflitos e/ou na procura de soluções óptimas, designadamente nas zonas costeiras, é importante e necessária. Por outro lado, os sistemas de processamento de imagem (SPI), a detecção remota (DR), a gestão de informação/dados, a análise de dados e a modelação são cada vez mais imprescindíveis. Por exemplo, o guia do desenvolvimento e implementação da *Integrated Coastal Management* (ICM), publicado pela UNEP (1995) refere a utilização de ferramentas e técnicas associadas aos SIG e à gestão de dados para resolver problemas de áreas protegidas, gestão de ecossistemas, impactes ambientais, evolução económica e avaliação do risco (Fedra, K. e Feoli, E., 1998).

Uma vez que grande parte dos dados e da informação possui uma componente espacial, os SIG têm um papel fundamental nesta tarefa, revelando um enorme potencial na gestão da zona costeira, num grande número de formas, nas quais se incluem (Bartlett, D. J., 2000):

- Elevada capacidade de lidar com bases de dados de grande dimensão, integrando e sintetizando de forma mais fácil do que pelo método manual;
- Possibilidade de desenvolvimento e utilização de dados padronizados na sua definição, recolha e armazenamento, o que aumenta a compatibilidade e as técnicas de processamento entre projectos e departamentos e incrementa a consistência dos dados;
- A utilização de bases de dados partilhadas (especialmente através da *internet*) facilita a actualização dos dados e o aumento do conjunto de dados dos vários departamentos envolvidos na gestão da zona costeira. Uma base de dados partilhada implica a redução ou eliminação de registos duplos, o que potencia uma significativa redução em termos económicos, assim como aumenta a operacionalidade e eficiência do sistema;

- Da mesma forma que proporciona um eficiente armazenamento dos dados, os SIG possuem também a capacidade de modelar, testar e comparar cenários alternativos de gestão, planeamento e ordenamento antes de se optar pela estratégia final.

Actualmente, os SIG são utilizados nos mais variados tipos de estudos relativos à zona costeira. Alguns exemplos de aplicações SIG na zona costeira são, a evolução da linha de costa, a localização de áreas protegidas, vulneráveis e em risco, a identificação, a quantificação e a gestão de processos erosivos, a dinâmica e os movimentos sedimentares, estudos de biodiversidade costeira e planeamento do uso do solo, etc. Em seguida são apresentados alguns trabalhos/projectos desenvolvidos para a zona costeira utilizando ferramentas SIG, dando-se especial atenção aos estudos morfológicos, geomorfológicos, morfodinâmicos, de evolução da linha da costa e de desenvolvimento de base de dados SIG para o apoio na tomada de decisão.

São disso exemplo os dois estudos realizados pela *National Oceonografic and Atmospheric Administration* (NOAA), pela divisão de *Coastal Services Center,* em 1997 e 1999. O primeiro estudo, intitulado *"Alabama – Coastal Hazards Assessment",* é um trabalho conjunto da FEMA *Region IV* (*Federal Emergency Management Agency*), a *Alabama Emergency Management Agency*, a *Alabama Department of Economic and Community Affairs – Coastal Programs Office e South Alabama Regional Planning Commission*. Este trabalho teve como objectivo apoiar o desenvolvimento de um plano local de mitigação da erosão costeira e da vulnerabilidade e risco, reunindo informação de diferentes bases de dados, colocada, através de um SIG, num formato comum.

A segunda aplicação, realizada em 1999 e desenvolvida também numa plataforma SIG, foi o estudo "Digital Shoreline of South Carolina", que surgiu com a necessidade de haver elementos detalhados e de elevada qualidade para a gestão costeira (Figura 2.5). O objectivo foi integrar essa informação num SIG, ajudando os gestores na tomada de decisão, gerindo de uma forma sustentável os recursos ambientais. Até aquela data, existiam apenas mapas da linha de costa em papel, com falta de detalhe, com informação desactualizada e com disparidade de escalas, levando a que os gestores tivessem dificuldade na tomada de decisões. Assim, o objectivo deste projecto foi a produção de uma linha de costa digital de alta resolução que colmatasse os inconvenientes anteriormente referidos.

Kostiuk, 2001, apresenta um trabalho no qual salienta a importância do aumento da utilização de dados espaciais e dos SIG por organizações e investigadores, ajudando a resolver questões de planeamento e de gestão da zona costeira. Este trabalho teve como objectivo a definição "exacta" da linha de costa da *Cobscook Bay*, situada no estado de *Maine*, nos Estados Unidos da América, da linha de costa das ilhas localizadas na baía e das áreas da baía na maré alta média. Baseado em diferentes tipos de dados espaciais a diferentes escalas, Kostiuk demonstrou que os dados produziam diferentes comprimentos da linha de costa, diferentes áreas em preia-mar e diferentes números de ilhas.



Figura 2.5 – Mapa de linha de costa resultante (NOAA, 1999).

O Massachusetts Office of Coastal Zone Management (CZM) elaborou um projecto intitulado Shoreline Change Project, Figura 2.6, cujo principal objectivo era desenvolver e fornecer dados que ajudassem nas decisões locais relativas à utilização do solo. O conjunto de dados utilizado consistia na posição histórica da linha de costa, compilado para um SIG, a partir de vários mapas e fotografias aéreas. Estas linhas foram utilizadas para verificar as mudanças da posição da linha de costa ao longo do tempo. Este projecto também serviu para actualizar um projecto anteriormente realizado, em 1994, pela National Ocean Service (NOS), a partir de fotografia aérea.

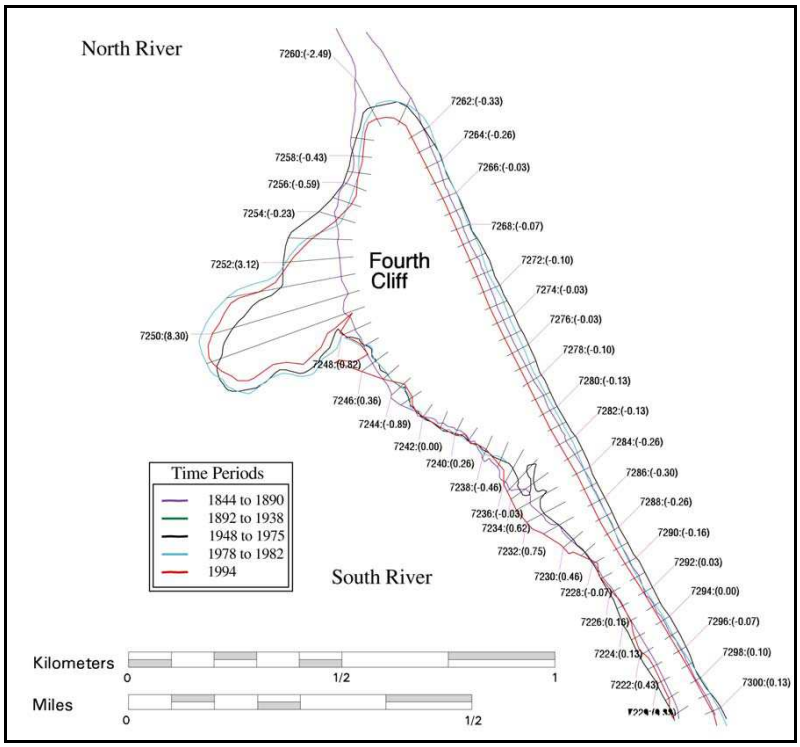


Figura 2.6 – Evolução da linha de costa, Massachusetts, EUA, (www.mass.gov/czm/hazards/shoreline_change/shorelinechangeproject.htm, 2007).

Também na Malásia (Kinabalu, 1997), na região de Sabah, foi desenvolvido um programa de GIZC, utilizando como plataforma o SIG. Neste programa foram identificadas áreas para desenvolver, proteger e conservar, sendo uma das principais preocupações a identificação dos impactes de uma determinada acção no meio ambiente, antes da tomada de decisão. O SIG surge como uma ferramenta muito útil uma vez que reúne toda a informação geográfica daquela zona, ajudando na tomada de decisão. Neste sistema, antes de ser tomada qualquer decisão ou definido um plano, é recomendado que sejam tidos em consideração vários factores, ao nível ambiental, da vida selvagem, das infra-estruturas previstas ou planeadas, da agricultura e da pesca, bem como os aspectos sociais e outros, como o turismo. É evidenciado que o uso de métodos convencionais, como a utilização de mapas de papel para realizar sobreposições de toda esta informação, seria bastante morosa.

Raper *et al.*, 2003, apresenta uma metodologia de recolha de informação morfológica e de como deve ser integrada num SIG, uma vez que a monitorização das mudanças morfológicas actuais e a sua correlação com a introdução real de energia das ondas e de maré pode ser possível o estudo das mudanças a médio termo.

Um outro exemplo é o projecto SEAGIS, um estudo conjunto, efectuado no Mar do Norte, entre a Dinamarca, a Alemanha, a Holanda, a Noruega, a Suécia e o Reino Unido, cujo objectivo foi o desenvolvimento das bases para um futuro SIG comum, com vista ao apoio na gestão e planeamento sustentáveis da zona costeira desta região. A intenção deste projecto é melhorar os SIG como ferramenta para o planeamento da zona costeira, investigando como é que estes sistemas, com capacidade para modelação multicritério de um grande volume de informação, podem ser utilizados para a recolha, análise e distribuição de dados da zona costeira.

Outro projecto conjunto desenvolvido entre 2001 e 2003, foi o projecto Eurosion, no qual participaram instituições de vários países, (IHRH, 2003). Este projecto, teve como principal objectivo a análise do processo erosivo actual na Europa e a sua possível evolução, bem como o fornecimento de recomendações à Comissão Europeia para a elaboração de novas políticas para a gestão de informação relativamente à erosão costeira na Europa. Toda a informação foi armazenada numa base de dados digital geográfica a nível europeu, integrando um conjunto de dados multidisciplinares produzidos ao nível local, regional e nacional, Figura 2.7.

Em França, um SIG institucional foi implementado pelo laboratório de *Géosystèmes* (CNRS, Instituto Europeu para os Estudos Marinhos) na zona costeira de *Finistere.* No início, o SIG foi concebido como ferramenta de suporte ao melhoramento do conhecimento científico da biosfera da reserva de *Iroise,* mas actualmente serve também como uma ferramenta poderosa para realizar pesquisas integradas na zona costeira do mar de *Iroise*, especialmente como ferramenta do Instituto Europeu para os Estudos Marinhos (IUEM). Este SIG suporta duas bases de dados complementares, chamadas *SIGOuessant* (Figura 2.8) e *BIGIroise*. A primeira lida com dados da biosfera da reserva do mar de *Iroise* a nível local e a segunda, uma extensão da primeira, lida com dados de toda a zona costeira do mar de *Iroise*. Após dez anos de desenvolvimento e funcionamento o SIG é uma ferramenta

adaptada aos inventários de dados, análise ambiental e tomada de decisão. De uma forma geral este SIG é uma ferramenta importantíssima para a gestão integrada desta zona costeira (Gourmelon e Le Berre, 2003).



Figura 2.7 – Base de dados resultante do Projecto Eurosion, (www.eurosion.org, 2007).

Solis-Weiss *et al*., 2001, recorrendo a técnicas SIG, realizou um estudo comparativo (distribuição e abundância) das comunidades macrobênticas do Golfo de Trieste e os factores que as influenciaram, utilizando dados recolhidos na área, de 1967 a 1999. Deste modo, através da utilização de um SIG, foi possível correlacionar a evolução destas comunidades conjuntamente com os factores naturais ou antropogénicos que mais as afectavam, tentando diferenciar os impactes causados por cada um deles.

Humphries e Ligdas, 2003, apresentaram uma aplicação SIG para o estudo da morfodinâmica de três praias na costa Nordeste da Inglaterra. Este estudo teve como objectivo investigar as mudanças morfológicas destas três praias durante um período de 5 anos após o fecho de explorações mineiras litorais e identificar padrões ou anomalias associadas às actividades mineiras em particular à existência de minas subterrâneas na zona costeira. Neste estudo, as ferramentas de análise de superfícies do SIG permitiram avaliar as características das praias como um todo, identificando padrões espaciais não usuais ou anormais relativamente à vizinhança. Esta análise permitiu ainda a identificação de possíveis áreas de elevada vulnerabilidade, que não poderiam ter sido identificadas com uma simples análise de perfis topográficos.

Vassilopoulos et al., 2005, desenvolveram uma base de dados georeferenciada com o objectivo de analisar a evolução geomorfologica e o impacte da actividade humana no delta do rio Acheloos, oeste da Grécia, Figura 2.9. Nesta base de dados foram integrados vários tipos de dados de campo, observação e digitalização de fotografias aéreas de diferentes anos, imagens de satélite, levantamentos topográficos e cartas geológicas.

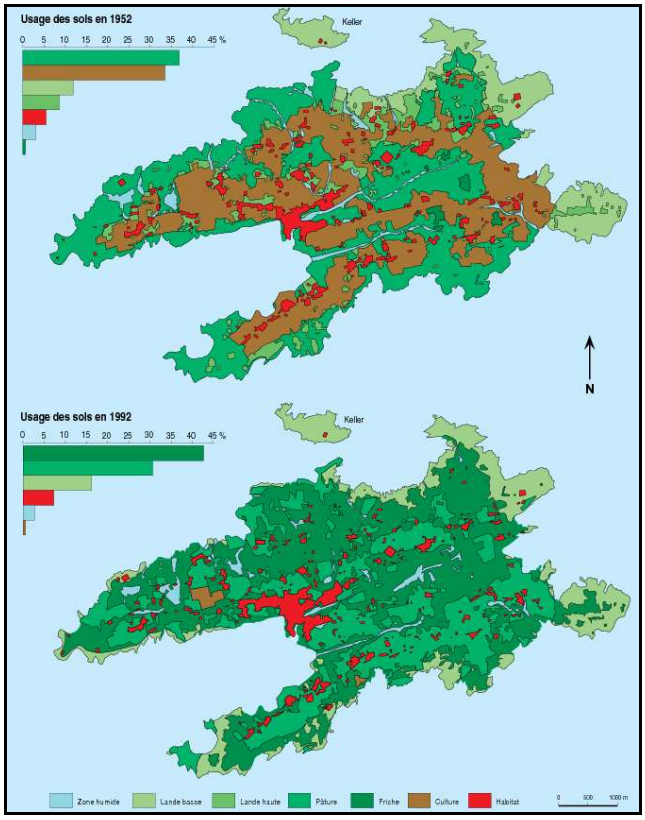


Figura 2.8 – Estudo da ocupação do solo na ilha de Ouessant, França,entre 1952 e 1992, com recurso à base de dados *SIGOuessant.* (Gourmelon, *et al*., 1995).

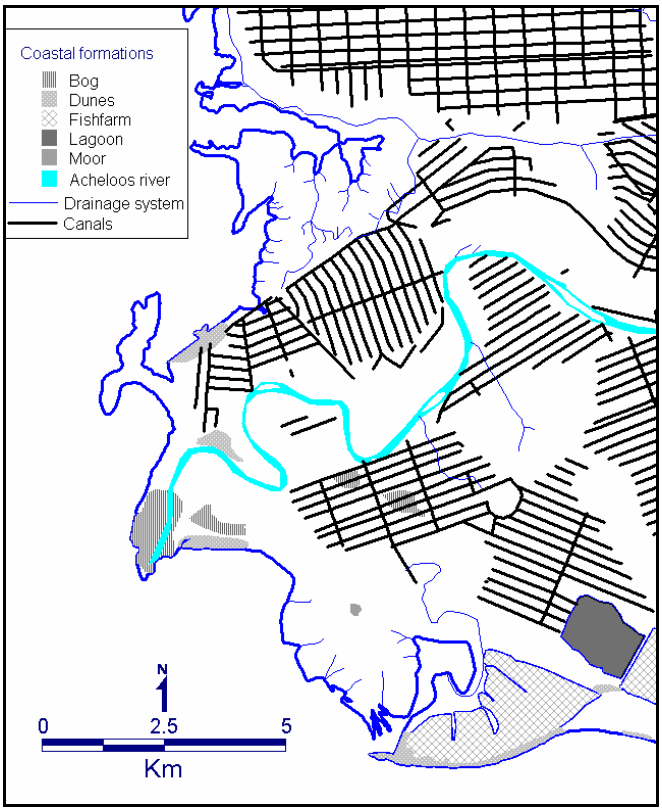


Figura 2.9 – Evolução da zona costeira rio Acheloos, oeste da Grécia, (Vassilopoulos *et al.*, 2005).

Relativamente à aplicação dos SIG na zona costeira Portuguesa é muito recente, salientando-se a elaboração da carta de risco do litoral português, em 1999. Nesta aplicação foram determinadas zonas de risco segundo determinados critérios, baseados fundamentalmente nos estudos de base elaborados no âmbito dos POOC's. Neste zonamento foram criadas três classes de risco: baixa (amarelo), média (laranja) e alta (vermelho), Figura 2.10. Este trabalho tem vários documentos cartográficos, desde fotografia aérea, levantamentos fotogramétricos e cartografia à escala 1/25 000. Apesar de ser interessante e de extrema importância, esta aplicação não teve continuidade, o que permitiria verificar e validar a classificação atribuída.

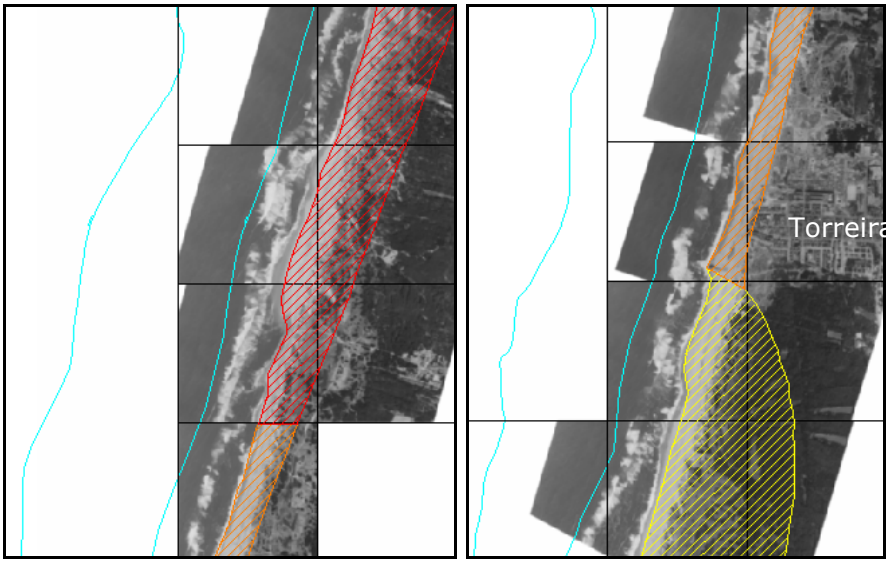


Figura 2.10 – Carta de Risco do Litoral, trecho 2 Foz do Douro – Nazaré, (INAG, 1999).

Um outro trabalho a referir é o projecto SIGAMAR, Figura 2.11, do Instituto Hidrográfico (IH), com o objectivo principal a gestão avançada de dados (hidrografia, oceanografia física e química, geologia marítima e navegação marítima) e o desenvolvimento de mecanismos de apoio à decisão (Pacheco *et al*., 2002).



Figura 2.11 - Interface gráfica do para exploração espacial (Pacheco, 2002).

Do desenvolvimento deste projecto resultaram dois produtos, disponíveis na intranet do IH, designadamente a exploração da base de dados de pontos coordenados e cobertura cartográfica (Pacheco, 2002).

Em 2004 o Instituto Hidrográfico, realizou um conjunto de trabalhos para o estudo do regime de circulação da corrente de deriva litoral, nomeadamente através da utilização de modelos numéricos e da realização de experiências de campo, tendo sido escolhido o troço de linha de costa entre a Figueira da Foz e a Nazaré. Neste trabalho foi ainda utilizado um SIG com o objectivo de aferir a adequabilidade de metodologias para o estudo de correntes superficiais na zona de rebentação e de calibrar o modelo numérico implementado no IH (SHORECIRC) (Gomes *et al*., 2004).

De acordo com Gomes *et al*., 2004, foi possível integrar a trajectórias das marcas lançadas, Figura 2.12, e os resultados do modelo numérico SHORECIRC permitindo verificar boa correspondência entre a realidade e os resultados do modelo, nomeadamente no que diz respeito ao limite de rebentação e à intensidade e direcção da corrente de deriva litoral.

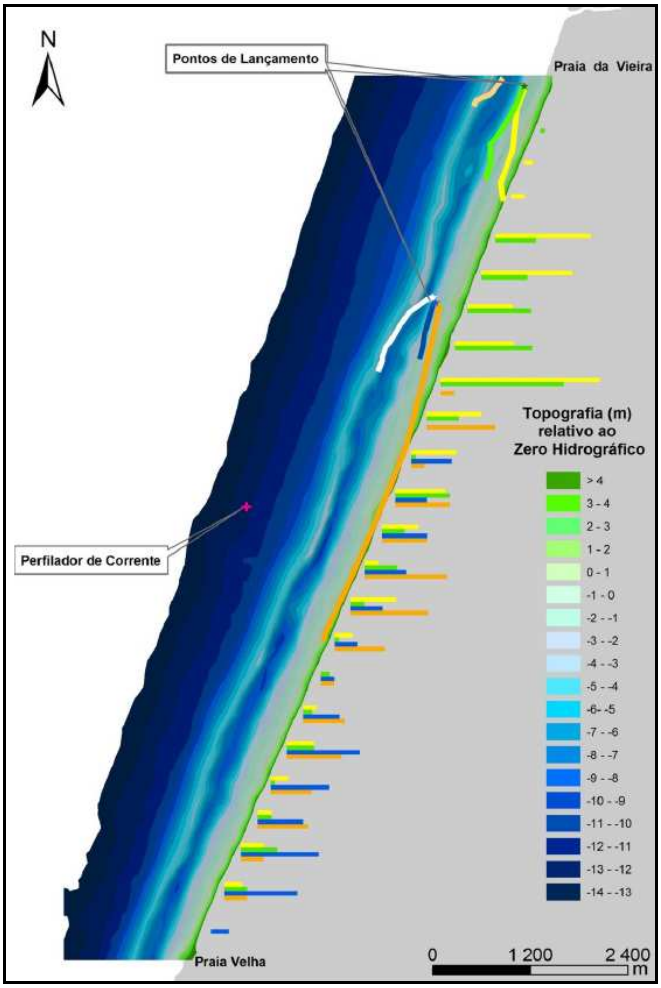


Figura 2.12 - Integração em ambiente SIG do MDT da área da experiência, trajectória das diferentes marcas, e sobreposição da trajectória das marcas e o histograma das marcas recolhidas na praia, (Gomes *et al.,* 2004).

Zózimo et al., 2005, desenvolveram uma aplicação informática o SIMAR, Sistema Integrado de Modelação da Agitação maRítima, para estudos de propagação e deformação da agitação marítima em zonas costeiras e portuárias. Este Sistema foi baseado num Sistema de Informação Geográfica (SIG) e inclui um conjunto de módulos correspondentes aos modelos de propagação e deformação de ondas.

O sistema SIMAR é constituído por três componentes principais: um software comercial de SIG (ArcGis); um conjunto de modelos numéricos de propagação de ondas e outros programas de pré e pós-processamento programados em FORTRAN (Dreans, Refdif, Simnav, Swan e Funwave); uma interface com o utilizador, integrada e desenvolvida no SIG e que permite ao utilizador aceder às funcionalidades do SIMAR, Figura 2.13.

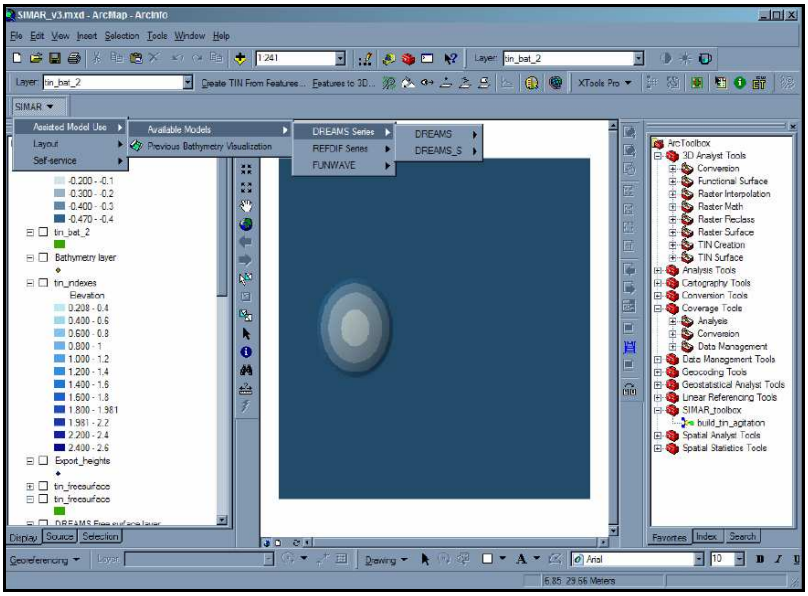


Figura 2.13 – Interface principal do SIMAR (Zózimo *et al.*, 2005).

Um outro trabalho desenvolvido por Oliveira *et al.,* 2005, utiliza uma plataforma SIG para manipular, georeferenciar, digitalizar e medir objectos presentes em fotografias aéreas, com o objectivo de estudar a evolução a médio termo da zona costeira, compreendida entre a praia da Vieira e a praia Velha, na região centro.

Ferreira *et al.,* 2005, desenvolveram uma metodologia de geosimulação para a linha de costa e para o uso do solo, para a região da Cova do Vapor, interligando o método de redes neuronais com automatização celular num ambiente SIG. Neste trabalho o SIG permitiu realizar directamente o treino dos dados, permitindo a calibração do modelo e, de uma forma simples, o valor dos parâmetros.

2.3.3 Detecção Remota na Zona Costeira

2.3.3.1 Introdução

Em muitos aspectos, a detecção remota pode ser definida como um processo de leitura. A informação é obtida remotamente por sensores que lêem os objectos, áreas ou fenómenos em estudo e a recolhem. A informação recolhida remotamente pode ser adquirida de diversas formas, incluindo variações na distribuição de forças, de ondas acústicas ou de energia electromagnética.

Os sensores electromagnéticos são geralmente operados a partir de aviões ou plataformas espaciais (satélites) para ajudar na inventariação, mapeamento e monitorização. Estes sensores adquirem dados através da emissão e reflexão de energia electromagnética originados pelos vários objectos e superfícies presentes na superfície terrestre. Estes dados após a sua análise proporcionam informação sobre o recurso em investigação.

Na detecção remota estão envolvidos essencialmente, dois processos básicos: a aquisição e a análise de dados. Os elementos do processo de aquisição de dados são as fontes de energia (a), propagação da energia através da atmosfera (b), interacção da energia com as "formas" (features) da superfície terrestre (c), retransmissão da energia através da atmosfera (d), sensores aéreos e/ou espaciais (e), geração de dados do sensor em imagens e/ou digital (f). O processo de análise (g) envolve o exame dos dados, utilizando vários equipamentos de visualização e interpretação de análise da imagens, e/ou a análise computorizada dos dados do sensor digital. Esta informação é compilada (h), geralmente em mapas de papel e tabelas, ou como ficheiros informáticos que podem ser adicionados com outros níveis/temas de informação num Sistema de Informação Geográfica (SIG). Finalmente a informação é apresentada aos utilizadores (i) que a aplicam no seus processos de decisão (Lillesand e Kiefer, 2000) (Figura 2.14).

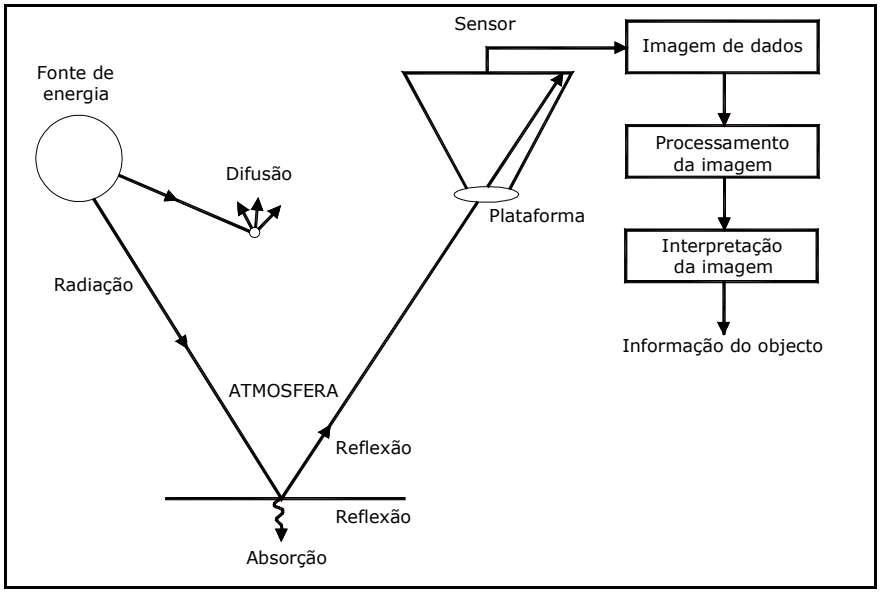


Figura 2.14 – Esquema de princípio do funcionamento da detecção remota (Konecny, 2003).

Estes dados são recolhidos por sensores, podendo ser de vários tipos (Paine e Kiser, 2003; Konecny, 2003):

Câmaras Fotográficas:

Este tipo de sensores devem apresentar requisitos rigorosos para alcançar uma elevada resolução e uma baixa distorção geométrica da imagem. A câmara é colocada numa estrutura anti-vibrática num buraco do chão de um avião. A câmara tem uma estrutura rígida no plano da imagem onde estão localizadas os pontos fiduciais, que permite a localização do ponto principal da câmara. O conhecimento do ponto principal no plano da imagem é importante, uma vez que define a orientação interior para a aplicação das leis

da perspectiva de acordo com as quais uma imagem pode ser geometricamente reconstruída.

Scanners:

Este tipo de sensores é capaz de produzir imagens num amplo intervalo do espectro electromagnético, incluindo o ultravioleta, visível e infravermelho térmico. Hoje em dia existe um vasto número de sistemas de scanner, como por exemplo os sistemas térmicos, multi-espectrais, mecânicos e electrónicos ópticos e laser. As principais características de cada um dos sistemas são:

a) Mecânicos ópticos – Contêm um único sensor, que permite o registo da irradiação do pixel da superfície da terra. Um espelho rotativo digitaliza o terreno para que uma determinada linha da superfície terrestre seja registada no tempo. Na sequência de digitalização seguinte a plataforma movimentou-se para a frente ocorrendo a digitalização da linha adjacente da superfície terrestre.

b) Laser – dirigindo a luz de um laser para o terreno de acordo com os princípios de digitalização electro-mecânica. Parte da radiação reflectida regressa ao scanner laser, permitindo a medição do intervalo de tempo entre a emissão da primeira onda luminosa e o regresso, bem como a energia recebida.

c) Electrónicos ópticos – Este tipo de imagem é possível quando uma imagem criada através de um sistema óptico é criada de uma forma linear ou em matriz por sensor CCD (charge-coupled divide)[1].

d) Térmicos – Estes sistemas consistem num varrimento da superfície terrestre captando a energia emitida pela superfície terrestre centrando-a num detector térmico de infravermelhos que converte a energia radiante num sinal eléctrico que varia com a intensidade da radiação que é recebida.

e) Multi-espectrais – Estes scanners têm um sistema rotativo ou oscilatório que realiza o scanner perpendicularmente à linha de voo. O movimento para a frente do avião resulta numa imagem bidimensional. Estes sensores conseguem separar a radiação recebida em diversas bandas espectrais que são registadas de forma independente.

Radar:

A radiação natural no intervalo do microondas do espectro electromagnético é geralmente demasiado fraca para ser útil para a geração de imagens, pelo que, o recursos à detecção passiva é rara. As imagens radar utilizam assim um sensor activo gerando a energia transmitida e reflectida na região do microondas.

A maioria dos sistemas radar transportados por avião (side-looking airborne radar) (SLAR) ou dos sistemas radar de abertura sintética (synthetic aperture radar) (SAR) tem antenas emitindo ondas radar num plano de polarização. A polarização mais

[1] Consiste num eléctrodo metálico num semicondutor de silicone separado por um óxido isolante.

frequentemente escolhida é a horizontal, embora seja possível também utilizar a vertical. Devido ao facto da dispersão do radar nos objectos poder ser despolarizada, o sinal reflectido em todas as direcções, torna possível a dispersão resultante em ambas direcções num plano polarizado.

Lidar:

O lidar, ou altimetria laser, mede directamente a distribuição espacial tridimensional de um plano proporcionando mapas topográficos de grande resolução com uma exactidão estimada elevada da altura da vegetação e da estrutura da cobertura. O lidar usa feixes laser dirigidos aos objectos alvo, tendo uma exactidão de relógio que mede o intervalo de tempo desde que o feixe laser sai do sensor até regressar, após ter sido reflectido pelo objecto alvo. Estas distâncias temporais são convertidas em distâncias permitindo a determinação das elevações verticais (Paine e Kiser, 2003).

Todos estes sensores têm como resultado final imagens. Estas imagens podem apresentar um ou mais níveis de informação de acordo com o tipo de sensor utilizado, variando também a resolução e a frequência da recolha dos dados (Figura 2.15).

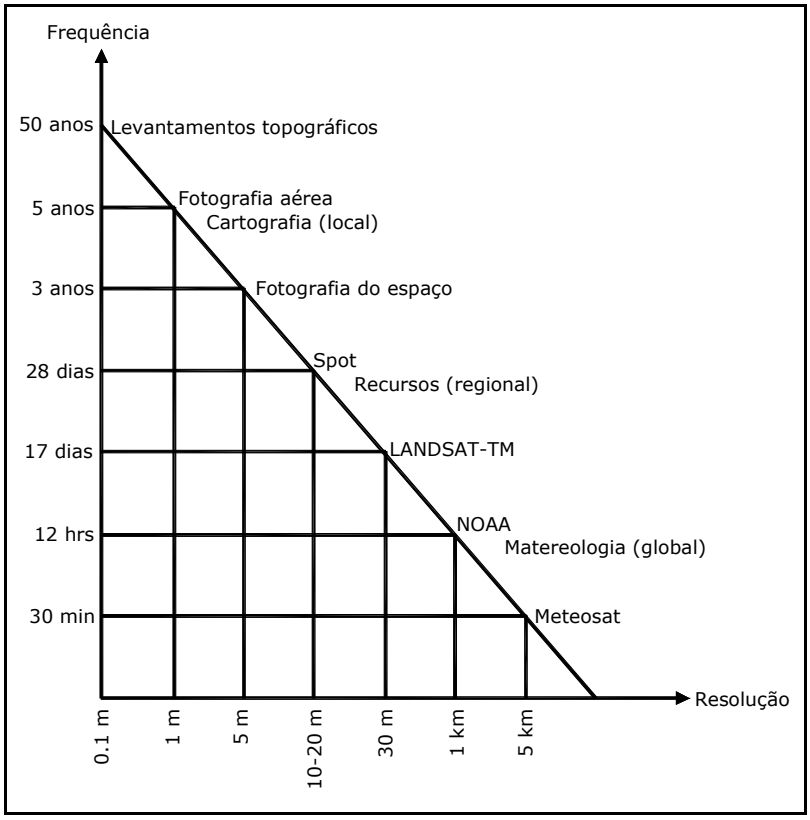


Figura 2.15 – Resolução da superfície terrestre versus frequência (Konecny, 2003).

Deste modo, pode-se dividir, de acordo com a resolução e com o nível de detalhe especial, os dados originados pela detecção remota em três grupos: a fotografia aérea, os sensores transportados e operados por avião e por satélite (Green e King, 2002).

Uma das formas mais comuns, versátil e económica de detecção remota é a fotografia aérea, apresentando uma perspectiva histórica, de fácil interpretação. As vantagens básicas que a fotografia aérea oferece nas observações sobre a superfície terrestre incluem (Lillesand e Kiefer, 2000):

- Posição de observação vantajosa – A fotografia aérea permite a visualização de vastas áreas, permitindo-nos observar as formas da superfície terrestre num contexto espacial. Paralelamente a superfície da terra é também registada para um dado momento, podendo ser extraída diversa informação, de acordo com os operadores que a visualizem. Por exemplo os hidrologistas poderão concentrar-se nas superfícies de água, o geólogo nas estruturas geológicas, entre outras.
- Registo de um momento – Ao contrário do olho humano, as fotografias podem dar-nos uma vista das condições dinâmicas de um determinado momento. Por exemplo, as fotografias aéreas são muito úteis no estudo de fenómenos dinâmicos como inundações, movimentos populacionais da vida selvagem, tráfego, derrames de petróleo e fogos florestais.
- Registo permanente – As fotografias aéreas são registos virtuais permanentes das condições existentes. Assim, estes registos podem ser estudados no gabinete, não tendo que enfrentar as condições de campo, por vezes bastante adversas, podendo uma única imagem ser utilizada por vários utilizadores.
- Sensibilidade espectral – O filme consegue "visualizar" e registar numa gama de comprimentos de onda de cerca de duas vezes mais que o olho humano (0,3 a 0,9 μm versus 0,4 a 0,7 μm). Com a fotografia, podem ser detectados e subsequentemente registados de uma forma de imagem visível UV invisíveis e energia próxima do IV. Para além do mais é possível ver determinados fenómenos que o olho humano não consegue.
- Aumento da resolução espacial e fidelidade geométrica – Com a selecção apropriada da câmara, filme e parâmetros de voo, podem-se registar inúmeros detalhes numa fotografia. Com as referências apropriadas no solo, podem-se obter medidas precisas de posição, distância, direcção, áreas, alturas, volumes, e inclinações das fotografias aéreas. Na realidade, a maioria dos mapas topográficos e planimétricos são produzidos utilizando medições de fotografias aéreas.

No entanto a fotografia aérea apresenta também algumas desvantagens, salientando-se as seguintes: possui uma resolução espectral pobre, estando geralmente numa única imagem armazenado um intervalo espectral; a digitalização de objectos requer muito tempo; o sucesso do levantamento só pode ser avaliado posteriormente, embora este facto tenha mudado com a utilização das câmaras digitais; preço das fotografias geralmente elevado (Green e King, 2002).

Relativamente aos sensores transportados e operados por avião, apresentam-se como uma alternativa à fotografia aérea e à imagem de satélite. Neste grupo enquadram-se os sensores infravermelhos térmicos (TIR), RADAR (Rádio Detection and Ranging), Compact Airborne Spectrographic Imager (CASI) e Light Induced Detection e Ranging (LIDAR). Este

grupo proporciona novas oportunidades de captar imagens de elevada resolução, reduzindo os preços de aquisição para pequenas áreas, permitindo ao utilizador final as especificações de utilização e ultrapassa os problemas atmosféricos. No entanto para pequenas formas inferiores a um metro a fotografia aérea continua provavelmente a apresenta um preço efectivo mais reduzido sendo ainda mais simples a sua utilização, verificando-se o mesmo pressuposto para grandes áreas onde a utilização de imagens de satélite apresenta um custo mais reduzido (Green e King, 2002).

Em relação aos satélites[2], apresentam em geral uma resolução bastante inferior quando comparado com a fotografia aérea e o sensores aéreos. No entanto estas imagens apresentam vantagens sobretudo pelo formato digital dos dados, pela rápida aquisição para grandes áreas, uma cobertura global, vista sinóptica, e porque de as imagens serem multi-temporais, precisas e flexíveis. Contudo apresentam limites de resolução de 1 m e para o modo multiespectral de 4 m, custo elevado para pequenas áreas, a aquisição de dados é temporalmente mais restrita que para os sensores aéreos e a impossibilidade de aquisição de dados quando surgem nuvens. No entanto com o lançamento do satélite Quickbird em 2001, a resolução das imagens apresentou uma melhoria significativa sendo agora o limite de 0.6 m.

As fotografias/imagens geradas pelos sensores são objecto de interpretação, antes de se tornarem informação útil. Actualmente, diversos estudos procuram desenvolver processos automáticos capazes de extrair informação, visto actualmente as interpretações utilizam parcialmente o sistema olho humano-cérebro. Outro sistema de interpretação que utiliza a visão é a visão estéreo, que permite a sobreposição de duas imagens tiradas de dois pontos espacialmente diferentes (Konecny, 2003).

No entanto estas operações de interpretação visual podem ser melhoradas com o processamento digital das imagens. Este processo é cada vez mais utilizado, uma vez que grande quantidade da informação obtida remotamente é disponibilizada em formato digital e pronta a ser utilizada. Assim surgem novas possibilidades de manipular e de obter informação de uma imagem digital.

Estas operações podem ser agrupados em sete grupos (Lillesand e Kiefer, 2000):

a) Rectificação e restauração da imagem – Esta operação tem por objectivo a correcção da distorção ou degradação da fotografia/imagem, criando uma representação mais fiel da realidade.

b) Melhoria da qualidade da imagem – Este processo é aplicado as fotografias/imagem, com o objectivo de melhorar a visualização ou registo de dados para uma subsequente interpretação visual.

[2] Para uma obtenção de informação mais detalha sobre as características técnicas do satélites e outra informação sobre detecção remota sugere-se a consulta de: www.igeo.pt/gdr/recursos/s07.html;

Tabela 2.2 - Satélites com sensores ópticos frequentemente utilizados (Konecny, 2003).

Tipo	Nome	Orbita	Ciclo	Swath (km)	h (km)	Resolução	Banda	País	Aplicação
Meteorológico	Meteosat	Geoestacionária	30 min	Meia Esfera	36000	5 km		ESA	Meteo, clima
	GOES-1	75º W						EUA	
	GOES-2	135º W						EUA	
	GSM	140º E						Japão	
	Insat							Índia	
	Meteor 3							Rússia	
	FY 2	105º E						China	
	NOAA	polar	12 h	2394	705	1 km	5	USA	Clima
	DMSP	polar		2400		3 km	0.58-21.5 µm	USA	Militar
	5 satellites	polar		3000			6	Rússia	Clima
	Meteor P						6 0.31-0.38 µm		
Recursos Naturais	Landsat (1-3) MSS	Sincronização solar 9:30 a 40º	18 d	185	918	80 m	3-4	USA	1972-1984
	Landsat (4-5) TM	10:30 a 40º	16 d	185	705	30 m (120 m térmico)	7	USA	1982, 1984
	Landsat 7 TM	Sincronização solar 10:00 a 40º	16 d	185	705	15 m pan 30 m MS	7	USA	1999
	Spot P 1-4	Sincronização solar 10:00 a 40º	26 d	60	832	10 m pan	1	França	1986
	Spot XS 1-4					20 m MS	3		1993
	JERS 1 OPS			75	568	20 m	7	Japão	1992
	IRS 1 A, B	Sincronização solar 9:25 no equador	22 d a 24 d	141	904	36.6 m MS	3	Índia	1988, 1991
	IRS 1 C, D				774	5.6 m pan 23.5 m MS 188 m WIFS	1 3 2		1995, 1997
Cartografia	Ikonos 2	Sincronização solar		11	677	1 m pan	1	USA	1999
	EROS A1			12	480	4 m MS	1	Israel	2000
	Quickbird			8	450	1.8 m pan 0.6 m pan 2.4 m MS	1	USA	2001

c) Classificação da imagem – Tem como objectivo substituir a análise visual dos dados da imagem com técnicas quantitativas para automatizar a identificação de elementos numa fotografia.

d) Junção de dados e integração SIG – Tem como objectivo a combinação de imagens para uma dada área geográfica, com outros conjuntos de dados georeferenciados para a mesma área, num ambiente SIG.

e) Análise de imagens hiperespectriais – Os sensores hiperespectrais dão a oportunidade de identificar e determinar várias características dos elementos em análise, aumentando o volume de informação para ser processada. Estas imagens apresentam ainda uma maior interferência da atmosfera.

f) Modelação biofísica – O objectivo é relacionar quantitativamente os dados digitais registados pelo sistema de detecção remota dos elementos biofísicos e as medições efectuadas na superfície terrestre.

g) Transmissão e compressão de imagens – A quantidade de dados recolhida pelos sistemas de detecção remota é muito elevada. Deste modo, é necessário prestar atenção ao tamanho do ficheiro das imagens para que a transmissão/distribuição ocorra facilmente por exemplo através da Internet.

2.3.3.2 Aplicações utilizando detecção remota na zona costeira

Uma vez que não é objectivo efectuar nesta dissertação um grande aprofundamento das técnicas/procedimentos em detecção remota, especialmente no que diz respeito ás imagens

de satélite, serão apenas referidos alguns exemplos aplicados à zona costeira, utilizando técnicas e dados de detecção remota.

A fotografia aérea tem sido utilizado com sucesso em muitas aplicações costeiras e continua a sê-lo, numa base repetitiva ou utilizando imagens simples ou conjuntos de imagens. El-Ashry 1977, apresenta diversos trabalhos utilizando fotografias aéreas em estudos costeiros, salientando-se o trabalho de Lueder, 1977, intitulado "A method for estimating beach trafficability from aerial photographs".

Lohr, 2003, utilizando um scanner laser obteve a elevação digital do terreno durante o período de maré baixa na vila de Langeoog, com uma exactidão máxima de 0.5 m em x e y e 0.1 em z. Este levantamento foi integrado num SIG sendo utilizado como base na gestão dos recursos hídricos e na monitorização das zonas costeiras, detecção de obstáculos, modelo 3D da cidade, etc.

Em 2000 foi realizado pela NOAA, divisão de *Coastal Services Center*, um estudo intitulado *"Topographic LIDAR: an emerging beach management tool – the northwest project".* Com este projecto pretenderam dar uma panorâmica geral da forma como o LIDAR (*Light Detention and Ranging*), uma tecnologia de detecção remota, funciona, sendo incorporados os dados recolhidos num SIG. Foram elaborados dois interfaces específicas para a análise destes dados. Um dos interfaces foi desenvolvido pelo *Washington Department of Ecology,* utilizando dados do LIDAR para criar um tema para um mapa inventário das zonas húmidas na cidade de Wesport. O outro consistiu na criação de um modelo de erosão das dunas para prever os efeitos de tempestades na ruptura das dunas (Figura 2.16), tendo sido realizado pelo *Oregon Department of Land Conservation and Development*.

Populus *et al*., 2001, apresentou os resultados de uma campanha realizada em 2000 sobre Anse de l'Aiguillon, França, utilizando a tecnologia LIDAR. Estes dados foram comparados com dois levantamentos, realizados seis meses antes, um levantamento batimétrico clássico e um transepto com um GPS diferencial. Como conclusão, Populus refere que a tecnologia LIDAR provou ser uma técnica muito promissora sobretudo nas zonas costeiras onde a sua flexibilidade e segurança são características extremamente importantes, apresentando ainda uma exactidão muito satisfatória, principalmente em zonas sem vegetação, enquanto que em áreas com vegetação fica abaixo do nível geral de detecção.

Teodoro *et al.*, desde 2002, no âmbito do projecto COSAT, tem apresentado resultados (Teodoro *et al.,* 2002, 2004a, 2004b, 2004c, 2004d, 2004e, 2004f, 2005a, 2005b, 2006 e 2007) da aplicabilidade do uso de imagens de satélite de quatro sensores diferentes: Landsat TM, Spot HRV, ASTER e MODIS no estudo de fenómenos costeiros, em particular na caracterização da quantidade de sedimentos na zona de rebentação e de padrões de rebentação. Foram efectuados diversos estudos com o objectivo de relacionar a reflectancia da água e a concentração de sedimentos suspensos. Paralelamente foi desenvolvido um SIG com o objectivo de ter informação multi-espectral com actualizações periódicas, quer da linha de costa quer da distribuição espacial da concentração de sedimentos sólidos suspensos ao longo da faixa costeira.

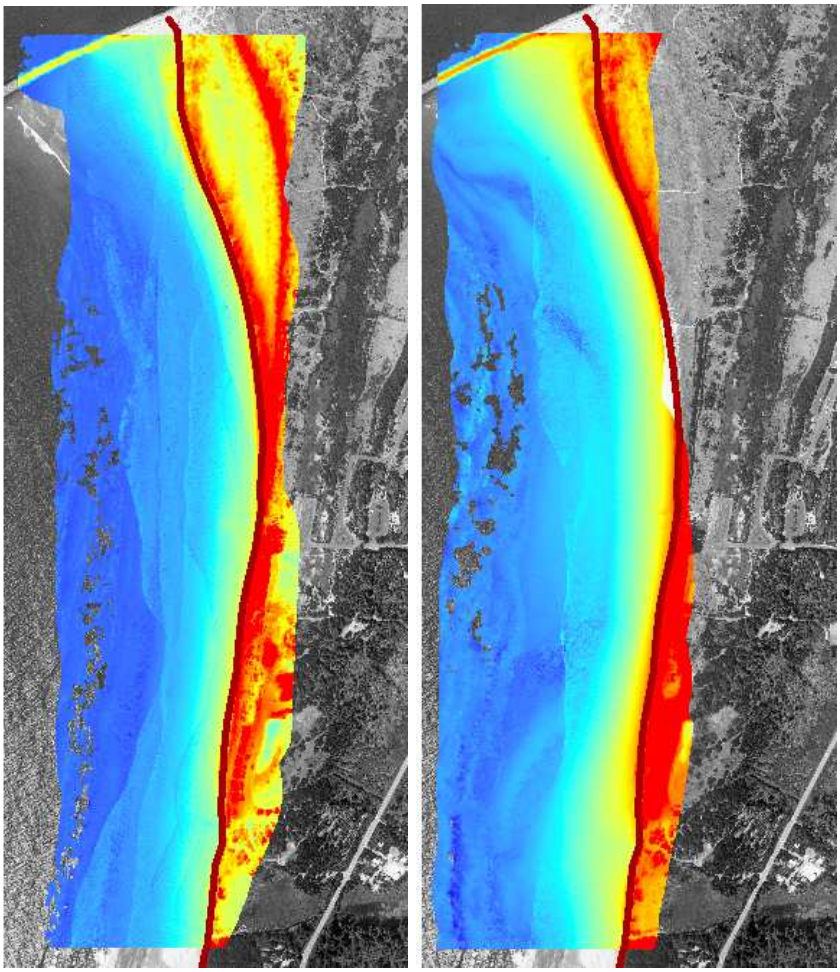


Figura 2.16 – Evolução das dunas através da comparação de dados obtidos por LIDAR, de 1997 e 1998 (NOAA, 2000).

Para além destas aplicações LIDAR, Babickenko *et al.,* 2005, utilizou este sistema na localização de fontes de poluição e de descarga na zona costeira e Dudelzak *et al.,* 2005, na identificação de espécies vegetais.

Relativamente às imagens de satélite, existe um elevado número de aplicações e trabalhos utilizando este tipo de imagens. Como foi referido estas imagens são utilizadas em estudos associados a grandes áreas geográficas, sendo aplicadas em estudos meteorológicos e climatológicos (camada do ozono, mapeamento de nuvens, precipitação, vento, previsões meteorológicas, estudos climáticos, etc. …), oceanografia (produtividade dos oceanos, correntes oceânicas, gelos, batimetria, temperatura da superfície oceânica (Figura 2.17a), etc. …), ambiente (risco de poluição, plumas, derrames de óleo, etc. …), vegetação (Figura 2.17b), catástrofes naturais (sismos, deslizamentos de terra, vulcões, inundações, fogos (Figura 2.17c), etc. …) e utilização/ocupação do solo (Figura 2.17d).

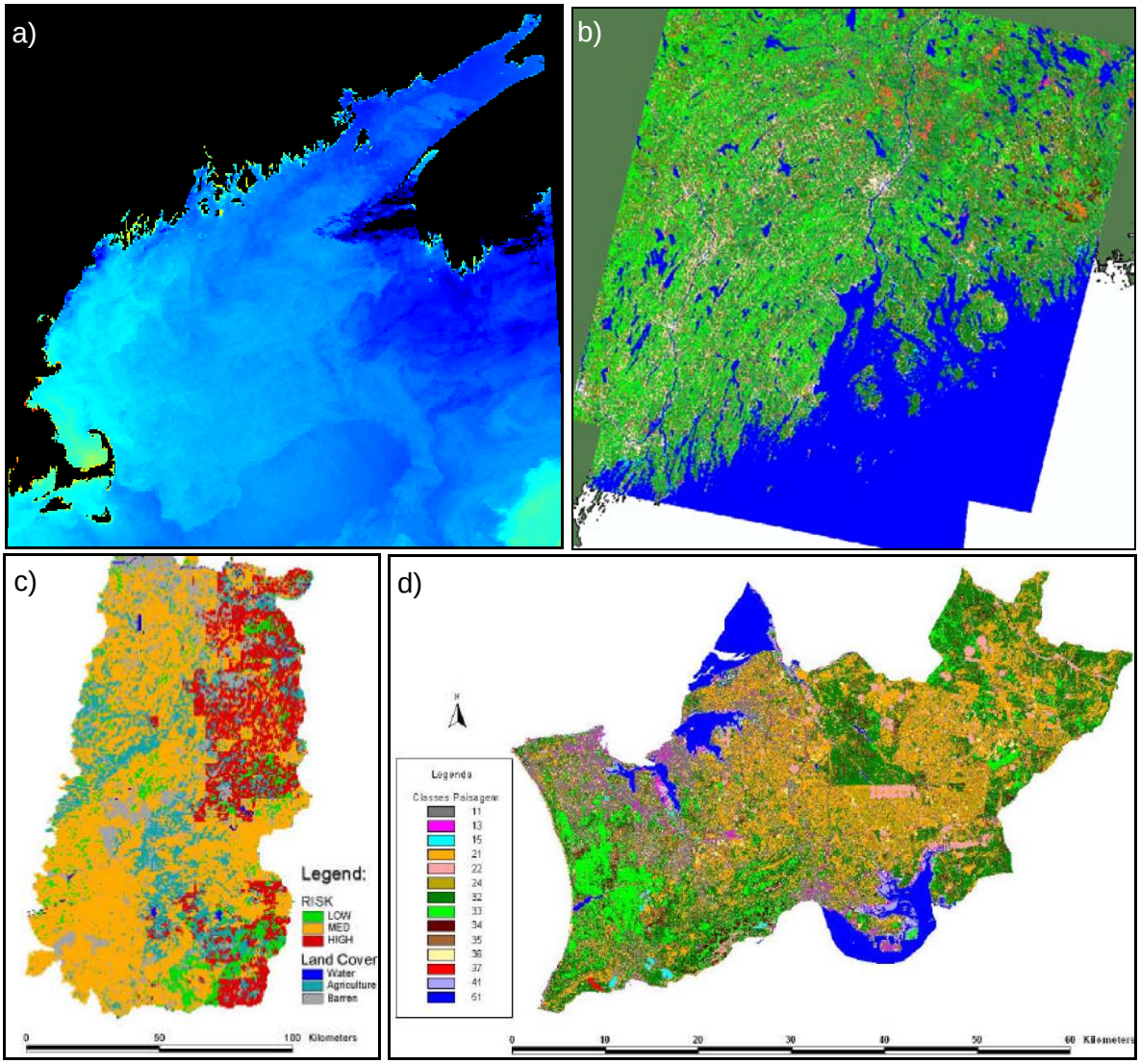


Figura 2.17 – Exemplo de aplicações utilizando imagens de satélite. a) Temperatura da superfície do mar, (NOAA, 2001); b) Cobertura da superfície terrestre, (NOAA, 2001); c) Mapa Risco Integrado de Incêndio Florestal (IFFR), (Freire, *et al*. 2002); d) Mapa de ocupação do solo para a Península de Setúbal, (Freire, *et al*. 2001.

CAPÍTULO 3

Caracterização da Zona Costeira

3. CARACTERIZAÇÃO DA ZONA COSTEIRA

3.1 Agitação Marítima

3.1.1 Geração e Propagação

A agitação marítima forma-se quando ocorrem perturbações na superfície da água, causadas pelo vento, terramotos ou forças gravíticas. Durante tais perturbações, são transferidas para a massa de água, energia e quantidade de movimento no sentido das forças que as geram.

Existem muitos tipos de ondas no oceano, variando de pequenas perturbações, vagas (*wind waves ou sea*), ondas marítimas (*swell*), ondas infragravíticas, ondas de maré e tsunamis. De uma forma genérica pode-se definir a agitação marítima como sendo do tipo vaga (sea) a que ocorre na zona de geração, passando a ser do tipo onda (swell) quando as vagas se deslocam para fora da zona de geração.

Os mecanismos através dos quais ocorre a geração da agitação pelo vento não estão ainda completamente compreendidos. Contudo, têm-se verificado alguns avanços significativos associados a novas teorias e avaliações experimentais. Algumas destas teorias de geração da agitação pelo vento constituem a base para técnicas de previsão da agitação (Sorensen, 1978).

A maioria das ondas oceânicas são ondas gravíticas, formadas pela acção do vento que, ao actuar sobre a superfície da água, forma pequenas ondas. Mantendo-se a acção do vento, estas pequenas rugosidades da superfície da água aumentam de dimensão, produzindo ondas maiores, mas cuja altura é limitada pela velocidade e duração do vento e pela extensão da superfície de água onde o vento sopra (Silva *et al*., 2004b).

As ondas mais visíveis e mais importantes, do espectro geral das ondas do mar, são as ondas geradas pelo vento. A Figura 3.1 mostra um registo típico da elevação da superfície livre da água do mar, demonstrando a natureza irregular das ondas geradas pelo vento.

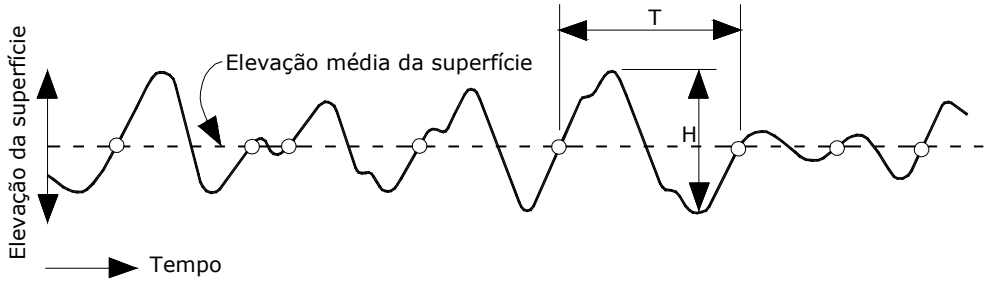


Figura 3.1 – Registo da elevação da superfície livre da água.

Os valores médios da altura e do período das ondas geradas pelo vento, aumentam com a sua velocidade, com o comprimento da zona de geração ou *fetch*, na qual o vento sopra e/ou com a sua duração. Contudo, no caso em que o *fetch* é ilimitado, com uma dada velocidade do vento e com uma determinada duração, existe um limite para o qual a altura de onda média, o período e o espectro de energia crescem. Com estas condições-limite, a

taxa de energia transmitida pelo vento à agitação é equilibrada pela taxa da dissipação da energia da onda devida à rebentação e à turbulência associada à própria onda. Esta condição, conhecida como o estado de pleno desenvolvimento da agitação – *fully developed sea (FDS)*, é utilizada para o desenvolvimento de vários espectros de agitação standard associados ao vento (Sorensen, 1978).

Algumas observações (Haslett, 2000) indicam que a altura de onda é proporcional à raiz quadrada do comprimento do fetch, estando deste modo as ondas de maior altura associadas a fetchs mais longos. Essa relação é expressa por,

$$H = 0.36 \times \sqrt{F} \tag{3.1}$$

em que H representa a altura de onda, F o comprimento do *fetch* (km) e 0.36 uma constante empírica.

Outras observações têm também mostrado que a altura de onda é proporcional ao quadrado da velocidade do vento, implicando assim que maiores velocidades de vento originam alturas de onda maiores, podendo ser traduzida pela seguinte expressão,

$$H = 0.031 \times U^2 \tag{3.2}$$

em que U representa a velocidade do vento (m/s) e 0.031 uma constante empírica.

Quando as ondas saem da zona de geração, o seu perfil torna-se mais regular e simétrico, a altura média das ondas decresce devido à dissipação da energia da onda, associada à resistência do ar e à turbulência gerada, à dispersão da energia pelas várias frequências e à dispersão lateral, (Sorensen, 1978). Como a celeridade da onda[1] depende do período, a dispersão das frequências provoca por sua vez a dispersão em grupos de ondas (na direcção do seu percurso), isto é, com o tempo as ondas mais longas seguem à frente e as ondas mais curtas seguem atrás.

McClenan e Harris, 1975, referidos por Sorensen, 1978, realizaram um estudo sobre a agitação do tipo *swell,* ao largo e junto da costa utilizando fotografias aéreas. De acordo com este estudo os autores identificaram uma elevada incidência de um ou mais grupos (train) de ondas com cristas longas e períodos de onda bastante constantes. Neste estudo foi ainda identificado em várias fotografias, cerca de quatro ou cinco grupos de ondas de direcções distintas. Estes autores referem ainda, que na região a barlamar as ondas de menor altura e de maior declividade[2], em geral, eram mais visíveis. Contudo, as ondas predominantes na zona de rebentação da mesma fotografia são ondas longas, *swell*, diferentes das observadas a barlamar, sofrendo um aumento significativo da declividade, com a ocorrência do empolamento. Estas ondas longas tendem a dominar a dinâmica da zona de rebentação e os processos de transporte sedimentar. Em alguns locais próximos da costa, observa-se a sobreposição de um grande número de grupos de ondas devido, em epscial, aos efeitos da reflexão e da refracção-difracção.

[1] Velocidade de propagação da onda, igual ao quociente entre o comprimento e o período da onda.

[2] A declividade é definida por H/L, em que H representa a altura de onda e L o comprimento de onda.

As características de um espectro[3] gerado pelo vento, dependem essencialmente, como foi indicado, do comprimento do *fetch* ou zona de geração, *F*, da velocidade do vento, *U*, da duração do vento, t_d e, com menor influência, mas também importante, da largura do *fetch*, da profundidade da água, das características de atrito do fundo, da estabilidade atmosférica e das variações espaciais e temporais do vento durante a geração das ondas (Sorensen, 1978).

As ondas são geradas de acordo com uma direcção de propagação alinhada com a direcção predominante do vento, segundo um intervalo de ângulos oblíquos (< 90º). Este intervalo de direcções diminui com o aumento do período, à medida que a onda cresce ao longo de um determinado *fetch*. Quanto menor for a largura do *fetch*, menor será a possibilidade das ondas permanecerem e atingirem uma altura relevante na área de geração.

A profundidade da água afecta a forma da superfície livre e a cinemática própria da onda e deste modo a transferência da energia do vento para a onda, limitando ainda a altura da onda máxima. O atrito do fundo dissipa a energia da onda, diminuindo a razão de crescimento e a altura final. A estabilidade atmosférica, a qual depende da relação da temperatura ar/mar, afecta o perfil da velocidade do vento próximo da superfície do mar, a tensão superficial e a forma de arrastamento da superfície da água.

A altura de onda significativa da agitação, H_s e o período associado[4], T_s, variam em função do comprimento da zona de geração, quando o vento actua com velocidade e *fetch* constantes, embora com diferentes durações, Figura 3.2.

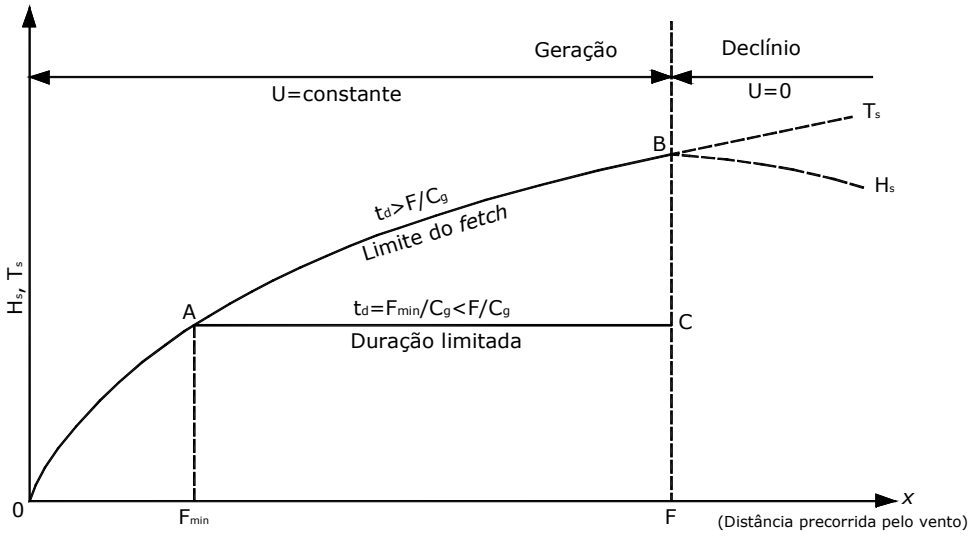


Figura 3.2 – Variação das características da agitação gerada pelo vento com velocidade constante.

Se a duração do vento exceder o tempo necessário para que as ondas percorram o comprimento total do *fetch* (i.e. $t_d > F/C_g$, em que C_g representa a celeridade do grupo de ondas) a altura das ondas aumenta no percurso OAB e as suas características no final do

[3] Sobreposição de um número elevado de componentes com diferentes frequências e amplitudes.

[4] Correspondem à média do terço superior de todas as alturas ou períodos de onda registados, respectivamente.

fetch dependerão de F (para uma dada velocidade U), sendo esta uma condição limitante do *fetch*.

Se a duração for menor (i.e. $t_d < F/C_g$) o crescimento da onda pára em OAC (x = Fmin) e a geração da onda é de "duração limitada". O crescimento da altura de onda é dado por curvas como OAC, que podem parar em OAC ou em OAB dependendo da duração do vento ou da limitação do *fetch*. Se ambos forem suficientemente elevados a curva OAB torna-se horizontal no ponto "downwind end", tendo ocorrido o estado de pleno desenvolvimento (FDS) para aquela velocidade particular do vento.

Na zona de declínio, depois do fim do *fetch*, as ondas propagam-se para o exterior da área onde foram geradas (swell), diminuindo a altura de onda significava e aumentando o período significativo, Figura 3.3.

Na Figura 3.3 é possível observar o crescimento do espectro para um determinado período de duração, ao longo do *fetch* até ser atingido o estado de pleno desenvolvimento, para uma velocidade do vento constante. A configuração do espectro não é alterada, mesmo que os *fetchs* sejam mais extensos do que o necessário para o gerar. As ondas de período mais pequeno crescem até um nível de energia limitado pela rebentação e mantém-se próximo deste nível ao longo do resto do *fetch*. O intervalo de períodos de onda para os quais este limite é aplicado cresce com a distância ao longo do *fetch* assim como cresce o espectro. Atendendo a que a transferência de energia é proporcional ao quadrado da altura de onda, verifica-se que para ondas de longo período, a quantidade de energia necessária para um dado incremento de altura é elevada. Como resultado disso, as ondas de maior altura e energia possuem um período próximo do período médio, sendo os espectros de energia-período aproximadamente simétricos. Assim pode-se concluir que o período médio das ondas, o período médio do terço superior dos períodos de onda e o período de pico do espectro de energia são, geralmente, aproximadamente iguais.

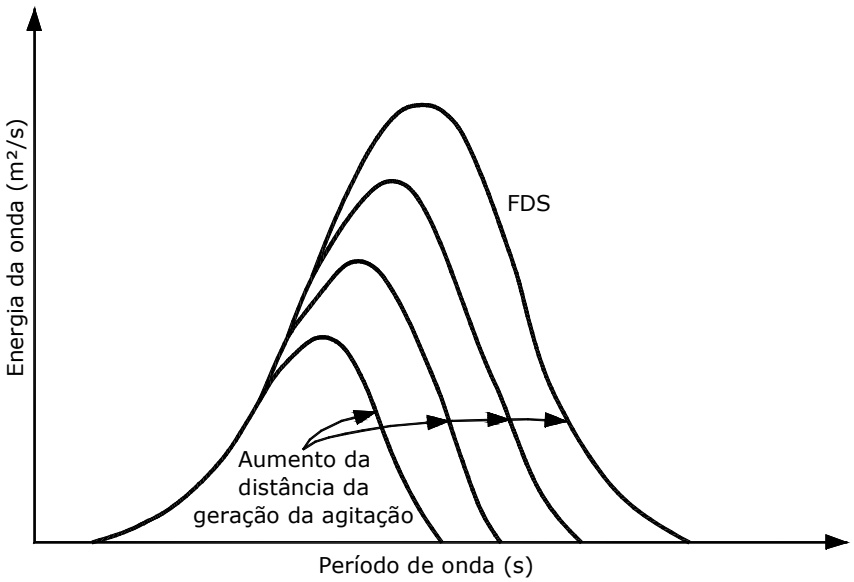


Figura 3.3 – Espectro típico de agitação gerada pelo vento, ao longo de um *fetch* de dimensão crescente, com velocidade constante.

3.1.2 Características Gerais

As ondas de superfície propagando-se num meio fluido, sem a influência de qualquer fronteira sólida são progressivas e correspondem a uma perturbação no fluido, que se desloca com uma velocidade, denominada "celeridade" da onda. Na Figura 3.4 estão representadas as características principais referentes a uma onda progressiva sinusoidal.

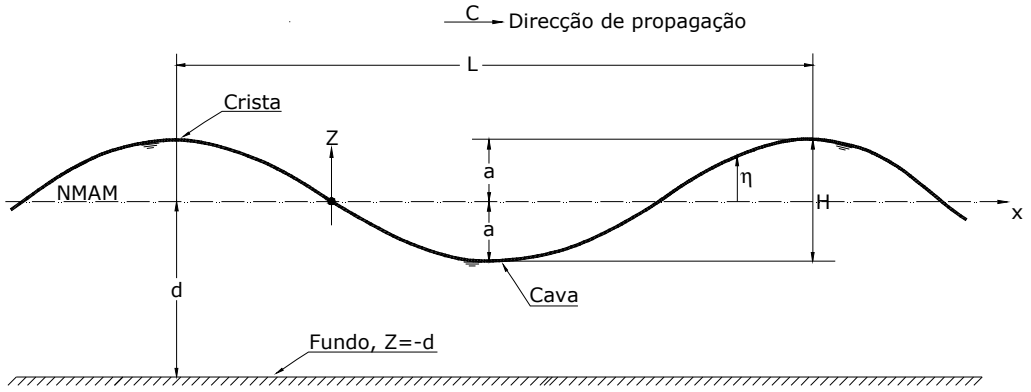


Figura 3.4 – Características principais de uma onda progressiva sinusoidal.

A elevação da superfície livre, η, de uma onda sinusoidal é descrita pela relação,

$$\eta = a\cos(kx-\sigma t) = \frac{H}{2}\left(\frac{2\pi}{L}x-\frac{2\pi}{T}t\right) \tag{3.3}$$

em que *a* representa a amplitude da onda, *k*, o número de onda, σ, a sua frequência angular, L o comprimento da onda, T o período, H a altura da onda, definida como sendo o desnível entre uma crista e uma cava, ou seja, o dobro da amplitude, no caso de uma onda simétrica.

Pela equação (3.3) a elevação da superfície livre da onda depende da abcissa x e do tempo t. Deste modo se imaginarmos um observador que se desloca com a onda, de tal maneira que, para ele, a forma da superfície se mantém constante, teremos,

$$kx-\sigma t = const. \tag{3.4}$$

e, derivando esta expressão em relação ao tempo e considerando a equação (3.3), obtém-se,

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\sigma}{k} = \frac{L}{T} = C \tag{3.5}$$

que define a celeridade da onda, C.

Deste modo, um observador fixo verá a onda como uma perturbação de superfície, como indica a Figura 3.4, e que se desloca no sentido positivo do eixo x, com uma velocidade C.

A partir da condição de impermeabilidade do fundo, z=-d, a celeridade C é dada por,

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \tag{3.6}$$

No caso de águas profundas, isto é, quando d/L>0.5 e tanh(2πd/L) ≅ 1, a equação (3.6) fica igual a,

$$C_0 = \sqrt{\frac{gL_0}{2\pi}} = \frac{L_0}{T}; \quad C_0 = \frac{gT}{2\pi} \tag{3.7}$$

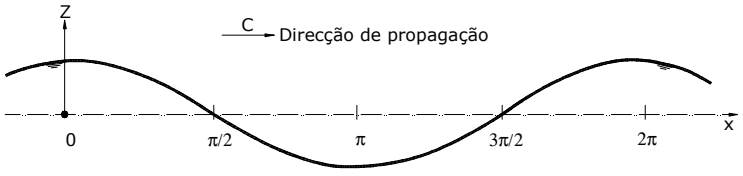
em que C_0 e L_0 representam a celeridade e o comprimento de onda em grandes profundidades, respectivamente.

Na avaliação das forças associadas à acção da agitação marítima, é necessário conhecer as velocidades e as acelerações locais do fluido para vários valores de z e t, durante a passagem da onda. A componente horizontal, u e a componente vertical, v, da velocidade local do fluido são dadas pelas seguintes equações,

$$u = \frac{agk}{\sigma}\ \frac{\cosh\{k(d+z)\}}{\cosh(kd)} sen(kx-\sigma t) \tag{3.8}$$

$$v = \frac{agk}{\sigma}\ \frac{senh\{k(d+z)\}}{\cosh(kd)} \cos(kx-\sigma t) \tag{3.9}$$

Estas equações expressam as componentes da velocidade local do fluído a qualquer distância (z+d), acima do fundo, sendo as velocidades periódicas em x e t. Para um dado valor de θ=kx-σt, as funções hiperbólicas cosh e senh, em z, conduzem a uma diminuição aproximadamente exponencial, da magnitude das componentes da velocidade com o aumento da distância relativamente à superfície livre. A velocidade horizontal positiva máxima ocorre quando θ=0, 2π, etc, enquanto a velocidade horizontal máxima na direcção negativa ocorre quando θ=π, 3π, etc. Por outro lado, a velocidade vertical positiva máxima ocorre quando θ=π/2, 5π/2, etc., e a velocidade vertical máxima na direcção negativa ocorre quando θ=3π/2, 7π/2, etc., Figura 3.5.



Velocidade	u=+; v=0	u=0; v=+	u=-; v=0	u=0; v=-	u=+; v=0
Aceleração	a_x=0; a_z=-	a_x=+; a_z=0	a_x=0; a_z=+	a_x=-; a_z=0	a_x=0; a_z=-
θ	0	π/2	π	3π/2	2π

Figura 3.5 – Variação das velocidades e acelerações locais do fluido.

As componentes da aceleração local das partículas do fluido são obtidas a partir das equações (3.8) e (3.9), através da derivação de cada equação relativamente ao tempo. Assim:

$$a_x = \frac{du}{dt} = \frac{gkH}{L} \frac{\cosh\{k(d+z)\}}{\cosh(kd)} sen(kx - \sigma t) \tag{3.10}$$

$$a_z = \frac{dv}{dt} = -\frac{agH}{L} \frac{senh\{k(d+z)\}}{\cosh(kd)} \cos(kx - \sigma t) \tag{3.11}$$

A variação da aceleração horizontal e vertical do fluido para vários valores de $\theta=kx-\sigma t$ está representada na Figura 3.5. Esta figura, que corresponde a um esboço dos movimentos locais do fluido, indica que o fluido sob a crista movimenta-se na direcção da propagação da onda e muda de direcção durante a passagem da cava. A teoria linear não prevê qualquer transporte de massa[5]. A Figura 3.6 representa por sua vez a variação da elevação da superfície livre, das componentes da velocidade e da aceleração das partículas, de acordo com a teoria linear de onda, em função da fase da onda θ.

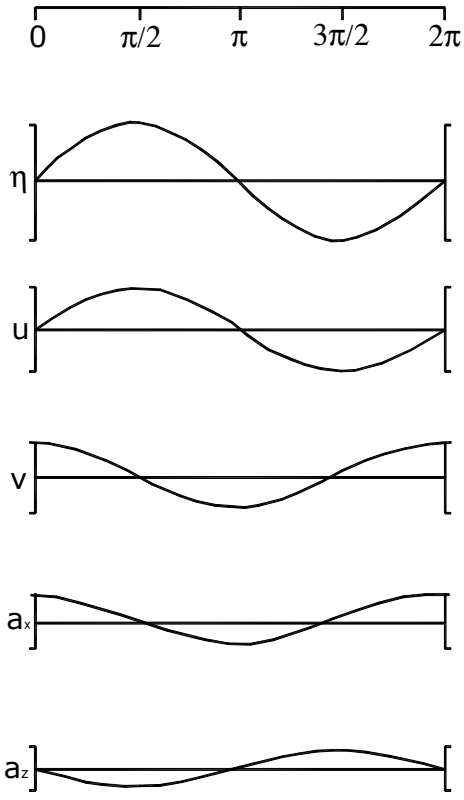


Figura 3.6 – Variação da elevação da superfície livre, das componentes da velocidade e da aceleração das partículas, de acordo com a teoria linear de Airy.

[5] Movimento de água provocado pela acção da agitação, o qual transporta água pela zona de rebentação na direcção da propagação da agitação.

Um outro aspecto importante da propagação das ondas é o movimento individual das partículas da água no seu interior. As partículas da água movem-se geralmente em órbitas elípticas em águas com pouca profundidade ou em águas de profundidades de transição, e circulares em águas profundas, Figura 3.7.

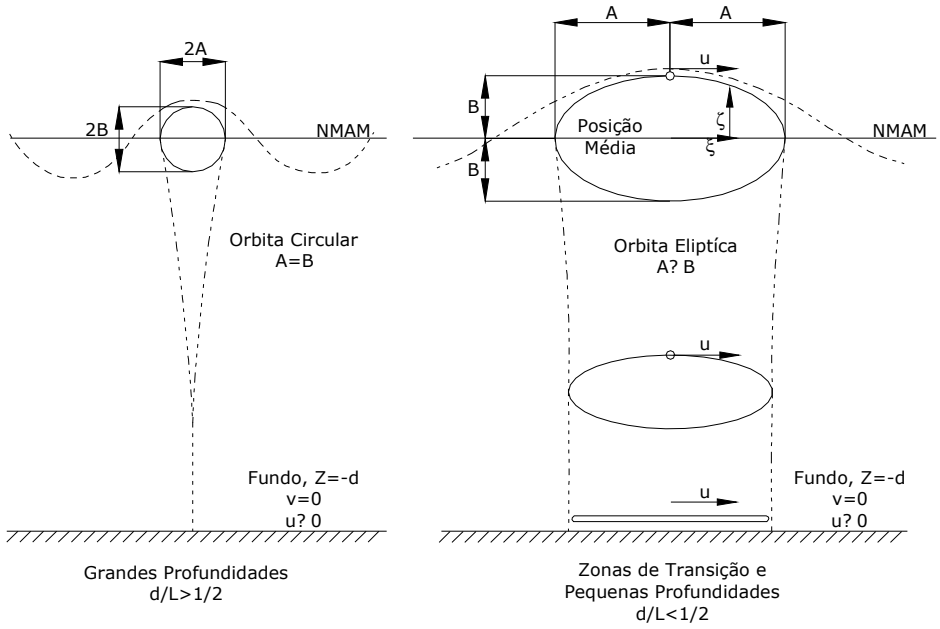


Figura 3.7 – Trajectórias orbitais das partículas do fluido.

De acordo com a teoria de onda infinitesimal de superfície, quando uma onda se propaga num meio fluido, não ocorre transporte de massa, sendo o movimento do fluido apenas local e oscilatório. A impressão de um movimento de translação de uma onda é nada mais do que uma visão instantânea do conjunto de várias partículas em diferentes fases das respectivas órbitas (Mason, 1981).

Se a posição média da partícula for considerada como sendo o centro da elipse ou círculo correspondente ao movimento orbital, então o movimento vertical da partícula, em relação à posição média, não pode exceder metade da altura de onda. Assim, se a altura de onda assumida for pequena, o movimento de qualquer partícula do fluido a partir da posição média deverá ser pequeno. Integrando as equações (3.10) e (3.11), obtêm-se os movimentos verticais e horizontais a partir da posição média, respectivamente, Figura 3.7, ou seja (Meadows e Wood, 2003),

$$\xi = -\frac{agT^2}{2\pi L}\ \frac{\cosh\{k(d+z)\}}{\cosh(kd)}\ sen(kx-\sigma t) \tag{3.12}$$

$$\zeta = +\frac{agT^2}{2\pi L}\ \frac{senh\{k(d+z)\}}{\cosh(kd)}\ \cos(kx-\sigma t) \tag{3.13}$$

em que ξ representa o deslocamento horizontal e ζ o deslocamento vertical relativamente à posição intermédia, Figura 3.7. As equações anteriormente referidas podem ser reescritas usando a seguinte relação (Demirbilek e Vincent, 2002),

$$\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 = \frac{2\pi g}{L}\ tanh\frac{2\pi d}{L} \tag{3.14}$$

obtendo-se,

$$\xi = -a\ \frac{\cosh\{k(d+\mathrm{z})\}}{\mathrm{senh}\,(kd)}\ \mathrm{sen}\,(kx-\sigma t) \tag{3.15}$$

$$\zeta = +\,a\ \frac{\mathrm{senh}\{k(d+\mathrm{z})\}}{\mathrm{senh}\,(kd)}\ \cos(kx-\sigma t) \tag{3.16}$$

ou, na seguinte forma,

$$\mathrm{sen}^2\left(\mathrm{kx}-\sigma\mathrm{t}\right) = \left[\frac{\xi}{a}\ \frac{\mathrm{senh}\,(kd)}{\cosh\{k(d+\mathrm{z})\}}\right]^2 \tag{3.17}$$

$$\cos^2\left(\mathrm{kx}-\sigma\mathrm{t}\right) = \left[\frac{\zeta}{a}\ \frac{\mathrm{senh}\,(kd)}{\mathrm{senh}\{k(d+\mathrm{z})\}}\right]^2 \tag{3.18}$$

Adicionando estas duas equações, pode-se verificar que as trajectórias elípticas são representadas pela equação,

$$\frac{\xi^2}{A^2}+\frac{\zeta^2}{B^2}=1 \tag{3.19}$$

sendo os eixos definidos por,

$$A = a\ \frac{\cosh\{k(d+z)\}}{senh(kd)}\quad e\quad B = a\ \frac{senh\{k(d+z)\}}{senh(kd)} \tag{3.20}$$

A equação (3.19) representa uma elipse com o semi-eixo maior igual a A e o semi-eixo menor igual a B. Os comprimentos A e B são medidos a partir dos movimentos horizontais e verticais das partículas da água, Figura 3.7. O movimento das partículas de água assim descrito, segundo órbitas fechadas, é o previsto pela teoria linear de ondas, isto é, as partículas do fluido regressam à posição inicial após cada ciclo de onda.

É possível visualizar na Figura 3.7 as elipses, para várias profundidades, sendo A o semi-eixo horizontal e B o semi-eixo vertical. Uma vez que a coordenada vertical z é negativa no interior do fluido, vemos que os semi-eixos A e B das órbitas vão diminuindo com a profundidade, sendo que o eixo B se anula no fundo, ou seja, quando z=-d.

Importa ainda referir e caracterizar dois casos particulares, que são o das águas pouco profundas (d/L<1/25) e o das águas profundas (d/L>1/2). Para o primeiro caso a equação simplifica-se, obtendo-se (Mason, 1981; Demirbilek e Vincent, 2002):

$$A = \frac{\mathrm{a}}{\mathrm{k}d}\ ;\ B = \mathrm{a}\frac{\mathrm{k}(d+z)}{\mathrm{k}d}\ ; \tag{3.21}$$

e no caso de águas profundas:

$$A = a\,e^{kz}\;; \quad B = a\,e^{kz}; \tag{3.22}$$

sendo "e" o número de neper.

Assim, no caso das águas pouco profundas, as órbitas são elípticas, com o eixo horizontal constante, equação (3.21), ao passo que, no caso de águas profundas, as órbitas das partículas são círculos de raios decrescentes em profundidade, uma vez que a coordenada z é negativa no interior do fluido. O raio das trajectórias orbitais decresce rapidamente, tornando-se desprezável a uma profundidade da ordem de $L_0/2$, a partir da qual o fluido pode ser considerado em repouso, Figura 3.7. Assim, as ondas de superfície afectam apenas uma área superficial do fluido, não atingindo profundidades superiores a metade do comprimento de onda (Mason, 1981).

Para alturas de água pouco profundas, em regiões pouco distantes da praia, ou seja na zona de rebentação, o movimento horizontal das partículas junto ao fundo pode ser elevado, de forma que a oscilação e a turbulência arrastam os sedimentos do fundo e colocam-nos em suspensão. Os movimentos verticais das partículas variam desde um mínimo igual a zero, no fundo, a um máximo igual a metade da altura de onda à superfície.

3.2 Fenómenos de Interacção com Fronteiras Sólidas

3.2.1 Introdução

A agitação ao aproximar-se da linha de costa, entra em regiões de profundidade de transição, onde os movimentos da onda são afectados pelos fundos e pela orientação e configuração da linha de costa. Estes efeitos incluem a redução da celeridade e do comprimento de onda, levando à alteração da direcção da crista da onda (refracção) e altura de onda (empolamento), à dissipação de energia pelo atrito do fundo, conduzindo finalmente à rebentação da onda.

A descrição destes processos é de vital importância, uma vez que estes fenómenos são os principais agentes da formação/modificação da morfologia e morfodinâmica da zona costeira.

3.2.2 Reflexão

As ondas incidentes podem ser reflectidas por fronteiras sólidas, como praias, barras (restingas), bancos de areias submersos, dunas e estruturas costeiras, podendo essa reflexão ocorrer de forma total ou parcial.

O fenómeno da reflexão das ondas de superfície num meio fluido obedece às mesmas leis gerais da reflexão das ondas noutros meios contínuos.

Pelas leis deste fenómeno, o ângulo de reflexão deverá ser igual ao ângulo de incidência. As ondas reflectidas poderão interferir com as ondas incidentes, gerando um esquema bidimensional de interferência, Figura 3.8. Caso a incidência seja normal (α=0) e o obstáculo constituído por uma parede vertical sem elasticidade, ocorrerá uma reflexão total, com a formação de ondas estacionárias, também denominadas por *clapotis* (Mason, 1981).

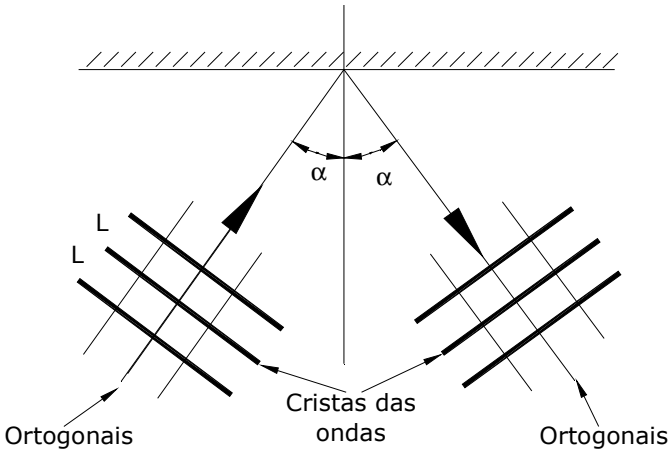


Figura 3.8 – Esquema de reflexão.

Se as ondas incidirem num plano inclinado fazendo um ângulo com a horizontal igual a β, ocorre a reflexão parcial da onda. A reflexão é caracterizada por um coeficiente de reflexão C_r, definido por,

$$C_r = \frac{H_r}{H_i} \tag{3.23}$$

em que H_i representa a altura de onda incidente e H_r a altura da onda reflectida.

A formação de uma onda totalmente estacionária pode ser entendida, imaginando-a como devida a uma onda progressiva à qual se sobrepõe uma onda reflectida de igual amplitude e propagando-se em sentido contrário, isto é (Mason, 1981),

$$\eta = a\, sen(kx + \sigma t) \tag{3.24}$$

Somando duas equações deste tipo, obtém-se:

$$\eta = 2a\, senkx \cos\sigma t \tag{3.25}$$

ou seja, uma onda com amplitude igual ao dobro da amplitude da onda incidente.

Esta onda estacionária provoca oscilações do fluido nos pontos nodais fixos, $kx=n\pi$, ou $nL/2$. A onda representada pela equação (3.25) está esquematizada na Figura 3.9, e o nível da água entre posições limites indicadas pela linha a cheio e pela linha a traço interrompido. Para x=0, L/2,..., nL/2, o nível de água permanece constante. Os pontos a meia distância entre os nodos designam-se de antinodos ou ventres e neles é máxima a variação do nível de água.

A análise da trajectória das partículas fluidas, Figura 3.9, demonstra que executam movimentos oscilantes. Nos nodos, o movimento de oscilação das partículas é horizontal, nos ventres o movimento é vertical e nos pontos intermédios as trajectórias oscilantes das partículas são inclinadas.

Uma vez que nos ventres o movimento das partículas é vertical, nada seria alterado se, nestas secções, existissem paredes verticais impermeáveis. Esta situação ocorre nas bacias portuárias fechadas por paredes verticais e sujeitas a oscilações estacionárias (Figura 3.10).

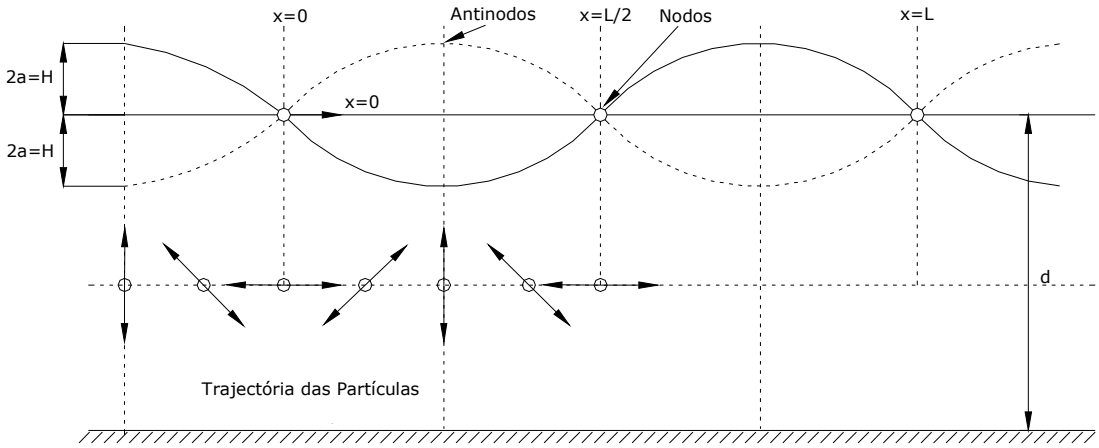


Figura 3.9 – Representação de uma onda estacionária (clapotis).

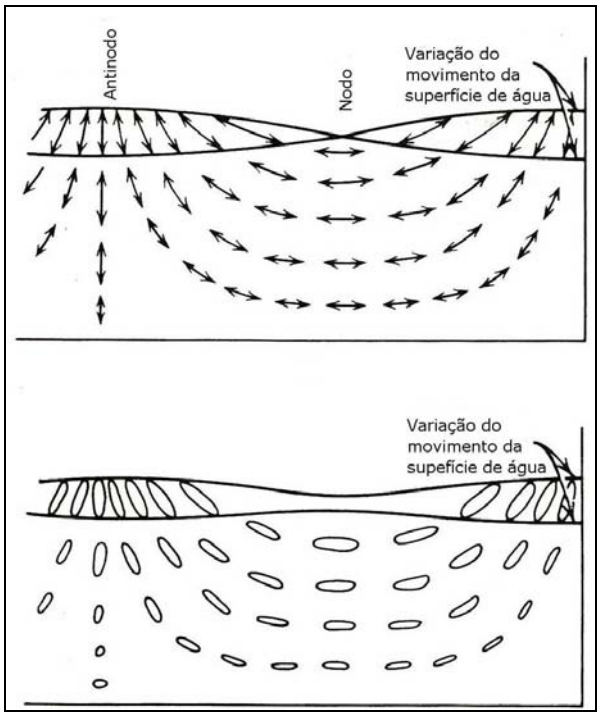


Figura 3.10 – Reflexão de ondas (a) Hr/Hi=1.0 (onda estacionária) e (b) Hr/Hi=0.5.

3.2.2.1 Refracção

A refracção da agitação é a gradual reorientação da direcção de propagação da crista da onda, relativamente ao ângulo da orientação dos fundos ou devido à existência de correntes (Carter, 1995), Figura 3.11.

Deste modo, se uma onda progressiva tiver a sua linha de crista formando um determinado ângulo com as batimétricas, a onda sofrerá uma deformação, porque as parcelas da crista da onda que se deslocam em águas de maior profundidade terão maior celeridade. A linha da crista da onda tenderá, pois, a deformar-se e a alinhar-se com as batimétricas, visto que a celeridade das ondas, equação (3.6), depende da profundidade, (Veloso-Gomes, 1981; Mason, 1981).

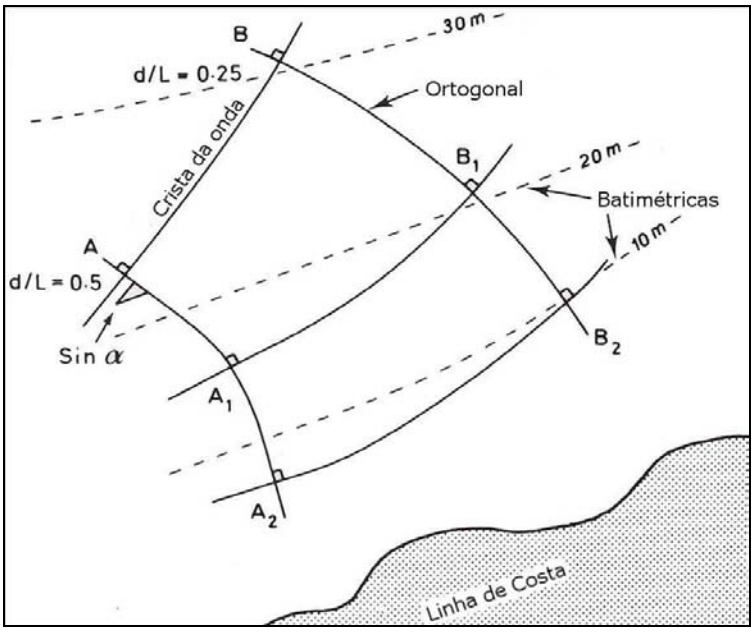


Figura 3.11 – Diagrama de refracção.

A celeridade depende essencialmente da profundidade da água e do comprimento de onda. A importância relativa destes parâmetros depende da razão entre estas duas variáveis, ou seja, d/L. Quando d/L>0.5, a celeridade é apenas função do comprimento de onda, ou do período da onda. Quando d/L<0.04, a equação (3.6) reduz-se à equação (3.26), estando a celeridade apenas dependente da profundidade da água, ou seja,

$$C = \sqrt{gd} \tag{3.26}$$

Quando a altura de onda é significativa em relação ao comprimento de onda ou à profundidade da água, a equação da celeridade torna-se mais complexa tornando-se um fenómeno não linear.

A altura, período e direcção das ondas em águas profundas podem ser previstas através de cartas sinópticas (prognósticos do tempo) ou directamente através de bóias. As mudanças devido ao fenómeno da refracção podem ser estimadas com um elevado grau de certeza, através da construção dos diagramas de refracção. Estes diagramas podem ser elaborados através de fotografias áreas, mas são geralmente construídos gráfica ou numericamente. Os diagramas de refracção da agitação mostram as ortogonais da crista da onda perpendicularmente às linhas batimétricas, fornecendo informação sobre a distribuição energética ao longo da costa, Figura 3.12.

Quando as ortogonais divergem, a energia por unidade de comprimento de crista diminui e em oposição quando as ortogonais convergem a energia aumenta. A importância da detecção de zonas de convergência de energia da onda, ou seja zonas com elevados coeficientes de refracção, está intimamente relacionada com a selecção de locais para a implantação de estruturas marítimas, que devem ser evitados.

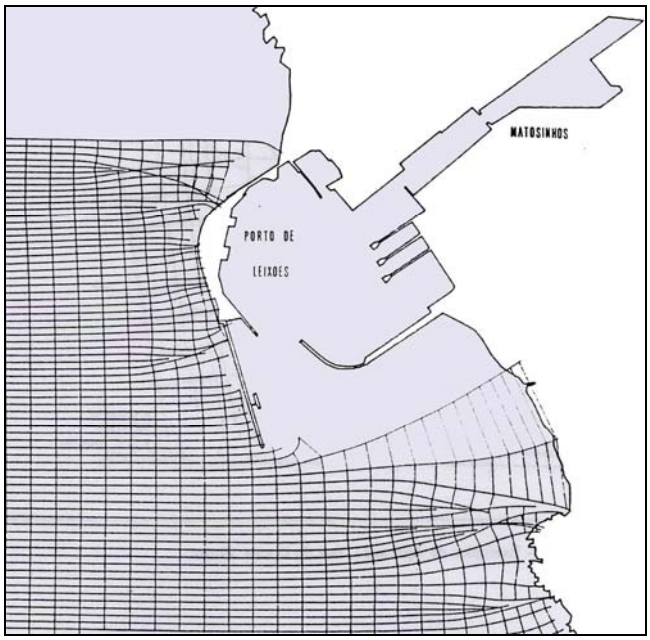


Figura 3.12 – Modelo de refracção para o Porto de Leixões.

A razão de divergência ou de convergência pode ser medida através do coeficiente de refracção, K_r , traduzido pela raiz quadrada da razão dos espaçamentos entre ortogonais em zonas de profundidade da água distintas. Partindo de águas profundas onde essa largura valerá b_0, as ortogonais sofrem uma deformação com o avanço das ondas, devido à variação das batimétricas, passando o espaçamento entre ortogonais a ter um valor genérico igual a b_1 (Carter, 1995), Figura 3.11 e Figura 3.13.

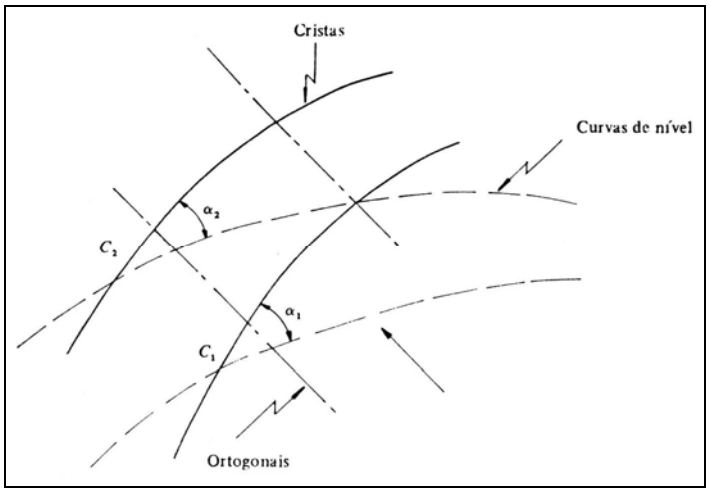


Figura 3.13 – Mudança direccional da crista da onda.

Assim, relativamente ao valor inicial, o coeficiente de refracção pode ser dado pela expressão,

$$K_r = (b_0/b_1)^{0.5} = (\cos\alpha_0/\cos\alpha_1)^{0.5} \quad (3.27)$$

em que α_0 e α_1 representam os ângulos entre a crista da onda e a ortogonal, Figura 3.11 e Figura 3.13, nas duas posições consideradas.

Esta metodologia pode ser aplicada sucessivamente a cada estágio de avanço da onda entre batimétricas consecutivas, existindo dois métodos para a construção de diagramas de refracção.

O primeiro método de construção de diagramas de refracção desenvolvido é conhecido como o método da crista de onda. Este método consiste no mapeamento de cristas de onda, iniciando-se para um dada posição em profundidades elevadas, os pontos da crista avançam perpendicularmente à crista por um número inteiro de comprimentos de onda, sendo desenhado uma nova posição da crista. Este processo é repetido até ao diagrama de refracção estar concluído. O número inteiro de comprimentos de onda pode ser calculado pela seguinte expressão,

$$\frac{d}{L}\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)=\frac{d}{L_0} \tag{3.28}$$

Após todas a posições da crista de onda para o empolamento estarem desenhadas, linhas ortogonais são construídas perpendicularmente à crista da onda no intervalo desejado (Sorensen, 1978).

O segundo método, designado método das ortogonais, é baseado na lei de Snell (conhecida da óptica), a qual pode ser derivada tendo em consideração a Figura 3.11. Um grupo de ondas que se propaga com um determinado espaçamento (ignorando a reflexão da onda por espaçamento) onde a profundidade decresce instantaneamente de d_0 e d_1, provocam o decréscimo da celeridade e comprimento de onda de C_0 e L_0 para C_1 e L_1 respectivamente. Assim, para ortogonais com espaçamento igual x e um intervalo de tempo T, o $\sin\alpha_0 = C_0T/x$ e o $\sin\alpha_1 = C_1T/x$. Dividindo,

$$\frac{sen\,\alpha_0}{sen\,\alpha_1}=\frac{C_0}{C_1}=\frac{L_0}{L_1} \tag{3.29}$$

obtém-se a lei de Snell. Aplicando a equação 3.29 à refracção da onda num talude de praia com inclinação suave, α_0 e α_1 tornam-se os ângulos entre a crista da onda e as batimetricas nos sucessivos pontos das ortogonais, e C_0 e C_1 as velocidades nos pontos onde α_0 e α_1 são medidos (Sorensen, 1978; Mason, 1981).

Sorense, 1978, descreve de uma forma detalhada a construção de diagrama de refracção utilizando a técnica gráfica para o método das ortogonais, pelo que se recomenda a sua leitura para a obtenção de informação mais pormenorizada.

A variação da velocidade em qualquer local é dada pela razão C/C_0, em que C representa a celeridade da onda local e C_0 é o equivalente em águas profundas. A partir da teoria linear ou de Airy obtém-se:

$$C/C_0 = C_{\text{transição}}/C_{\text{águas profundas}} = \tanh kd \tag{3.30}$$

Este fenómeno de deformação da onda é de elevada importância no estudo de obras costeiras, visto que a refracção, juntamente com outros fenómenos de deformação das ondas, determinam a altura das ondas no local em estudo a partir das características das ondas ao largo. Da mesma forma é importante a detecção de zonas de convergência de

energia das ondas, ou seja zonas com elevados coeficientes de refracção, que estão intimamente relacionados com a selecção de locais para a implantação de estruturas marítimas. Além disso, o fenómeno da refracção pode também afectar a batimetria dos fundos e eventualmente a linha de costa.

Quando as ondas atravessam uma batimetria irregular, passam sobre um afloramento rochoso ou se movem para água menos profundas, as ortogonais podem tornar-se quase paralelas com as batimétricas. Nestas circunstâncias a onda pode ser reflectida nela mesma, ao longo de uma localização conhecida – cáustica, Figura 3.14 (Carter, 1995). A convergência de ortogonais adjacentes poderia indicar, com base na teoria, que a onda teria uma altura infinita, o que não acontece. O lado da onda da cáustica é designado como zona "iluminada" e o lado sem onda é conhecido como zona de "sombra". São geralmente reconhecidos três tipos de cáusticas – a suave, a do tipo ilha e a de extremidade, Figura 3.14. Perto da cáustica o campo de ondas é muito complexo e as alturas de onda podem aumentar cerca de 60%. Em teoria, a zona de sombra não deveria receber qualquer energia, mas devido ao diferencial de alturas que atravessam a cáustica a energia difunde-se através dela.

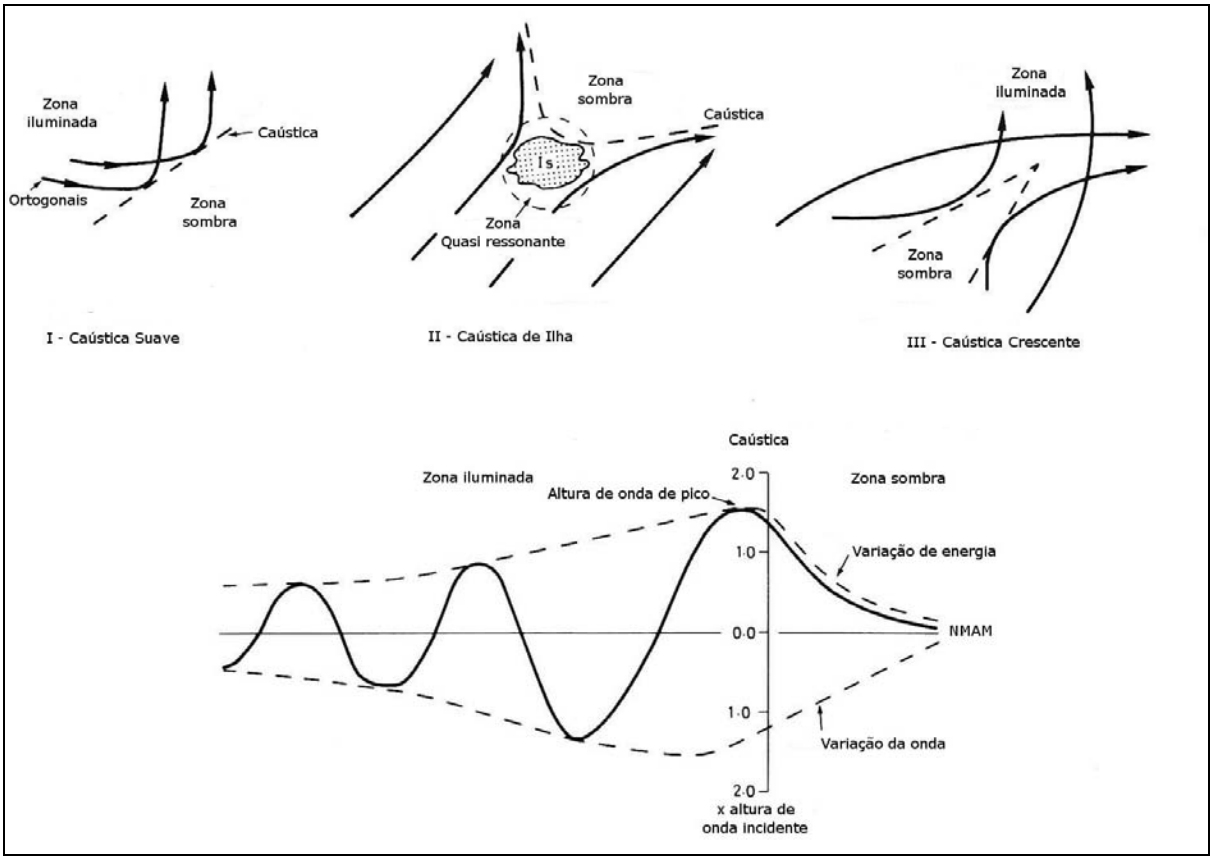


Figura 3.14 – Esquema dos vários tipos de cáusticas
(I- suave, II- do tipo ilha, III- de extremidade) e secção transversal.

Devido à complexidade real do campo de ondas resultante, muitas cáusticas comportam-se como "filtros", conduzindo à refracção de uma parte da onda. O conhecimento destes "filtros" são de elevada importância na dinâmica da costa, para a determinação de padrões de dissipação de energia da agitação junto à costa.

3.2.2.2 Difracção

A difracção da agitação constitui um fenómeno pelo qual ocorre uma transferência lateral de energia ao longo da crista da onda, quando esta é interrompida por um obstáculo, difundindo-se perpendicularmente à direcção dominante da propagação da onda. É um fenómeno comum associado a quebramares, cabos, ilhas, barras submersas, restingas e quando existe interacção com correntes.

Considerando um sistema de ondas interrompido por uma barreira como um quebramar, uma parte da agitação incidente será reflectida pela estrutura, outra rebenta, ou ocorrem os dois fenómenos. Assim, a parcela da onda que passa pela extremidade da estrutura será a fonte de um fluxo de energia, essencialmente ao longo da direcção da crista da onda, para a região a sotamar da estrutura. Uma ilustração simples deste fenómeno é apresentada na Figura 3.15, em relação a um quebramar de comprimento infinito. A difracção ocorre no lado protegido do quebramar, de modo a que a perturbação da onda é transmitida para a "zona geométrica de sombra" (Dean e Dalrymple, 1994). Em geral, a altura de onda diminui ao longo da crista da onda para sotamar da estrutura.

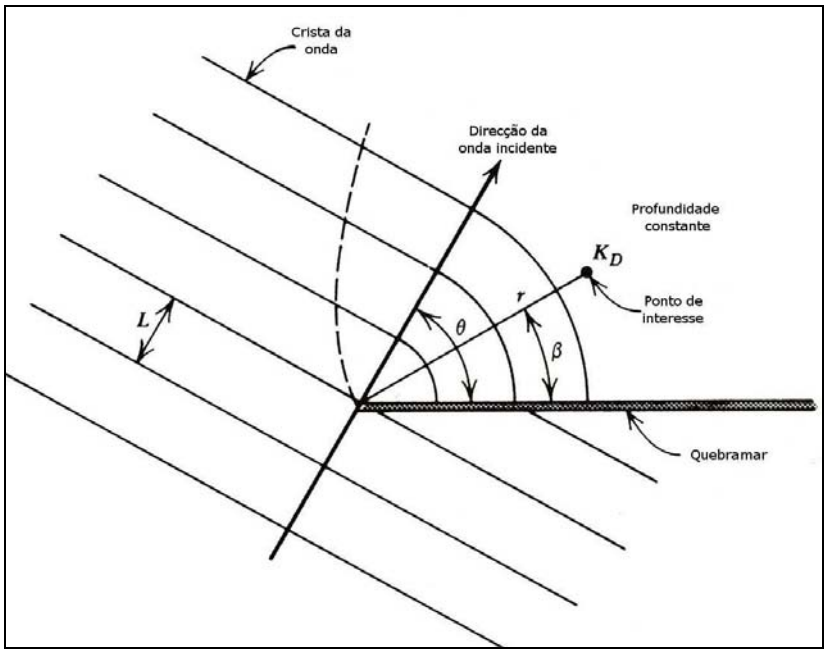


Figura 3.15 – Diagrama de difracção.

O estudo do problema da difracção é complexo. Os modelos físicos e numéricos ajudam a compreender problemas específicos, baseados nas teorias da acústica e das ondas de luz, aplicadas a ondas marítimas, para o caso de uma profundidade de água constante e para estruturas rígidas impermeáveis. Diversos autores apresentam os seus resultados em gráficos apropriados para aplicação em estudos e projectos de obras marítimas. Nesses gráficos são apresentadas isolinhas dos coeficientes de difracção, K_d, definidos pela relação entre a altura da onda num ponto da região interior do quebramar, H_d e a altura da onda incidente, H_i, sendo K_d função de (θ, β, r/L), em que θ, β e r são os parâmetros definidos na Figura 3.15, isto é,

$$K_d = \frac{H_d}{H_i} \tag{3.31}$$

A compreensão quantitativa dos efeitos da onda difractada é relevante no planeamento e avaliação do comportamento das estruturas portuárias, incluindo a extensão e a localização de vários elementos de absorção da energia da onda no perímetro do porto. É também importante considerar os efeitos da difracção nos casos de propagação de ondas ao longo de grandes distâncias, em que são apenas considerados os efeitos clássicos da refracção da onda, indicando zonas de convergência de ondas e de concentrações de energia extremamente elevadas. Esta energia tende a estar concentrada nos pares de ortogonais convergente, podendo alguma desta energia ser transmitida pelos raios onde as ondas apresentam menor energia (Dean e Dalrymple, 1994).

3.2.2.3 Empolamento

Quando a agitação se propaga para regiões de pequenas profundidades de água ocorre o empolamento. A velocidade e o comprimento de onda decrescem nas zonas de baixa profundidade, e deste modo a energia por unidade de área de onda aumenta, aumentando a altura de onda. No entanto o período de onda mantém-se constante. Quando a crista da onda se apresente uma grande declividade, torna-se instável, projectando-se para a frente e rebentando.

O fenómeno de empolamento ocorre quando se toma como base de análise a relação d/L_0 = 0.5, verificando-se que não ocorrem interacções significativas entre a onda e os fundos até que $d/L_0 < 0.25$, Figura 3.16.

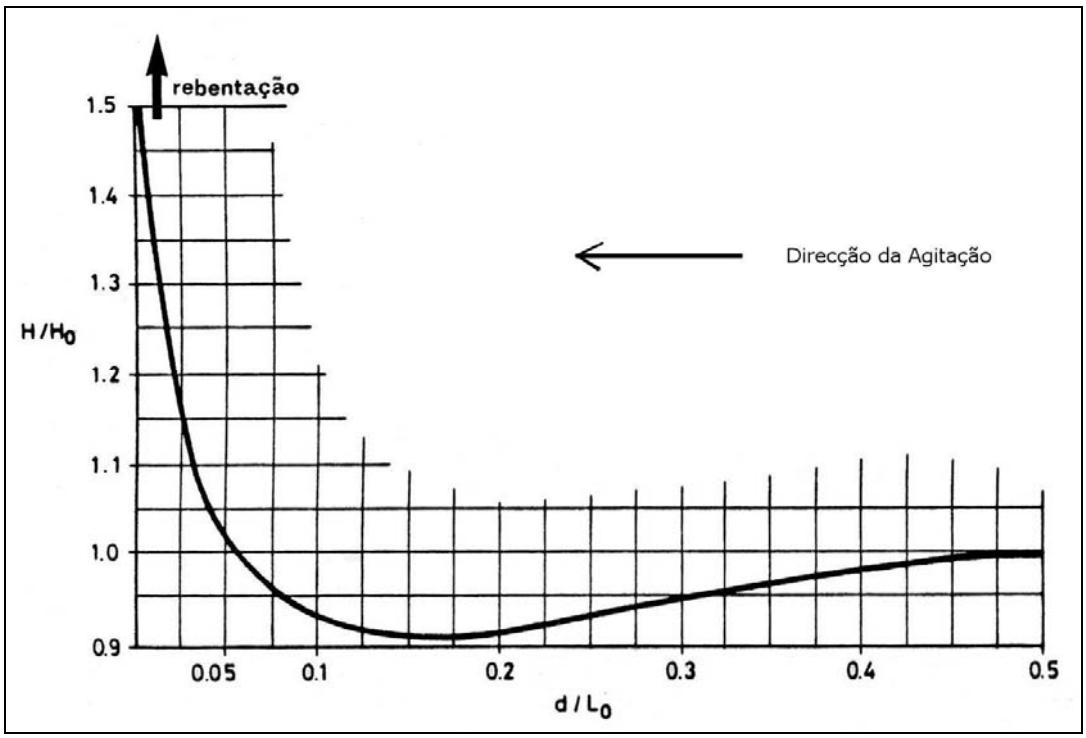


Figura 3.16 – Variação teórica da altura de onda em função da profundidade relativa, supondo que pode atingir a altura H sem rebentar (teoria linear).

A partir da equação de energia da onda, é possível estabelecer a seguinte relação,

$$\left(\frac{H}{H_0}\right)^2 = \frac{\cosh^2 \frac{2\pi d}{L}}{\operatorname{senh} \frac{2\pi d}{L} \cosh \frac{2\pi d}{L} + \frac{2\pi d}{L}} \tag{3.32}$$

Pode-se constatar que H/H_0 atinge um valor mínimo (= 0,913) para $d/L_0 = 1/2\pi \cong 0{,}159$ e que teoricamente, supondo a não ocorrência de rebentação e a inexistência de perdas de energia, $H/H_0 \to \infty$ quando $d/L_0 \to 0$.

A presença dos fundos exerce uma resistência ou atrito ao movimento da onda, provocando alguma perda de energia. A perda é manifestada pela mudança na forma da onda e pela deformação dos movimentos orbitais oscilatórios simples, característicos das águas profundas. À medida que d/L_0 diminui, a teoria linear de ondas deixa de ser totalmente aplicável. As cristas de ondas apresentam um comprimento cuja magnitude é da ordem do comprimento de onda, onde as velocidades das partículas e as órbitas tornam-se mais assimétricas, Figura 3.17, (Carter, 1995).

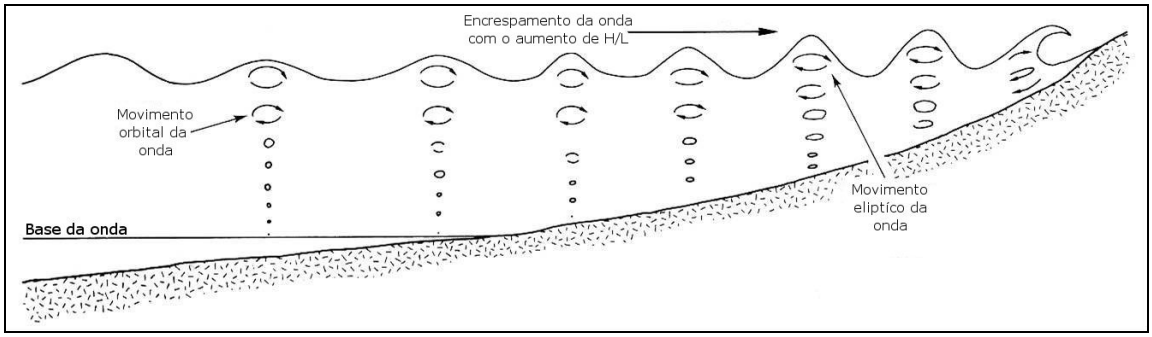


Figura 3.17 – Aumento da assimetria das ondas com a aproximação da costa.

Com o empolamento ocorrem também outras alterações, embora as ondas tentem conservar a energia, massa e quantidade de movimento através de uma série de mecanismos, muitos deles não lineares, envolvendo turbulência, rebentação e decomposição harmónica, não existindo contudo ainda um conhecimento completo de todo este fenómeno. Ocorrem variações de energia, massa e quantidade de movimento, sendo talvez a transformação da energia a melhor documentada, e que é fundamental para a compreensão de outros fenómenos associados aos processos costeiros (Carter, 1995).

3.2.2.4 Rebentação

O fenómeno do espraiamento da onda envolve, frequentemente, uma fase prévia de instabilidade, a rebentação. Em certos casos, porém, poderá ocorrer uma reflexão total ou parcial sem existir necessariamente rebentação. É exemplo disso o caso em que intervém um talude muito inclinado e a ondulação é de pequena altura e de longo período.

O tipo de rebentação e a sua localização em relação ao talude têm bastante interesse no estudo do espraiamento, da estabilidade das estruturas costeiras e do transporte sedimentar na zona de rebentação. As teorias e formulações disponíveis, relativas à

determinação das características do espraiamento, reportam-se ou são aplicáveis a uma das duas seguintes situações:

- ondas que atingem as estruturas sem ocorrência de rebentação;
- ondas que rebentam sobre as estruturas ou sobre a praia que a antecede.

A rebentação das ondas está relacionada com a instabilidade hidrodinâmica provocada pelo aparecimento de profundidades sucessivamente menores na direcção da propagação, levando a que a velocidade horizontal da água na crista (U_{cr}) exceda a velocidade do grupo da onda (U_{gb}). Nesse caso, de acordo com o critério de instabilidade, $M=U_{cr}/U_{gb}>1$, ocorre a rebentação. Infelizmente, não é fácil de determinar U_{cr}, tendo sido propostas abordagens alternativas ao parâmetro M, baseadas, por exemplo, na altura de onda relativa na rebentação ($\gamma=H/d$), na declividade da onda (H/L), na assimetria da onda (L_2/L_1) e nas diferentes velocidades da crista e da cava, de acordo com a teoria de onda solitária (Carter, 1995), Figura 3.18.

A rebentação está também associada a fenómenos de turbulência, emulsionamento de ar e dissipação de energia.

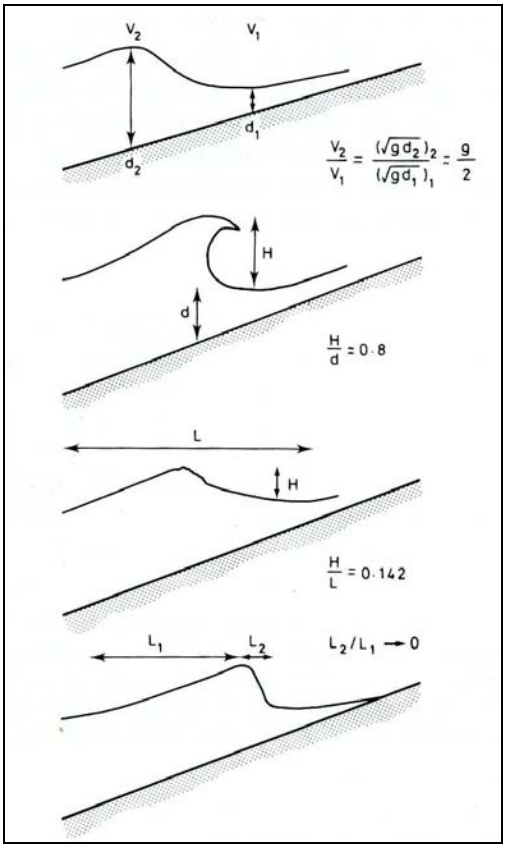


Figura 3.18 – Metodologias para identificação do tipo de rebentação da onda: razão entre velocidades da onda, razão altura de onda /profundidade, declividade da onda e assimetria da onda.

A rebentação da onda pode ser de vários tipos: progressiva *(spilling breaker)*, mergulhante, basculante ou em voluta *(plunging breaker)* e oscilatória ou oscilante *(surging breaker)*, dependendo do comprimento de onda, altura de onda, fundos e inclinação da praia (talude).

A rebentação progressiva ocorre em fundos quase horizontais, para valores de H_0/L_0 em geral superiores a 2% e é caracterizada pelo aparecimento e progressivo desenvolvimento de uma emulsão de água e ar (espuma) na zona frontal da crista (carneiros), mantendo-se a crista com uma configuração aproximadamente simétrica, Figura 3.19. A energia é dissipada por turbulência, apresentando a onda, nos momentos que antecedem a rebentação, características semelhantes às de uma onda solitária (Veloso-Gomes, 1981).

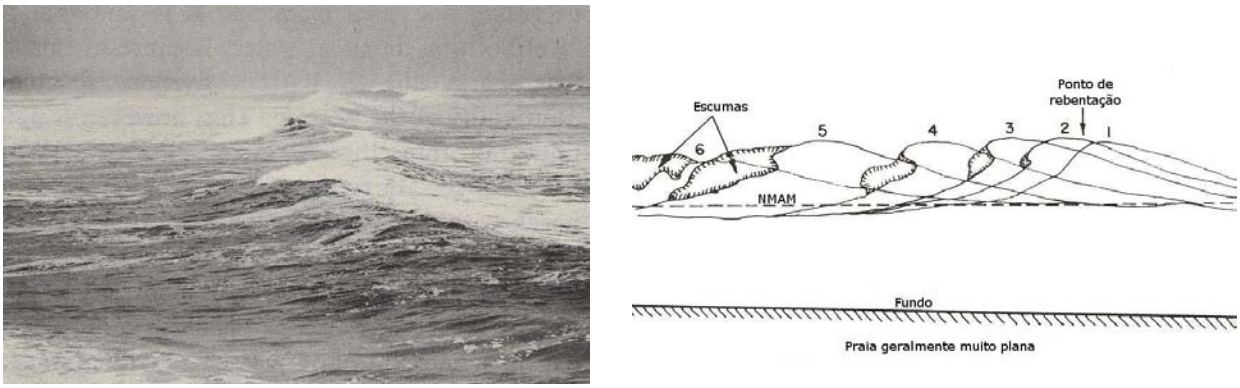


Figura 3.19 – Rebentação progressiva.

A rebentação mergulhante ocorre com uma acentuada e característica deformação da crista da onda (tipo voluta), instantes após a zona frontal da crista se tornar praticamente vertical. Essa deformação é tal que se verifica o envolvimento de uma bolsa de ar, até que ocorre uma projecção frontal da respectiva massa fluida e um rápido emulsionamento de ar à superfície e em profundidade, Figura 3.20. Os fenómenos de turbulência são muito intensos, bem como as solicitações dinâmicas que provoca. A forma resultante em nada se assemelha à configuração da onda inicial (Veloso-Gomes, 1981).

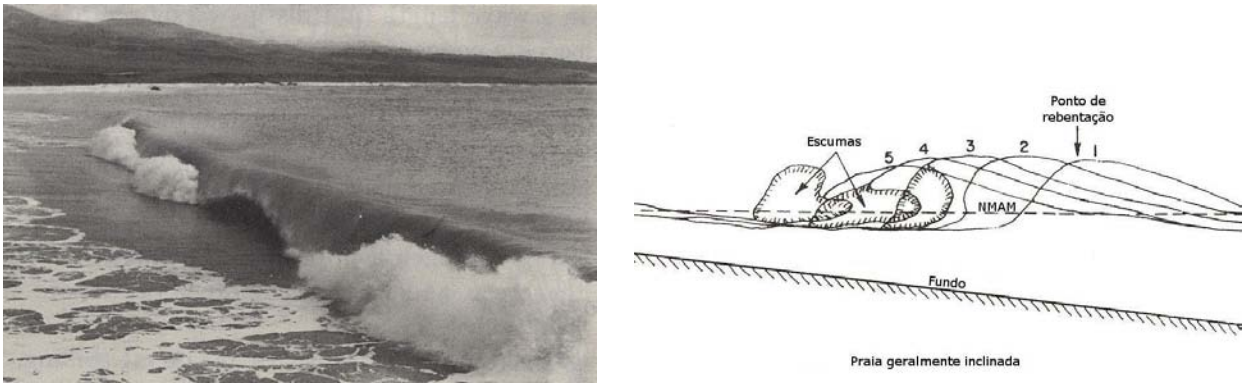


Figura 3.20 – Rebentação mergulhante.

Para taludes muito íngremes pode ocorrer o tipo de rebentação dita oscilatória. Na sua fase inicial assemelha-se à rebentação mergulhante, mas posteriormente ocorre um adiantamento da zona inferior da onda que leva ao colapso da crista (*collapsing breaker*). O fenómeno de reflexão adquire importância significativa neste tipo de rebentação, Figura 3.21. Noutras situações o referido colapso não é notório, havendo apenas um movimento de "vai e vem" (*surging breaker*) (Veloso-Gomes, 1981).

A classificação da rebentação apresentada na Figura 3.22, Galvin, 1968, é também muito conhecida.

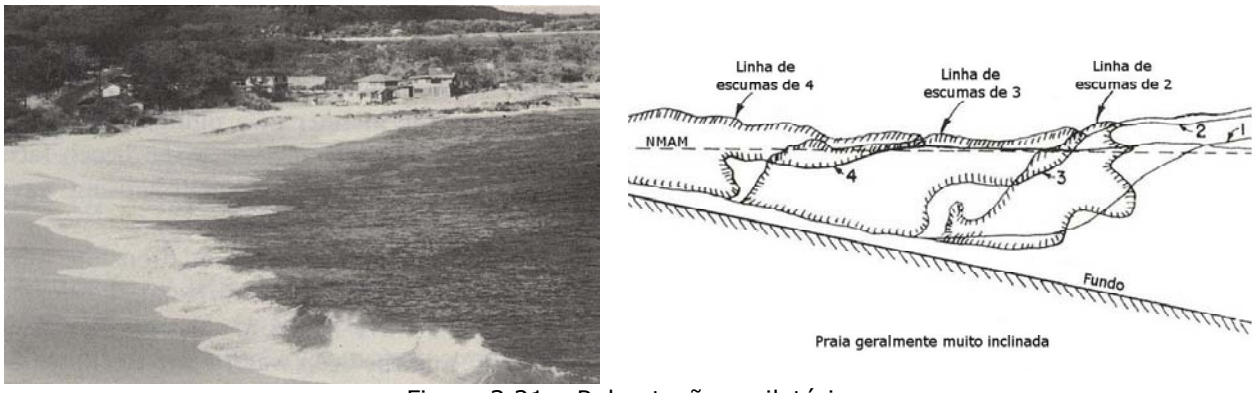


Figura 3.21 – Rebentação oscilatória

De acordo com Fredsoe e Deigaard, 1992, Galvin encontrou a relação entre a geometria da onda e o tipo de rebentação. Para além dos tipos de rebentação referidos anteriormente Galvin identificou um quarto tipo de rebentação designada de colapsante, localizada entre a mergulhante a oscilatória. Baseado em observação de rebentação de ondas em canais de laboratório, Galvin encontrou uma boa relação para prever tipos de rebentação utilizando $H_\infty/L_\infty Tan^2\beta$ ou $H_b/gT^2Tan\beta$, onde ∞ se refere a parâmetros de ondas de águas profundas e H_b é a altura de rebentação e $Tan\beta$ a inclinação do talude. Estas razões combinam a inclinação do talude ($Tan\beta$) e a declividade da onda expresso por H_∞/L_∞ ou H_b/gT^2 (desde que $L_\infty \propto gT^2$).

A Figura 3.22 traduz graficamente a relação entre a inclinação do talude e a altura de rebentação de onda para os quatro tipos de rebentação. De referir ainda, de acordo com a Figura 3.22, que o tipo de rebentação é influenciado amplamente pela inclinação do talude e pela altura de onda na rebentação embora este com menor influencia.

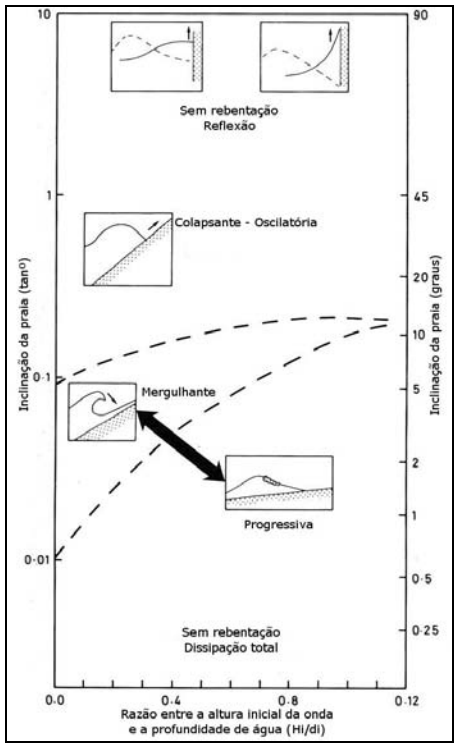


Figura 3.22 – Classificação da rebentação, Galvin (1968).

Battjes (1974), rearranjou as razões do numero de Iribarren, ξ, apresentadas por Galvin para águas profundas e próximas da costa, também conhecido por *surf sumilarity parameter*, traduzido pela seguinte relação para grandes profundidades,

$$\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_0 / L_0}} = \sqrt{\frac{g}{2\pi}} \frac{T \tan\beta}{\sqrt{H_0}} \tag{3.33}$$

em que H_0 representa a altura de onda ao largo e T o período de onda.

Para zonas de profundidade reduzida, equivalente à zona de rebentação, ξ_b,

$$\xi_b = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_b / L_0}} \tag{3.34}$$

em que H_b representa a altura de onda na rebentação, L_0 o comprimento de onda em grandes profundidades e β o ângulo que o talude faz com a horizontal.

No entanto os limites, para separar e classificar os diferentes tipos de rebentação variam de autor para autor. Na Tabela 3.1 apresentam-se os valores que são frequentemente referidos na bibliografia.

Tabela 3.1 – Valores limite utilizados na classificação dos diferentes tipos de rebentação.

Autor	Progressiva	Mergulhante	Colapsante	Oscilatória
Battjes (1974)	$\xi_0 < 0.5$	$0.5 < \xi_0 < 3.3$	-	$\xi_0 > 3.3$
	$\xi_b < 0.4$	$0.4 < \xi_b < 2.0$	-	$\xi_b > 2.0$
Balsillie (1986)	$\xi_b < 0.64$	$0.64 < \xi_b < 5.0$	-	$\xi_b > 5.0$
Okazaki e Sunamura (1991)	$\xi_0 < 0.5$	$0.5 < \xi_0 < 2.5$	$2.5 < \xi_0 < 3.7$	$\xi_0 > 3.7$

Segundo Fredsoe e Deigaard, 1992, a diferença entre os dois critérios para definição do tipo de rebentação são consideráveis, podendo se tidas em conta com indicados da incerteza envolvida na previsão das características da rebentação.

A energia da onda que atinge o talude é essencialmente dissipada por turbulência, particularmente no caso da rebentação mergulhante. A energia remanescente é convertida em energia potencial ao longo do processo de espraiamento, ocorrendo também perda por atrito no fundo, percolação e alteração do perfil. A energia não dissipada é reflectida.

O tipo de rebentação indica também o modo de dissipação de energia. Na rebentação progressiva a turbulência começa na crista e envolve gradualmente a frente da onda. Esta progressão é um fenómeno superficial contínuo ao longo de uma distância com vários comprimentos de onda, tal que apenas uma pequena concentração da pressão dispersiva atinge o fundo. A rebentação mergulhante, por outro lado, é um processo mais violento, ocorrendo numa região correspondente a 2 ou 3 vezes a altura de onda, com uma dissipação de energia numa área mais pequena, embora os movimentos do fluido relacionados com a rebentação não estejam ainda de todo compreendidos. Nas ondas progressivas a formação de vórtices é diminuta, embora nas ondas mergulhantes ocorra a formação de um jacto na crista, atingindo frequentemente o fundo e causando erosão. A velocidade de rotação do vórtice é menor do que a velocidade da onda, sendo possível

verificar a imersão de sedimentos/bolhas como pedaços de espuma nas zonas a sotamar da rebentação (Carter, 1995).

Enquanto que a forma da rebentação é conhecida, pelo menos qualitativamente, o mesmo não se pode dizer da estrutura cinética. O recurso às teorias de ondas é praticamente inadequado na previsão das condições de rebentação (Carter, 1995).

A rebentação de um conjunto de ondas irregulares não se verifica no mesmo ponto, Figura 3.23, sendo por isso mais apropriado definir uma faixa de rebentação dependente do espectro de agitação, nível de água do mar e perfil do fundo. Na Figura 3.23, pode ser observada esquematicamente a rebentação da agitação irregular, mostrando a continuidade da distribuição de Rayleigh relativamente à altura de onda relativa (H/H_0) na zona de rebentação (linha cheio) e a distribuição do rebentamento da onda (linha a tracejado). Esta faixa de rebentação pode-se estender por várias centenas de metros num fundo de pequena inclinação.

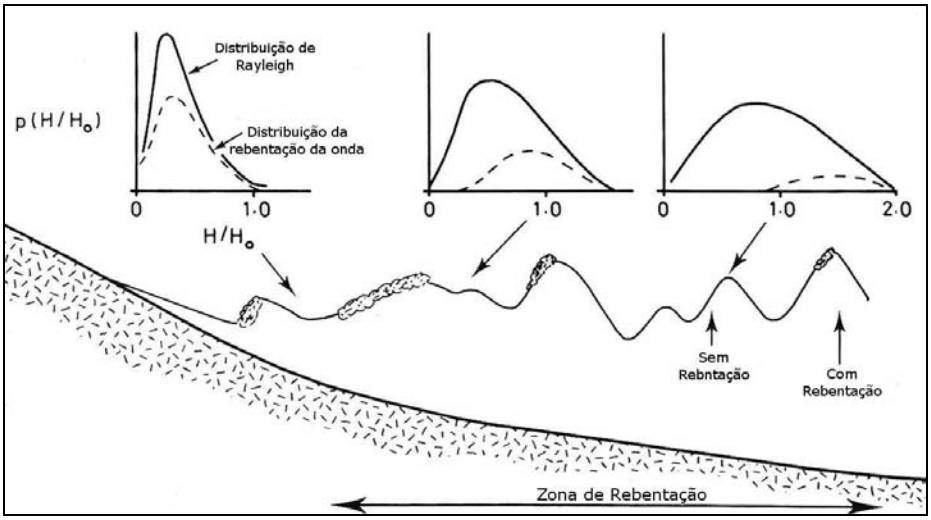


Figura 3.23 – Representação esquemática da rebentação para a agitação irregular.

Entre a zona de rebentação inicial e a costa pode existir a designada zona de espalhamento *(surf),* que nesta dissertação será inserida na zona de rebentação. As ondas que sofrem rebentação atravessam a zona de rebentação como uma grande vaga (ondas de translação). Em alguns casos, particularmente sobre um fundo com topografia assimétrica, estas vagas podem voltar a transforma-se numa nova onda e rebentar sucessivamente.

3.2.2.5 Espraiamento e Refluxo

Após a rebentação das ondas surgem os fenómenos de espraiamento e de refluxo. Nestes processos pode ocorrer infiltração, por percolação, devido à permeabilidade da praia, Figura 3.24. A dissipação da energia da onda associada a este fenómeno depende da rugosidade e da permeabilidade dos sedimentos da praia (Carter, 1995).

Designa-se por espraiamento (*swash*) o movimento da massa de água após atingir um talude de uma praia ou estrutura costeira. O nível máximo atingido por uma onda ("*run-up-height*" ou apenas "*run-up*") medido na vertical, relativamente ao nível de repouso designa-se por cota máxima de espraiamento.

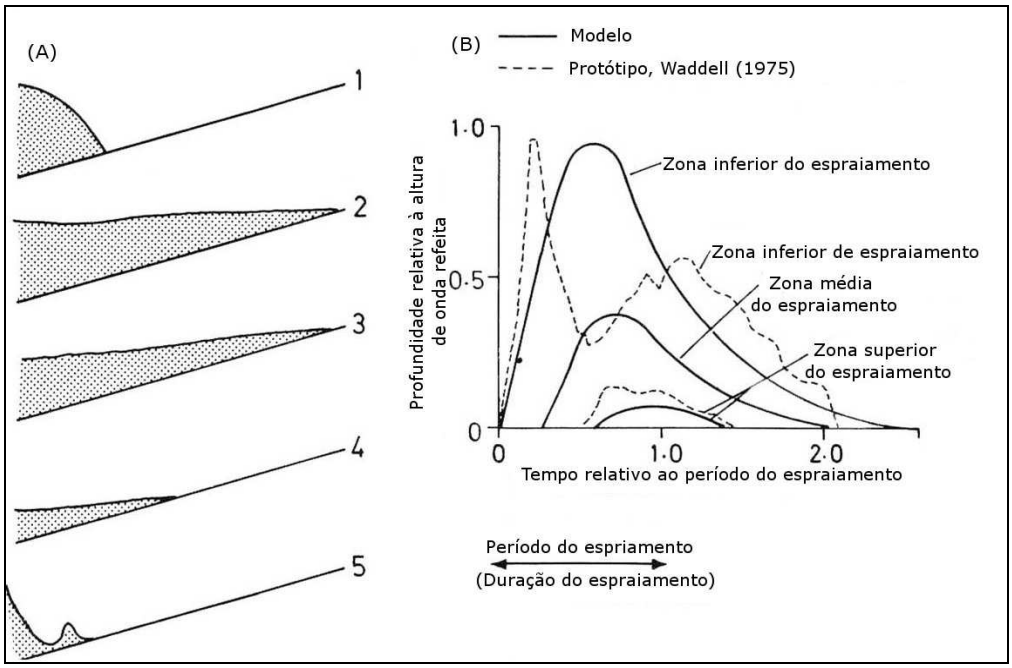


Figura 3.24 – Evolução temporal da superfície livre da água durante o espraiamento (1-5) (A) e comparação entre valores de espraiamento previstos e observados (B).

O espraiamento das ondas na costa pode provocar a erosão da praia, em especial quando ocorrem tempestades. Deste modo e devido à sua importância um número considerável de investigadores concentrou-se na sua medição e analise dos dados em função das condições da agitação ao largo e da morfologia da praia. Paralelamente, foram também realizados estudos envolvendo obras de defesa costeira nomeadamente obras aderentes, esporões e quebramares (Komar, 1998), visto a quantificação do espraiamento ser importante para o estabelecimento de critério de projecto.

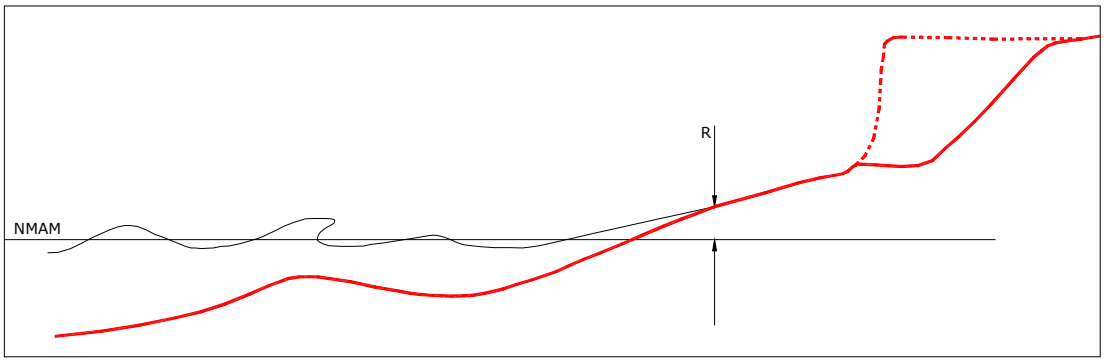


Figura 3.25 – Definição de espraiamento máximo.

O nível máximo de espraiamento depende de vários factores, incluindo a altura de onda, o período de onda, a forma e o ângulo de aproximação da onda, a inclinação do talude, a rugosidade da praia, a altura de água no inicio da praia e do interface da onda na costa (Carter, 1995). As diversas fases deste fenómeno hidrodinâmico iniciam-se na vizinhança da praia, culminando com o espraiamento propriamente dito. Os sucessivos fenómenos de espraiamento são intercalados por fenómenos de "refluxo" (*backswash*), correspondendo ao "refluxo máximo" (*run-down*) a cota mais baixa atingida neste fenómeno. O refluxo máximo poderá ser positivo ou negativo em relação ao nível de repouso inicial.

O espraiamento está associado a duas componentes: a sobrelevação do nível médio do mar devido à acção das ondas (*setup*) e o fluxo da onda na praia (*swash*). Diversos trabalhos têm sido desenvolvidos na tentativa de definir uma teoria que possibilite a previsão do espraiamento relativo da agitação. (Veloso-Gomes, 1981; Smith, 2003; Coelho, 2005;). Diversas relações empíricas foram também propostas, (Veloso-Gomes, 1981; Carter, 1995; Coelho, 2005).

Uma dessas expressões foi apresentado por Battjes, 1971 que, utilizando uma aproximação espectral obteve a seguinte expressão (Carter, 1995),

$$R_{2\%} = 0.6\, T_z \left(g H_{1/3} \right)^{0.5} \tan\beta \tag{3.35}$$

em que T_z período, $H_{1/3}$ altura significativa e $R_{S2\%}$ representa o nível de espraiamento apenas excedido por 2% dos valores registados.

Mase, 1989, sugere expressões baseadas em dados de laboratório para praias impermeáveis e com inclinações entre 1/5 a 1/30 (Smith, 2003),

$$R_{2\%} = 1.86\, H_0\, \xi_0^{0.71} \tag{3.36}$$

em que H_o representa a altura de onda significativa ao largo e ξ_o o parâmetro de Battjes, calculado com base na altura de onda significativa e comprimento de onda ao largo. No entanto medições efectuadas em campo por Holman 1986, Nielsen e Hanslow 1991, apresentam valores consistentemente menores do que os previstos pelas expressões, chegando mesmo exceder os dados obtidos por Holman em cerca do dobro, (Smith, 2003).

Os modelos matemáticos conhecidos que abordam o fenómeno do espraiamento são bastante simplificados e com grandes desvios em relação à realidade física. A sua aplicação terá de ser necessariamente dirigida a casos muito restritos e as conclusões a retirar terão sobretudo um carácter qualitativo.

3.2.2.6 Ondas costeiras longitudinais

A energia da agitação incidente pode ser reflectiva ou dissipada na linha de costa. Assim, alguma energia pode ser transferida para movimentos secundários designadas de ondas costeiras longitudinais (*edge waves)*, (Carter, 1995; Komar, 1998).

De certo modo estas ondas são retidas pela refracção das ondas - quando as ondas são reflectidas pela linha de costa de acordo com um certo ângulo, deslocando-se para barlamar sendo refractadas novamente deslocam-se eventualmente novamente para sotamar sendo uma vez mais reflectidas repetindo-se este processo sucessivamente (Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999).

Por definição, as ondas costeiras longitudinais são ondas livres de oscilação perpendicular à linha de costa. Estas ondas crescem a partir de dimensões infinitesimais, extraindo energia das ondas incidentes, podendo ser progressivas ou estacionárias. As ondas costeiras longitudinais estacionárias são formadas pela sobreposição de duas ondas costeiras longitudinais progressivas que se propagam em direcções opostas, Figura 3.26. Este facto ocorre quando uma onda costeira longitudinal progressiva é reflectida por uma fronteira

longitudinal (esporão, cabo). A onda longitudinal apresenta a amplitude máxima na própria linha de costa, visível pelos picos máximos de espraiamento decrescendo para barlamar. Na direcção longitudinal existe um padrão de cristas e cavas sucessivas, que podem ser observadas no talude da praia pelo padrão de espraiamento e refluxo (Carter, 1995; Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999), Figura 3.26.

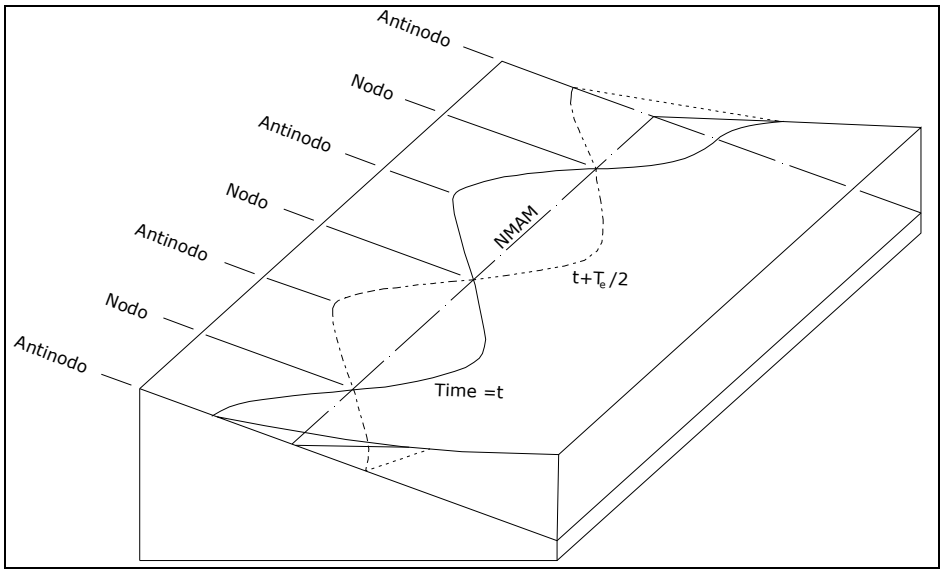


Figura 3.26 – Padrão das ondas costeiras longitudinais estacionárias de modo n=0, apresentando nodos (espraiamento nulo) e antinodos (espraiamento máximo) alternados na direcção longitudinal.

Matematicamente a variação da amplitude de uma onda costeira longitudinal específica, pode ser dada por,

$$\eta(x,y,t) = Ae^{-kx}\cos(ky-\sigma t) \tag{3.37}$$

em que A representa a amplitude na linha de costa, x e y as coordenadas transversais e longitudinais e $k=2\pi/L_e$ e $\sigma=2\pi/T_e$ são o número de onda e a frequência radial da onda longitudinal e L_e o comprimento de onda medido na direcção longitudinal.

As componentes de variação são aparentes nesta equação: a amplitude é máxima na linha de costa (x=0), existindo um decréscimo exponencial para barlamar da amplitude dependente do factor e^{-kx} e de um coseno em função de y que controla o ritmo da forma longitudinal da onda. Contudo, isto é para uma possível forma de ondas longitudinais, e para o caso mais simples em que ocorre uma variação exponencial para barlamar (Komar, 1998).

No entanto existe uma série de "modos" com diferentes formas da variação e de amplitude transversal, Figura 3.27. Esta série é definida pelo número modal, *n*=0,1,2..., sendo a forma da variação de amplitude progressivamente mais complexa. O número modal *n* indica o número de pontos nodais onde a superfície atravessa o eixo do x, o nível estático da água do mar, com a superfície da onda costeira longitudinal a mover-se verticalmente em direcção oposta, para qualquer dos lados do nodo transversal.

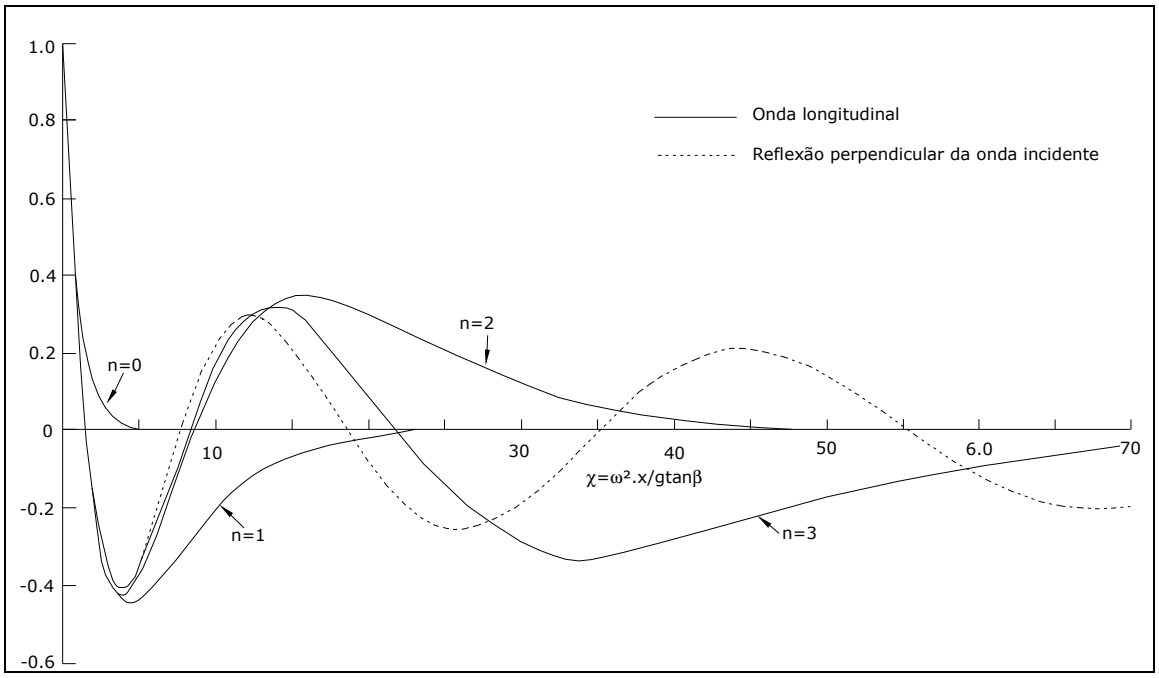


Figura 3.27 – Variação transversal da amplitude de ondas longitudinais de modos n, de 0 a 3 (Guza e Inman, 1975).

O comprimento de onda na direcção longitudinal (L_e) para praias com taludes uniformes e águas pouco profundas, é dado por, Eckart (1951),

$$L_e = \frac{g}{2\pi} T_e^2 (2n+1) \tan \beta \tag{3.38}$$

Outra relação semelhante, Ursell (1952), tem também em consideração a inclinação uniforme do talude de praia, embora sem pressupostos para alturas de água pequenas.

$$L_e = \frac{g}{2\pi} T_e^2 sen(2n+1)\beta \tag{3.39}$$

Holman e Bowen, 1979, utilizaram a equação (3.39) em perfis de praias reais para a estimativa do comprimento das ondas longitudinais, demonstrando a existência de discrepâncias entre os valores medidos e calculados (Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999).

As ondas longitudinais podem ser formadas pela interacção onda incidente/onda reflectida de pequena energia ou por grupos de ondas da agitação incidente. O primeiro tipo ocorre tipicamente em zonas costeiras de taludes de praia de inclinação elevada (praias reflectivas), produzindo ondas gravíticas relativamente pequenas, enquanto que o segundo ocorre em zonas costeiras com gradientes de praia mais suaves (praias dissipativas) sendo as ondas longitudinais representadas por movimentos com frequência infragravítica. Deste, modo, verifica-se que os mecanismos de formação das ondas longitudinais diferem em praias reflectivas e dissipativas, havendo assim tendência para os períodos e os apresentarem também valores diferentes (Carter, 1995; Komar, 1998).

Um aspecto particular da análise indica que para as praias reflectivas as ondas longitudinais dominantes formadas apresentam um período com o dobro do valor da onda incidente

($T_e=2T_i$) e de modo n=0, designando-se por ondas longitudinais subharmónicas. Contudo existe um outro tipo de ondas longitudinais que se formam com um período igual ao da onda incidente ($T_e=T_i$), designando-se por ondas longitudinais síncrones.

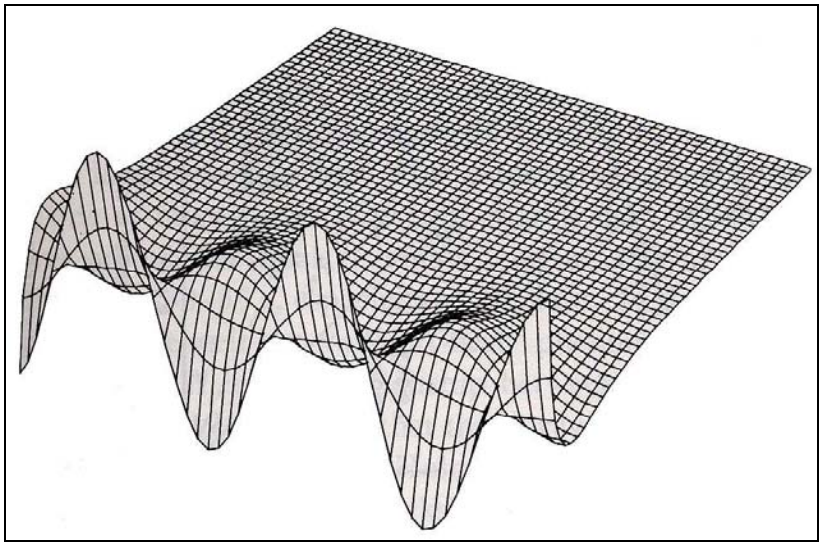


Figura 3.28 – Representação tridimensional das ondas longitudinais (Carter, 1995).

As ondas longitudinais infragravíticas apresentam um período muito superior ao da onda incidente. Neste caso não é possível prever o período exacto e a modo da onda longitudinal gerada, sendo possível gerar simultaneamente diversas ondas longitudinais de diferentes períodos e modos (Komar, 1998).

Um atributo importante deste tipo de agitação é a retenção da energia na zona submersa da praia com o mínimo de energia perdida para barlamar. Este facto significa que o mais pequeno mecanismo de geração pode provocar o crescimento progressivo de níveis significativos de energia na forma de ondas longitudinais com períodos infragravíticos. Este é um factor a ter em conta na observação do crescimento dos movimentos infragravíticos na zona de rebentação interior, em particular na quantificação da energia de espraiamento (Komar, 1998).

Assim, o domínio infragravítico dos movimentos do espraiamento sugere que as ondas longitudinais podem ser uma componente energética importante da praia submersa, embora seja necessária uma demonstração mais conclusiva da sua existência. Esta prova surgiu preliminarmente com base em medições de movimentos de órbita, utilizando medidores de correntes electromagnéticos, distinguindo os movimentos complexos das orbitas associadas às ondas longitudinais progressivas e estacionárias versus movimentos das orbitas da agitação incidente. A análise espectral das medições de correntes efectuadas na zona da praia submersa permite distinguir as velocidades orbitais da agitação incidente e as devidas aos movimentos infragravíticos, com base em intervalos de períodos diferentes. No entanto, o mais crítico para a comprovação da presença das ondas longitudinais, é a documentação da variação transversal da amplitude dos movimentos esperados correspondentes às ondas longitudinais e os que são esperados pelas diferença de fase das velocidades longitudinais e transversais (Komar, 1998).

3.2.2.7 Importância do conhecimento dos fenómenos de interacção

Os fenómenos referidos anteriormente resultam da interacção entre as fronteiras sólidas (fundos e praia) e a agitação marítima, sendo responsáveis pela perda de energia das ondas, pelo transporte sedimentar e consequentemente pelas alterações morfológicas e morfodinâmicas das zonas costeiras.

Todos os fenómenos referidos interagem entre si, sendo responsáveis pelo aparecimento de novos fenómenos e morfologias. A título de exemplo, o aparecimento de ondas costeiras longitudinais pode dever-se ao facto de as ondas reflectidas pelas praias ficarem "encurraladas" pela refracção, podendo ser responsáveis pelo aparecimento de crescentes de praia. Só a partir de 1960, as ondas longitudinais, foram reconhecidas como tendo uma importância nos processos de evolução das praias submersas, daí o seu interesse actual de investigação.

A refracção das ondas em fundos de batimetria irregular pode provocar variações significativas na altura de onda e na energia ao longo da costa (zonas de convergência e de divergência). Assim, a energia concentrar-se-á nos cabos/extremidades, podendo as alturas de onda ser significativamente maiores e menores nas baías, devido à dispersão das ortogonais. Esta análise pode ser de grande importância ao longo do tempo, nomeadamente na observação de padrões de erosão na linha de costa. Este fenómeno é também importante na dissipação de energia da onda em zonas pouco profundas. Assim, considerando a subida potencial do nível médio das águas do mar, a influência do fenómeno de refracção na dissipação da energia das ondas, devido à alteração da altura de água, será progressivamente menor. Este facto fará com que a quantidade de energia que atinge as zonas costeiras será mais elevada e deste modo o fenómeno erosivo pode ser intensificado.

Outro fenómeno a ter em conta é o da difracção que pode ser sobretudo importante a sotamar das estruturas de defesa, cabos ou promontórios rochosos. Este fenómeno conduz geralmente à formação de linhas de costa com formas especiais, em particular quando a agitação tem uma direcção dominante. Ao fenómeno da difracção estão também normalmente associados fenómenos de refracção e interacção com correntes.

Com a diminuição da profundidade, como foi referido anteriormente, surge o fenómeno de empolamento da onda, ocorrendo assim uma interacção entre os fundos e a agitação, conduzindo à movimentação de sedimentos do fundo, em especial quando a altura de água é reduzida, influenciando deste modo das formas dos fundos marinhos.

Posteriormente ocorre a rebentação. Este fenómeno numa praia natural é irregular, ocorrendo mais a barlamar ou a sotamar de acordo com a altura de onda e o nível de maré. Este processo provoca grande turbulência, colocando os sedimentos em suspensão, que são posteriormente transportados pelas correntes longitudinais geradas na zona de rebentação. A zona de rebentação pode apresentar uma largura considerável durante a ocorrência de tempestades, sendo mais reduzida em condições normais. A rebentação de ondas gravíticas e a presença simultânea de ondas infragravíticas contribuem para a modelação morfológica da zona de rebentação, incluindo o rearranjo das barras, cavas e canais.

O culminar da interacção entre a fronteira sólida e líquida ocorre com o espraiamento e o refluxo, que são responsáveis pelo transporte de sedimentos paralelamente à linha de costa na face da praia, nomeadamente quando as ondas apresentam rumos oblíquos. Quando ocorre o espraiamento da onda o transporte ocorre predominante na direcção oblíqua, movendo-se perpendicularmente à costa quando ocorre o refluxo, sendo assim os sedimentos são transportados em "zig-zag". Estes fenómenos conjugados com as variações locais do nível médio da água do mar, com as ondas costeiras longitudinais, refracção, etc, são responsáveis pelo aparecimento das correntes longitudinais e de retorno, assim como pelo aparecimento das crescentes de praia.

Todos os fenómenos anteriormente referidos e a sua interacção são portanto responsáveis pela morfologia, geomorfologia e morfodinâmica de zona costeira, razão pelo qual foram descritos.

3.3 Marés

Para além da agitação marítima, outro factor importante para a morfologia das praias são as marés.

De uma forma muito genérica o fenómeno das marés é provocado pelas forças gravíticas exercidas pela Lua e pelo Sol, sobre a hidrosfera da Terra. Mesmo considerando a menor massa da Lua em relação ao Sol, a sua maior proximidade em relação à Terra faz com que o seu efeito de atracção gravítica seja dominante (Silva *et al.,* 2004b). As marés apresentam um comprimento de onda da ordem dos milhares de quilómetros, sendo que quando uma destas "ondas de maré" atinge a costa, a crista origina uma preia-mar enquanto que a cava origina uma baixa-mar (Davis e Fitzgerald, 2004; Haslett, 2000).

A magnitude das marés é modificada de acordo com a posição relativa da Terra, Lua e Sol durante os ciclos orbitais. Quando o Sol e a Lua estão alinhados com a Terra, em períodos de Lua nova ou Lua cheia, os efeitos da componente da força gravítica são conjugados originando as marés vivas (marés de sizígia). Quando o Sol e a Lua se encontram em quadratura, em que as forças atractivas se encontram desfasadas de 90º, em períodos de Lua de quarto crescente ou quarto minguante, ocorrem as marés mortas (marés de quadratura) (Haslett, 2000).

De uma forma ideal, seriam esperados dois ciclos de maré diários (24 horas e 50 minutos lunares), estabelecidos pelos ciclos orbitais da Lua e do Sol. Contudo devido à geometria própria dos oceanos e às modificações da onda de maré, assim como outros factores combinados existe uma variedade de tipos de maré nas zonas costeiras. Deste modo podemos classificar as marés como: marés diurnas - ocorre apenas um ciclo de maré diário, com uma única preia-mar e uma única baixa-mar; semi-diurnas - ocorrem dois ciclos de maré, ou seja ocorrem duas preia-mar e duas baixa-mar; e mistas – apresentam características de maré diurnas e semi-diurnas, variando desde um ciclo lunar de maré semi-diurna dominante com pequenas irregularidades, a uma única maré como irregularidades bem pronunciadas.

Outras forças intervenientes, como a de outros astros, as forças de fricção entre as massas de água e os fundos, e a força de Coriolis (criada pela rotação da Terra) combinam-se para criar um sistema de ondas estacionárias e progressivas que oscilam ou rodam à volta de pontos nodais. Devido ao limite imposto pelos continentes estes sistemas estão confinados numa bacia oceânica própria. A amplitude, nesses pontos, pode variar de 0 a 15 ou mais metros, mas de uma maneira geral essa amplitude está compreendida entre 0,9 m e 3 m (Anónimo, 1997).

Na Figura 3.29 são apresentados esquematicamente alguns dos conceitos mais representativos das marés, sendo importante definir a preia-mar, a baixa-mar, a altura ou nível de maré, a amplitude de maré, o zero hidrográfico e o nível médio (Anónimo, 1997):

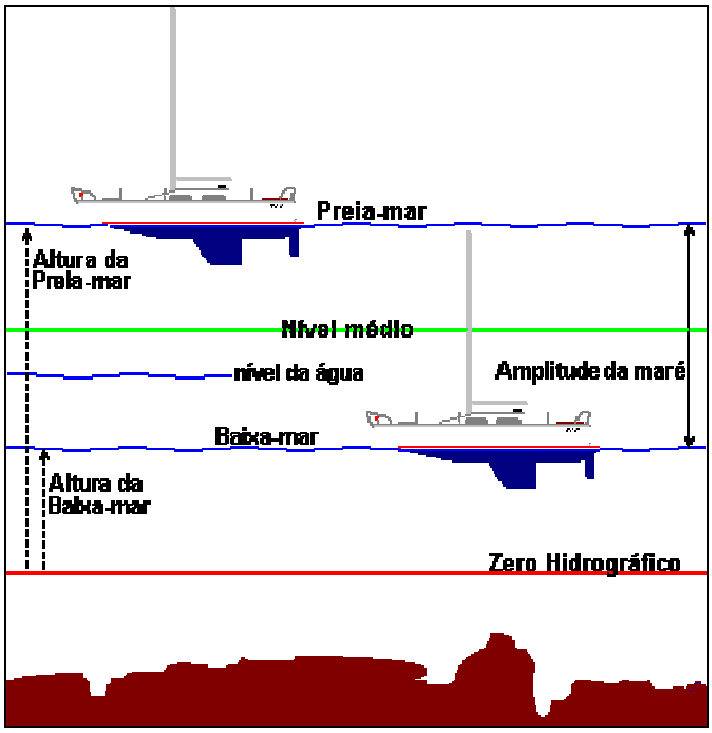


Figura 3.29 – Representação esquemática dos níveis de marés (Anónimo., 1997).

- Preia-mar – O maior nível atingido pela água no fim da enchente;
- Baixa-mar – O menor nível atingido pela água no fim da vazante;
- Zero hidrográfico – É um nível convencional de referência, igual ou inferior ao nível da mais baixa-mar conhecida no local;
- Nível de maré – É o nível de água, num dado momento, acima do zero hidrográfico;
- Amplitude de maré – É a diferença entre a altura da preia-mar e da baixa-mar ou desta com a próxima preia-mar. A amplitude máxima, é igual à que ocorre por ocasião das marés vivas equinociais. A amplitude média é aquela que ocorre por ocasião das marés vivas médias. A amplitude mínima é aquela que corresponde à menor variação do nível da água;
- Nível médio – É o nível correspondente à altura média de uma série de preia-mares e baixa-mares sucessivas.

De acordo com a amplitude de maré, as zonas costeiras são classificadas em três categorias reconhecidas (Haslett, 2000):

- Microtidais – com amplitudes de maré inferiores a 2 m;
- Mesotidais – com amplitudes de maré entre os 2 e os 4 m (Davies, 1964). Alguns autores, contudo, consideram que as zonas costeiras mesotidais apresentam uma amplitude de maré entre os 2 e os 6 m (Briggs *et al*., 1997), embora a maioria dos autores esteja de acordo com a definição de Davies, 1964.
- Macrotidais – com amplitudes de maré superiores a 4 m, para a classificação de Davies, 1964, e superiores a 6 m para a classificação de Briggs *et al*., 1997.

3.4 Correntes Litorais

3.4.1 Introdução

As correntes litorais correspondem a movimentos de água sensivelmente paralelos e/ou perpendiculares à linha de costa. Os movimentos de água paralelos à linha de costa na zona de rebentação são geralmente designados por correntes longitudinais, resultando da necessidade contínua de massa (água, sedimentos), da quantidade de movimento e da energia próxima da costa. São geradas por vários mecanismos, nos quais se incluem a incidência oblíqua da agitação, níveis de água diferenciais devido à variação local da altura de onda, correntes de maré, difracção da agitação ou por acção directa do vento. Para a compreensão dos vários mecanismos de geração de correntes longitudinais torna-se necessário conhecer a relação entre a agitação, o movimento sedimentar e a evolução da linha de costa (Carter, 1995).

Existem dois padrões distintos de correntes próximos da costa. O primeiro corresponde a um movimento linear bem definido na zona de rebentação (correntes longitudinais) e o segundo a uma corrente circulatória que alterna para dentro e para fora da zona de rebentação (correntes de retorno) (Carter, 1995).

3.4.2 Mecanismos de geração de correntes

3.4.2.1 Correntes geradas pela agitação

Quando as ondas se aproximam da linha de costa segundo um ângulo oblíquo, uma corrente paralela à costa (*longshore current*) desenvolve-se entre a praia e a zona de rebentação (Figura 3.30). Estas correntes estabelecem o transporte sedimentar litoral, também paralelamente à linha de costa, definindo o designado processo de deriva litoral. Este fenómeno desenvolve-se melhor ao longo de linhas de costa rectilíneas e longas, podendo ser interrompido com a construção de estruturas transversais de protecção costeira (Silva *et al.*, 2004b).

Na zona costeira formam-se ainda correntes transversais que podem ter uma grande importância no transporte sedimentar local e no seu equilíbrio dinâmico. Estas correntes transversais são originadas pelos grandes volumes de água transportados em direcção à costa. Atendendo a que quando uma onda rebenta, ocorre um aumento do nível médio da água do mar devido à acumulação de água que se desloca no sentido da costa, verifica-se um desequilíbrio hidráulico, tendo por isso o volume de água acumulado que inverter o

sentido (Figura 3.31). Por vezes a água regressa directamente nesse sentido, embora outras vezes, se possa deslocar ao longo da praia como uma corrente longitudinal dentro da zona de rebentação. Contudo, em muitas praias, a existência de irregularidades faz com que o fluxo da água se dê para barlamar, como uma corrente de circulação, restabelecendo o equilíbrio hidráulico local e o nível médio da água do mar.

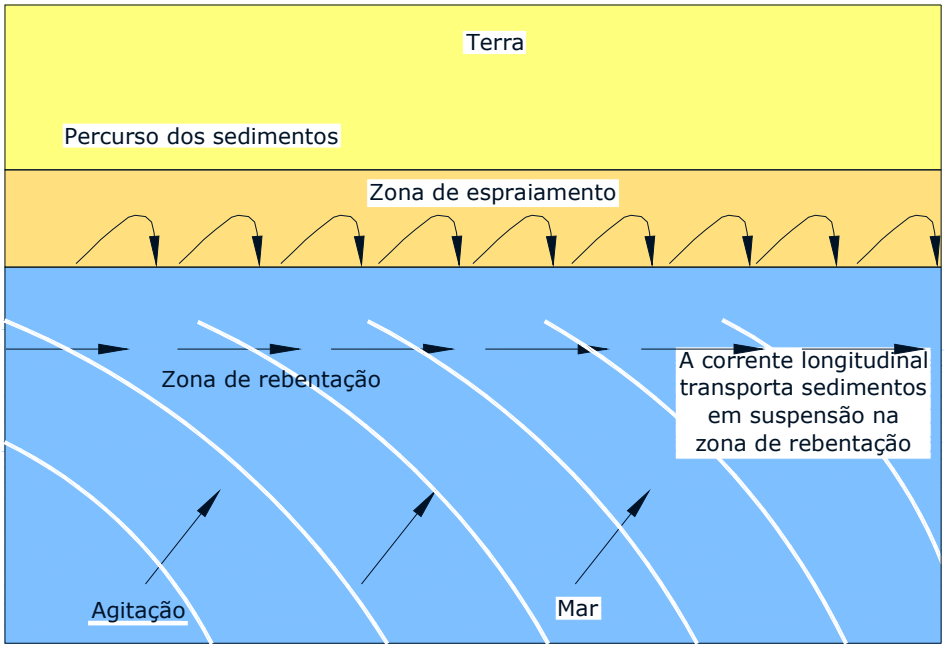


Figura 3.30 - Correntes longitudinais

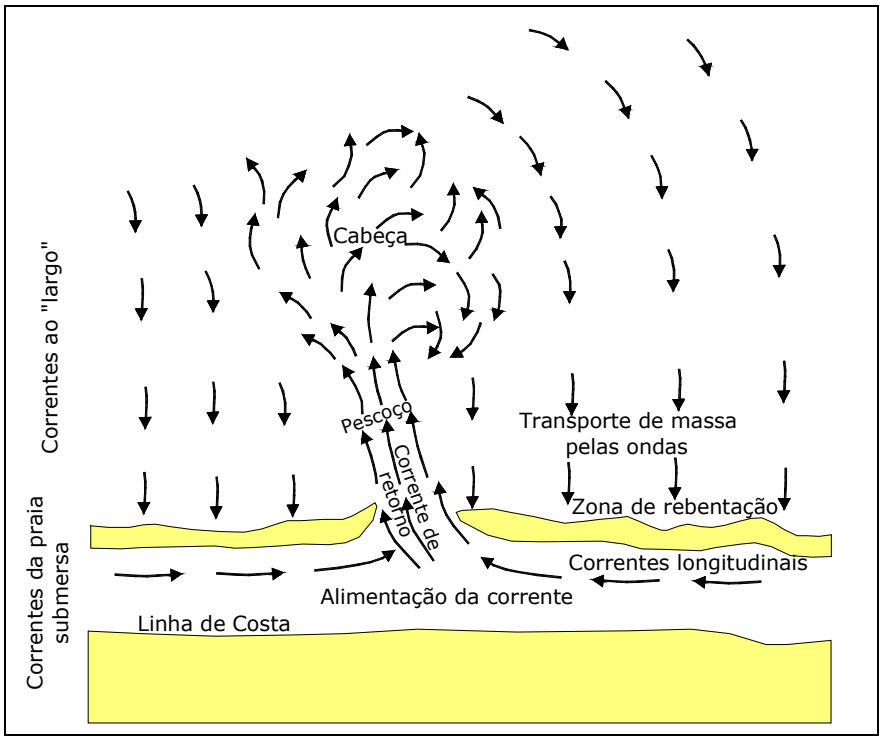


Figura 3.31 - Correntes de retorno.

3.4.2.2 Correntes geradas pelas marés

As marés, que se caracterizam por movimentos verticais oscilatórios, estão associadas a velocidades de propagação horizontais que podem, em alguns casos, ser significativas. Estes movimentos de maré, combinados com as características topográficas, originam o desenvolvimento de três tipos de correntes de maré:

- Rotativas em mar aberto e ao longo da costa (Figura 3.32);
- Rectilíneas ou reversivas, em corpos de água interiores (Figura 3.33);
- Hidráulicas, devidas à junção num estreito geográfico de correntes, de dois corpos de maré completamente independentes.

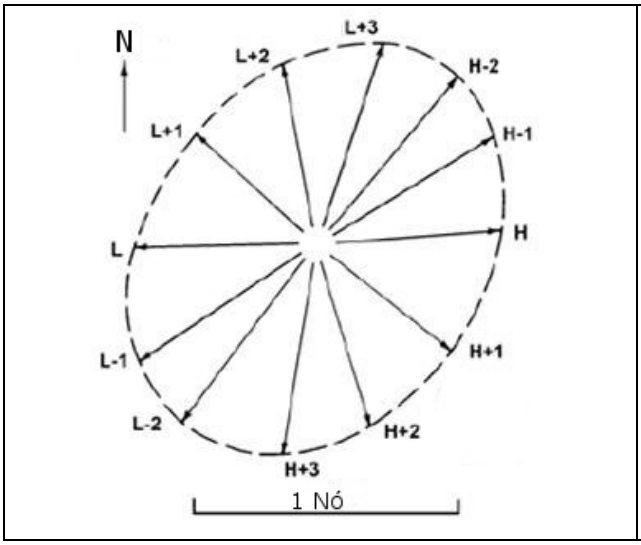


Figura 3.32 - Corrente de maré rotativa. As setas representam a direcção e a velocidade da corrente.

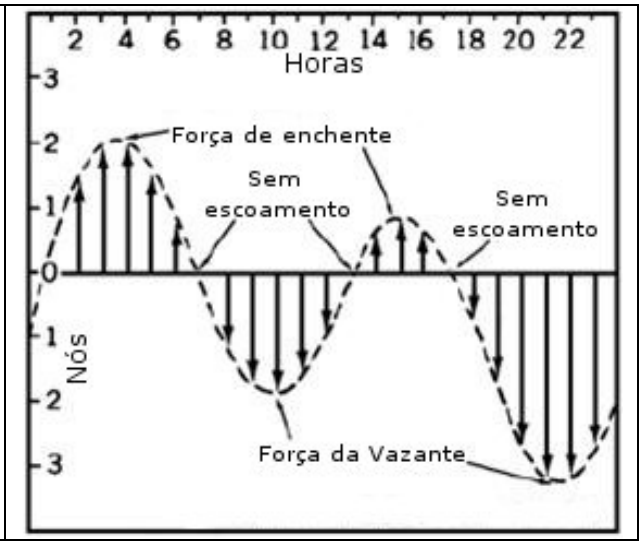


Figura 3.33 - Corrente de maré reversiva.

Estes tipos de correntes, originadas pelas marés, têm também um carácter periódico. As correntes de marés variam de local para local, dependendo das características gerais da maré local, da profundidade de água e da configuração da costa. Em mar aberto, estas correntes sofrem geralmente uma rotação devido ao efeito causado pela força de Coriolis, ou seja, a corrente muda de direcção e de velocidade ao longo do tempo.

3.4.2.3 Correntes geradas pela acção do vento

Quando o vento sopra sobre a superfície da água, ocorre uma força de atrito na interface entre a água e o ar. Devido a uma mistura turbulenta esta corrente intensifica-se gradualmente (Figura 3.34). Quando a área onde actua o vento é extensa e este actua durante bastante tempo, como os ventos Alísios, a corrente resultante torna-se uma das componentes mais importantes da circulação oceânica (Wiegel, 1964).

Quando estas correntes se formam a água é arrastada, formando não só uma corrente de superfície, como também ondas. Se for adicionada uma pequena quantidade de um fluído colorido não miscível com o mesmo peso especifico que a água, este terá uma trajectória semelhante à da água mas pode ser seguido à vista desarmada. Se não ocorrer acção do vento, as partículas movimentar-se-ão de acordo com uma orbita aproximadamente fechada, devido apenas à acção das ondas, enquanto se existir vento têm movimentos

apreciáveis na direcção do vento. As partículas abaixo da superfície livre, por sua vez, têm trajectórias estranhas. Por um lado, devido ao seu peso específico ser um pouco diferente do peso específico da água e por outro devido a causas indeterminadas (Wiegel, 1964).

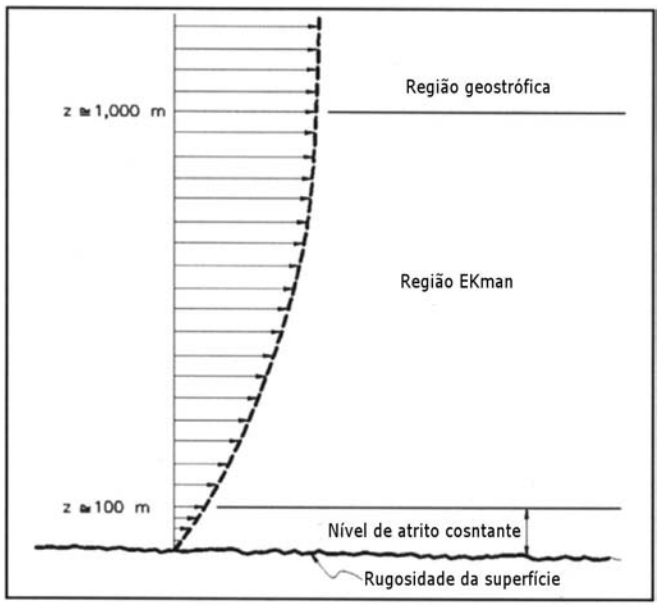


Figura 3.34 – Mecanismo de formação de correntes pela acção do vento.

3.4.3 Correntes Existentes Junto à Linha de Costa

3.4.3.1 Introdução

As correntes existentes junto à linha de costa são compostas por várias parcelas, provocadas pelos diferentes processos, podendo a corrente total ser expressa como uma sobreposição de várias componentes, nomeadamente a corrente estacionária devida à rebentação das ondas, a corrente de maré, a corrente originada pelo vento, a circulação de grande escala, as oscilações devidas às ondas geradas pelo vento e às ondas infragravíticas (Pilarczyk e Zeidler, 1996; Smith, 2003).

Apesar da existência de diversos factores na geração destas correntes, a rebentação das ondas com incidência oblíqua, é a que é geralmente dominante em costas abertas, embora em determinadas regiões os ventos locais fortes possam também conduzir a correntes significativas próximo da linha de costa. A agitação e o vento são também os principais componentes que induzem correntes importantes no transporte e dispersão de sedimentos (Smith, 2003).

A Figura 3.35 apresenta alguns padrões de correntes-tipo junto à costa, Harris, 1969, (Komar, 1998; Smith, 2003), nomeadamente:

a) Sistema geral que ocorre devido à aproximação oblíqua das ondas, (α_b);
b) Sistema de células simétricas, com as correntes produzidas ao longo da costa a contribuírem igualmente para as correntes de retorno, que ocorrem devido à aproximação da onda normal à costa, e;
c) Sistema de células assimétricas, com as correntes produzidas ao longo da costa a contribuirem desigualmente para as correntes de retorno.

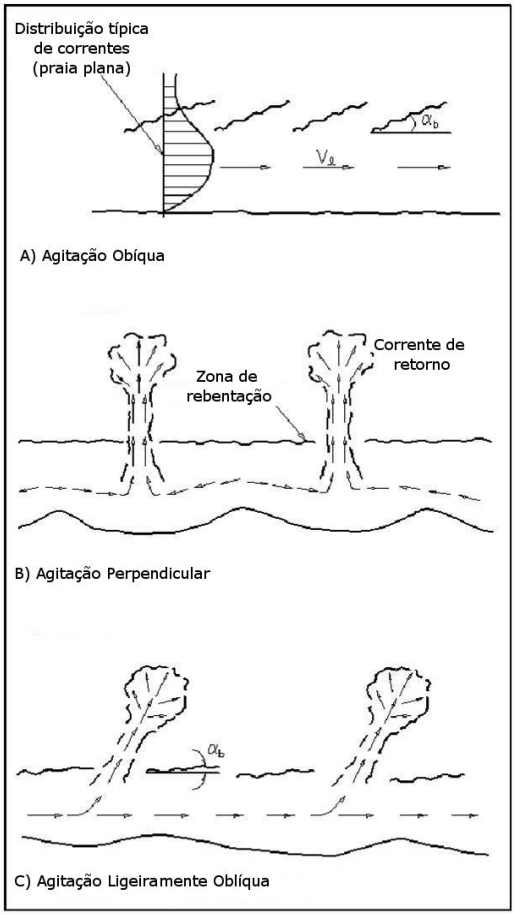


Figura 3.35 – Sistemas de circulação próximo da costa.

Estas correntes são responsáveis pela direcção do transporte sedimentar da praia, agindo como agente modelador da topografia da praia submersa (*nearshore*). A morfologia da praia reflecte geralmente os padrões das correntes, sendo marcadamente diferentes para os casos b) e c) indicados anteriormente na Figura 3.35. No entanto, a topografia da praia é, de certa forma, um factor importante na definição dos padrões de circulação, sendo por vezes difícil identificar qual o processo que surge em primeiro lugar (Komar, 1998).

As correntes próximas da linha de costa podem ser avaliadas a partir das equações de quantidade de movimento e da continuidade. Estas equações incluem a energia associada à agitação e ao vento, ao gradiente de pressão devido às variações do nível médio da água do mar, ao atrito com os fundos, associado às ondas e às correntes e à mistura lateral da corrente. Contudo, a força modeladora principal está associada à quantidade de movimento devida à rebentação das ondas (tensão de radiação), que induz as correntes na direcção longitudinal e transversal (Smith, 2003).

O atrito corresponde à força de resistência entre os fundos e a corrente, é condicionado pela rugosidade dos fundos e pelas velocidades da onda e da corrente. A mistura lateral é a troca de quantidade de movimento causada por vórtices turbulentos, com tendência para espalhar o efeito da geração da onda para fora da região de elevados gradientes de diminuição da agitação.

O conceito de tensão de radiação foi aplicado, à análise da geração das correntes longitudinais por Bowen, 1969, Longuet-Higgins, 1970 e Thornton, 1970. Estes estudos consideravam uma homogeneidade longitudinal, Figura 3.35, e a inexistência de energia do vento, reduzindo a análise a um balanço da energia da onda, força de atrito com os fundos e a mistura lateral. A contribuição para a corrente longitudinal deve-se essencialmente à componente longitudinal da tensão de radiação, S_{xy}, que, de acordo com a teoria linear (Smith, 2003), é igual a steep

$$S_{xy} = \frac{n}{8} \rho g H^2 \cos\alpha \, sen\, \alpha \qquad (3.40)$$

em que n representa a razão entre a velocidade de grupo da onda e a velocidade de fase.

As variáveis que determinam a indução de uma corrente longitudinal por parte da onda, como se observa pela equação (3.40), são o ângulo entre a crista da onda e as batimétricas do fundo, α e a altura de onda, H. A altura de onda não só afecta a velocidade longitudinal, mas também a variação do volume total de água associado à corrente, através da determinação da extensão da zona de rebentação (Smith, 2003).

3.4.3.2 Correntes longitudinais

Segundo Visser, 1991, referido por Smith, 2003, as ondas e o vento são indutores de correntes longitudinais que se movimentam paralelamente à linha de costa, sendo fortes na zona de rebentação e decaindo rapidamente para barlamar. Estas correntes são geradas pelo gradiente da quantidade de movimento associado ao fluxo (tensão de radiação), devido à diminuição da obliquidade das ondas e à componente longitudinal do vento.

Com a aproximação de ondas com incidência oblíqua, ocorre o fenómeno de refracção. Davis e Fitzgerald, 2004, referem que os padrões de refracção das ondas produzem uma corrente que se desloca sensivelmente com uma direcção paralela à linha de costa, designada por corrente longitudinal ou corrente litoral. Este fenómeno associado à refracção ocorre durante o empolamento e a rebentação da onda, originando vectores velocidade perpendiculares e paralelos relativamente à linha de costa. Estas condições produzem as correntes longitudinais com uma velocidade relacionada com a diminuição da onda na rebentação e com o ângulo de aproximação com a linha de costa.

Este tipo de corrente está essencialmente confinada à zona de rebentação, estando limitada a barlamar pela linha inicial da rebentação e a sotamar pela linha de costa. As velocidades horizontais das correntes longitudinais têm uma distribuição muito semelhante às de um rio, ocorrendo as mais elevadas próximo do centro do canal (Davis e Fitzgerald, 2004), decrescendo rapidamente para além da zona de rebentação (Komar, 1998) (Figura 3.36).

A velocidade destas correntes é, em média, da ordem dos 0.3 m/s ou menor, podendo exceder 1 m/s quando ocorrem tempestades, sendo as velocidades relativamente constantes em profundidade. Basco, 1983, referido por Carter, 1995, relata que as velocidades destas correntes podem exceder os 2 m/s, embora a velocidade média se situe entre os 0,3 e os 0,6 m/s.

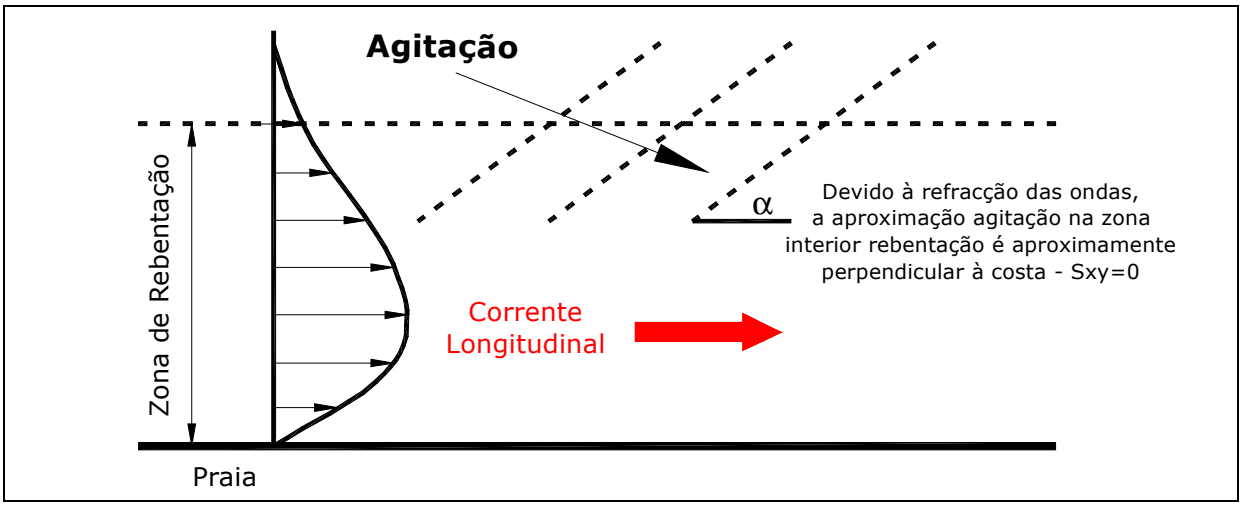


Figura 3.36 – Representação do perfil de velocidades transversal da corrente longitudinal.

Uma solução analítica simples para a análise da influência das ondas nas correntes longitudinais, Longuet-Higgins, 1970, pressupõe: 1) a homogeneidade da linha de costa e da altura de onda; 2) a aplicação da teoria linear das ondas; 3) um pequeno ângulo da linha de rebentação da onda; 4) um declive uniforme da praia; 5) a inexistência de mistura lateral, e; 6) a rebentação da onda ($H = \gamma_b d$) ao longo da zona de rebentação (Smith, 2003). No entanto quando aplicada a zonas de rebentação reais, apresenta dois pontos menos consistentes associados aos pressupostos 1) e 4) (Aagaard e Masselink, 1999).

De acordo com estes pressupostos a velocidade da corrente longitudinal, *V*, na zona de rebentação é dada por,

$$V = \frac{5\pi}{16} \frac{\tan \beta^*}{C_f} \gamma_b \sqrt{g\, d}\ sen\, \alpha \cos \alpha \qquad (3.41)$$

em que tan β^* representa a tangente da inclinação do talude da praia, modificada para a sobrelevação do nível de água (*setup*), igual a $\tan \beta / (1 + (3\gamma_b^{\,2} / 8))$, C_f o coeficiente de atrito no fundo, γ_b a razão da altura de onda na rebentação com a profundidade local e α o ângulo relativo entre a crista da onda e as batimetricas (Smith, 2003).

Esta relação implica que a velocidade da corrente longitudinal seja proporcional a $u_m\, sen\, \alpha_b\ cos\, \alpha_b$, em que $u_m = \sqrt{gd}$, corresponde à velocidade orbital máxima, à inclinação do talude da praia (tan β^*) e ao coeficiente de atrito no fundo, sendo potencialmente os factores que mais interferem nas correntes.

Komar e Inman (1970) obtiveram uma outra relação, (Komar, 1998), igual a,

$$v_l = 2.7 u_m\, sen\, \alpha_b \cos \alpha_b \qquad (3.42)$$

baseada na comparação de expressões utilizadas na avaliação de taxas de transporte sedimentar longitudinal e testadas empiricamente usando dados de correntes longitudinais. Nesta expressão v_l corresponde à velocidade da corrente longitudinal média na posição

intermédia entre a zona de rebentação e a linha de costa enquanto que u_m e α_b são avaliadas na secção em que ocorre a rebentação.

Muitas das correntes longitudinais têm sido medidas na região intermédia, representando a magnitude máxima da corrente longitudinal na secção transversal da zona de rebentação. Como foi demonstrado por Komar, 1979, e com base na teoria linear, em que $u_m = \sqrt{gd} = \sqrt{gH_b / \gamma}$, é preferível apresentar a relação da seguinte forma (Komar, 1998),

$$\overline{v_l} = 1.17\sqrt{gH_{br}}\, sen\alpha_b \cos\alpha_b \tag{3.43}$$

em que H_{br} representa a altura de onda média quadrática na rebentação ou a altura de onda uniforme utilizada em laboratório.

Esta expressão quando aplicada à agitação irregular, é função da altura de onda significativa de rebentação, H_{bs}, obtendo-se

$$\overline{v_l} = 1.0\sqrt{gH_{bs}}\, sen\alpha_b \cos\alpha_b \tag{3.44}$$

Muitas das equações que foram propostas para a previsão das velocidades das correntes longitudinais nas zonas costeiras devido à aproximação oblíqua da agitação, nomeadamente as equações (3.42), (3.43) e (3.44), sendo equivalentes, proporcionam as melhores previsões, comparativamente com os valores medidos na posição média da zona de rebentação. A concordância com as velocidades medidas das correntes longitudinais é boa para ângulos rebentação tão grande quanto 45° (Komar, 1998).

Para além das formulações apresentadas anteriormente, Komar, 1998, descreve diversos trabalhos teóricos e medições de campo sobre correntes longitudinais.

As correntes longitudinais em conjunto com as ondas são responsáveis pelo transporte de grandes volumes de sedimentos ao longo da costa (Aagaard e Masselink, 1999; Davis e Fitzgerald, 2004). Na interface entre o fundo e as ondas, quando estas rebentam, ocorre a suspensão temporária de grandes quantidades de sedimentos, embora com maiores concentrações junto ao fundo, sendo estes transportados ao longo da costa pela corrente longitudinal.

O processo de transporte sedimentar pode ainda ser realizado pela acção do espraiamento e do refluxo das ondas. Quando as ondas rebentam obliquamente à linha da costa, o transporte sedimentar devido ao espraiamento da onda na face da praia segue a direcção oblíqua de propagação. A corrente de refluxo, no entanto, desloca os sedimentos para barlamar perpendicularmente à linha de costa. Como resultado da acção de ondas sucessivas, os sedimentos são movidos paralelamente à costa em zig-zag (Silva *et al.*, 2004b), Figura 3.37.

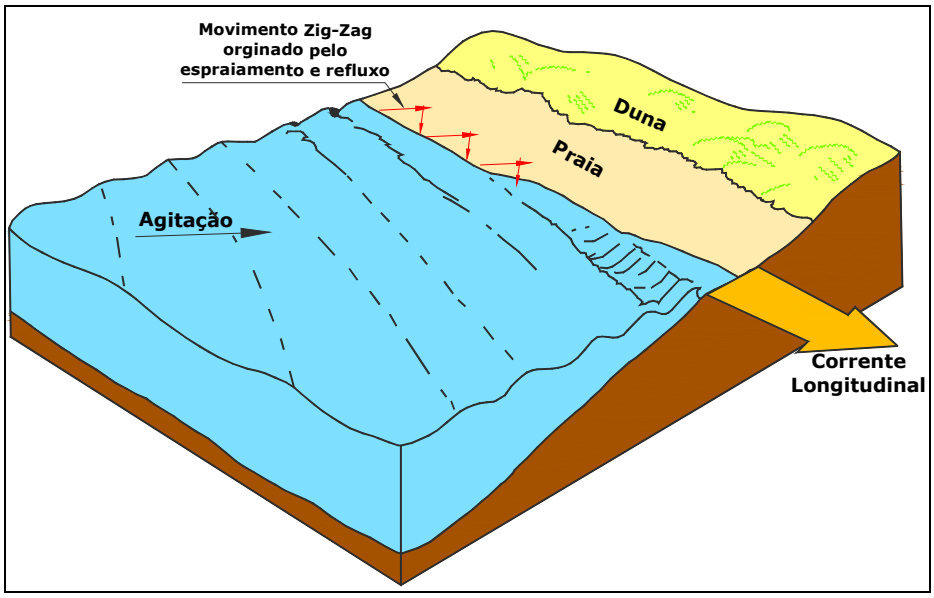


Figura 3.37- Movimento sedimentar em zig-zag.

Estas correntes, como foi referido anteriormente, não dependem apenas da agitação incidente, mas também do vento e das marés. Na preia-mar estas correntes podem aumentar devido à variação local da altura de onda, podendo a corrente de maré modelar a corrente longitudinal. Relativamente aos ventos, estes não foram considerados durante um largo período de tempo, provavelmente porque a maioria dos estudos de campo sobre estas correntes foram realizadas em praias planas sujeitas apenas a ondas de swell. Contudo foi demonstrado que sob condições de vento forte ao longo da costa, o efeito da energia do vento nas correntes longitudinais pode ser significativo, em particular em praias de inclinação suave (Aagaard e Masselink, 1999).

Um estudo das correntes longitudinais foi realizado para um sector da costa Oeste portuguesa localizado entre a Figueira da Foz e a Nazaré, fora da área de estudo desta dissertação. Este trabalho utilizou três metodologias distintas: modelação numérica, fórmulas empíricas e trabalho de campo. Os resultados obtidos para as diversas metodologias, para condições típicas de agitação, apresentaram valores de velocidades máximas obtidas pelos modelos numéricos (Silva *et al*., 2004a) que variam de ligeiramente acima de 0 m/s até 1.5 m/s.

3.4.3.3 Correntes de retorno

As correntes de retorno, de fraca ou forte intensidade, ocorrem no sentido de barlamar, em diferentes tipos de praias, mas são particularmente comuns em praias que exibem barras e canais na sua morfologia (Wright e Short, 1984; Aagaard e Masselink, 1999; Brander e Short, 2000) (Figura 3.38). Estas correntes são uma componente integrante da circulação geral junto à costa em muitas das zonas costeiras do mundo, representando um importante mecanismo do transporte de água e sedimentos para barlamar tornando a cor da água distinta da cor da zona adjacente e com efeitos importantes na evolução da morfologia costeira (Komar, 1998; Brander, 1999; Aagaard e Masselink, 1999).

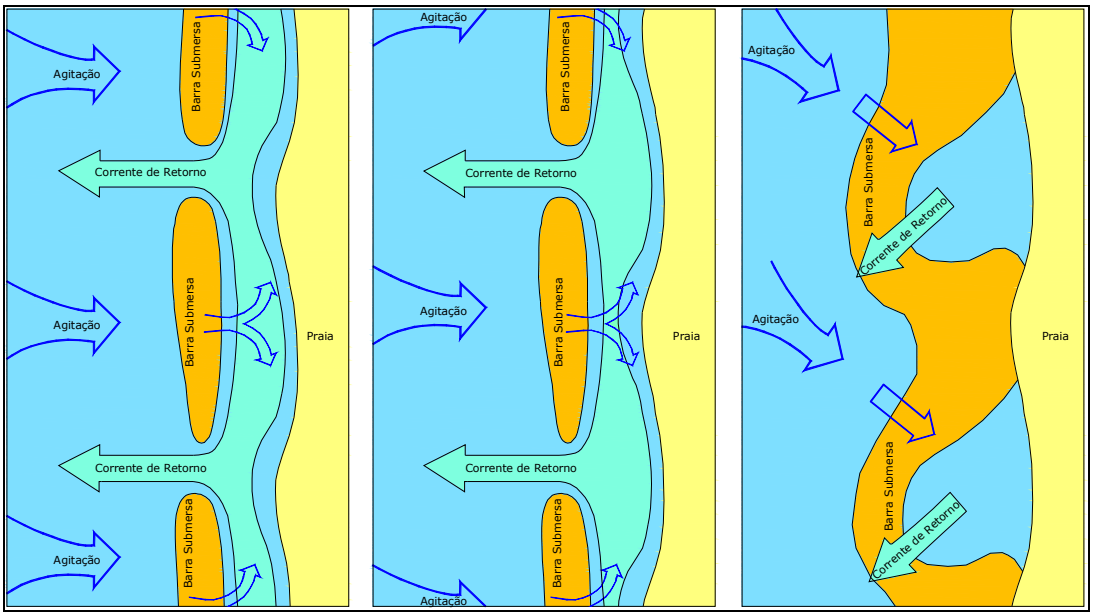


Figura 3.38 – Representação das correntes de retorno tipo.

As correntes de retorno são facilmente observáveis, visualmente, devido ao aumento de turbulência gerado pela interacção onda-corrente, às interrupções na linha de rebentação, às manchas de água mais escuras devido ao aumento da profundidade e/ou espuma a barlamar da zona de rebentação (Aagaard e Masselink, 1999).

Os retornos exibem frequentemente três componentes interligadas entre si: (i) alimentação por parte das correntes longitudinais que transportam água para (ii) um pequeno canal de uma corrente que se escoa através da zona de rebentação, eventualmente desacelerando e expandindo na (iii) cabeça do retorno a barlamar da rebentação (Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999; Brander e Short, 2000). No entanto se adicionarmos uma quarta componente de interligação, (iv) reposição do volume da água na zona costeira que foi transportada pela corrente de retorno, define-se a célula de circulação (Komar, 1998) (Figura 3.39).

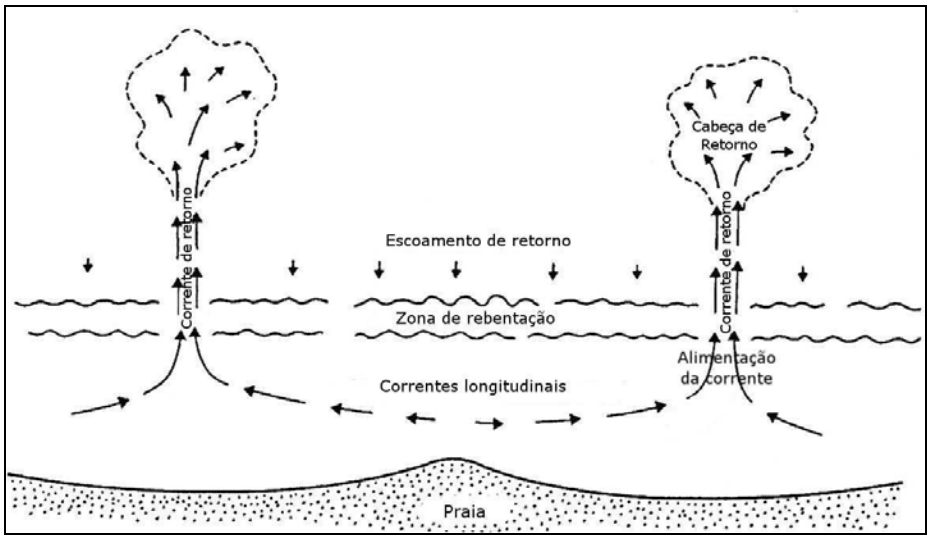


Figura 3.39 – Representação de uma corrente de retorno/célula de circulação.

É importante referir que os estudos de campo relacionados com estas correntes têm sido limitados a condições de agitação de amplitude relativamente baixa. Praticamente nada se conhece acerca das correntes de retorno em zonas costeiras de elevada energia (Aagaard e Masselink, 1999; Brander e Short, 2000). No entanto a definição formal de alta ou baixa energia não existe. Brander e Short, 2000, referem que, Eliot, 1973, utiliza a altura de onda na rebentação (H_b) de 1.5 m para distinguir os dois estados de energia, e, Short, 1986, que classifica a energia da agitação em três intervalos: baixa (H_b<1.5 m); moderada (1.5 m<H_b<2.5 m); e alta (H_b>2.5 m).

De acordo com Komar, 1998, a primeira observação científica de correntes de retorno foi efectuado por Shepard, Emery e LaFond em 1941. Estes autores verificaram que a velocidade destas correntes e o comprimento delas para barlamar estava relacionado com a altura de onda incidente. Reconheceram também que a localização desta correntes poderia ser ditada pela topografia a barlamar, ocorrendo geralmente fora das zonas de convergência de agitação, ou seja em zonas onda a altura de onda é menor.

Shepard e Inman, 1950, referidos por Carter, 1995, reconheceram a importância do movimento das correntes de retorno, na manutenção da estabilidade da massa de água na linha de costa (Carter, 1995). Verificaram também que apesar da topografia a barlamar e os efeitos de refracção da onda poderem ditar a posição das correntes de retorno ao longo de uma praia, a células de retorno podem também existir em praias longas e estreitas com batimetria regular (Komar, 1998). De acordo com Komar, 1998, McKenzie observou que com ondas de grande amplitude, apenas se formavam alguns retornos de forte intensidade, ao passo que quando as ondas são de reduzida amplitude os retornos são múltiplos e de fraca intensidade.

A geração das correntes de retorno tem sido relacionada com a variabilidade de fenómenos existentes ao longo da costa (Bowen, 1969 e Dalrymple, 1978) referidos por Haas *et al.,* 2002. Sem recorrer a uma elevava pormenorização, esta variabilidade origina padrões de gradientes de pressão que levam à ocorrência destas correntes (Haas *et al*., 2002).

Uma explicação para a geração destas correntes/células de circulação foi desenvolvida posteriormente à introdução do conceito de tensão de radiação[6] por Longuet-Higgins e Stewart em 1964. Como foi demonstrado e analisado por Bowen, 1969, a célula de circulação resulta da variação longitudinal da altura de onda que por sua vez provoca uma variação longitudinal do nível da água do mar (Komar, 1998; Smith, 2003) (Figura 3.40).

Deste modo, as variações da sobrelevação (setup) e da subelevação do nível médio da água do mar (set down) são semelhantes, mas de magnitudes diferentes e, como consequência, desenvolve-se ao longo da praia um padrão de zonas elevadas e de baixios, (Carter, 1995; Smith, 2003). De uma forma simples, as correntes longitudinais deslocam-se das áreas onde as ondas e o espraiamento são de maior dimensão, para as áreas onde são de menor dimensão, onde convergem, deslocando-se para barlamar e formando assim as correntes de retorno (Komar, 1998).

[6] Quantidade de movimento gerada pelas ondas

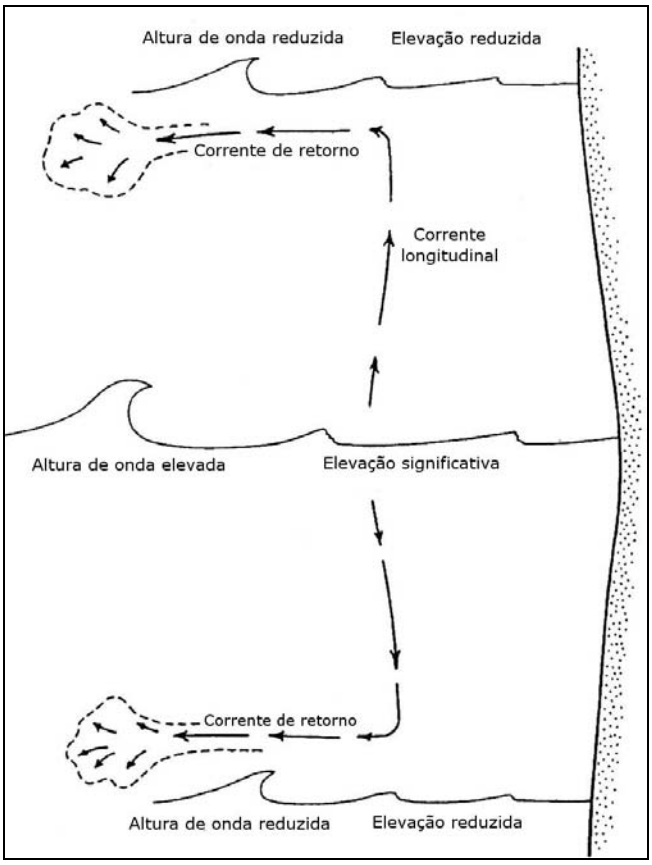


Figura 3.40 – Representação esquemática da formação de uma célula de circulação devida à variação longitudinal da altura de onda.

Deste modo, as células de circulação dependem essencialmente da existência de uma variação da altura de onda ao longo da costa. A forma mais óbvia de ocorrer essa variação é através da refracção da agitação, podendo concentrar a agitação numa dada área de uma praia, formando ondas de maior dimensão, e ao mesmo tempo dispersar as ondas numa área adjacente da praia formando pequenas ondas (Komar, 1998).

Como foi referido anteriormente estas células de circulação com correntes de retorno podem ocorrer em praias extensas e estreitas, de batimetria regular, mas que não são claramente resultantes da refracção das ondas. Por outro lado, o espaçamento regular das formas costeiras (megacrescentes) impedia uma explicação razoável, até que, Bowen, 1969, relacionou os efeitos da sobreelevação do nível médioda água do mar (setup) e das ondas costeiras longitudinais (Carter, 1995) (Figura 3.28).

Deste modo surgem dois gradientes ao longo da costa, um devido à sobrelevação na zona de rebentação e outro devido à subelevação fora da zona de rebentação. Este facto produz um padrão regular de correntes de retorno e de circulação celular como o que está representado na Figura 3.41, ocorrendo as correntes de retorno na posição onde as ondas de menor amplitude rebentam (Carter, 1995; Komar, 1998).

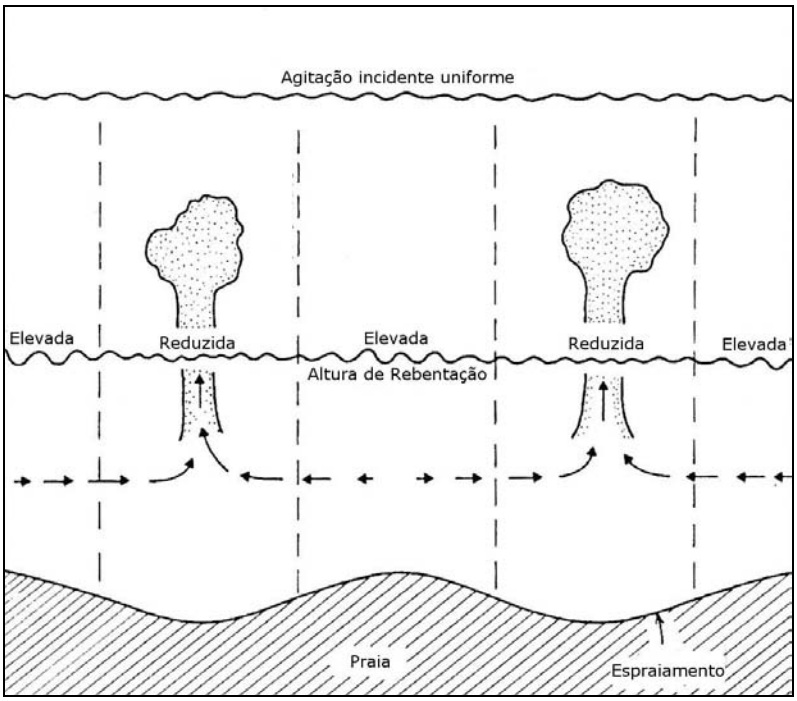


Figura 3.41 – Posicionamento da corrente de retorno nos locais onde a altura de rebentação é menor.

Como foi referido, estas correntes de retorno são alimentadas pelas correntes longitudinais e pelas correntes da zona de rebentação, ocorrendo periodicamente ao longo da praia e formando células de circulação, Figura 3.35, (Komar, 1998; Smith, 2003). Aagaard *et al*., 1997, referem que a manutenção e intensificação das células de circulação se deve à influência da topografia do fundo uma vez que a dissipação da energia e a sobrelevação é maior ao longo das zonas menos profundas, das zonas de barra e entre os canais de retorno.

A variação da maré influencia também de forma significativa as correntes de retorno. Na baixa-mar, a dissipação da energia da onda sobre a barra provoca um aumento da intensidade da corrente de retorno, sendo o fluxo concentrado nas cavas e nos canais de retorno, conduzindo ao aumento das velocidades do escoamento (Aagaard e Masselink, 1999).

As correntes de retorno são um bom exemplo de um sistema morfológico costeiro, e deste modo o seu comportamento e forma são fundamentalmente ditados pela natureza e grau de inter-relação entre a morfologia, hidrodinâmica e transporte sedimentar. Contudo, a falta de dados de campo adequados e a sua difícil obtenção tem impedido a aplicação de aproximações morfodinâmicas aos sistemas de correntes de retorno naturais (Aagaard *et al*., 1997; Brander, 1999; Brander e Short, 2000; Haas *et al*., 2003). Para este tipo de corrente os aspectos qualitativos estão bem descritos (Haas *et al.,* 2003), existindo estudos empíricos das correntes de retorno relacionados com a hidrodinâmica ou com a sua morfologia, mas que, contudo, não inter-relacionam estes fenómenos com as mudanças que ocorrem nas zonas costeiras (Brander, 1999).

Brander, 1999, refere que o mesmo acontece com as medições de transporte sedimentar nas correntes de retorno, que, para além de serem reduzidas, abordam geralmente a análise das estruturas sedimentares e formas dos fundos.

No entanto, não existem dúvidas quanto à importância das correntes de retorno na mudança das formas morfológicas costeiras, como a migração transversal das barras longitudinais, sendo parte integrante dos padrões de circulação junto à costa e responsáveis pelas mudanças morfodinâmicas (Haas *et al.,* 2002*,* 2003).

O espaçamento das correntes de retorno é em geral semelhante ao longo da linha de costa, variando entre os 50 e os 1000 m ou mais. Estas correntes apresentam entre o comprimento de onda e a zona de rebentação uma razão que varia entre 1.5 e 8. Por outro lado o espaçamento das correntes de retorno parece aumentar com o aumento da altura onda incidente (e deste modo a largura da zona de rebentação) e com a diminuição da inclinação da praia. Por outro lado, para uma dada praia, as correntes de retorno apresentam um espaçamento máximo sob condições dissipativas (Aagaard e Masselink, 1999). De acordo com Aagaard e Masselink, 1999, Short, 1985, identificou quatro tipos básicos de correntes de retornos: (i) retornos de erosão associados ao aumento da altura de onda e/ou mudança de direcção da agitação; (ii) retornos de acreção associados com a diminuição da altura de onda; (iii) retornos controlados topograficamente que são formas relativamente permanentes, localizadas junto a cabos, corais ou estruturas costeiras; e (iv) mega-retornos que dependem também das características da topografia local.

Os retornos de erosão surgem quando a altura de onda aumenta e a praia está em processo de erosão. O seu espaçamento e localização, são definidos em função das condições hidrodinâmicas locais estando relacionados com as ondas longitudinais. Como foi referido anteriormente, com o aumento da altura de onda da agitação marítima, o espaçamento dos retornos também aumenta, até que seja atingida a sua estabilidade ou o espaçamento se torne infinitamente longo e o estado dissipativo e sem correntes de retorno, seja atingido. Este processo, é também designado por sobredimensão das correntes retornos, sendo o padrão de circulação demasiado extenso para que a morfologia se mantenha. Este facto, conduz ao aumento do espaçamento destas correntes (erosão) para que a corrente de retorno se ajustem (Short, 1999b).

Esse ajuste pode ser medido pelo parâmetro de ajuste de retorno, Rf, Brander (1996), dado pela expressão:

$$Rf = M - \frac{O}{Ar} \tag{3.45}$$

em que "M" representa a área morfológica ocupada pelo retorno e "O" a área *overbank* do retorno e Ar=M+O. Os retornos estão abaixo do nível de ajuste quando Rf>1 e acima do nível de ajuste quando Rf<1.

Os retornos de acreção ocorrem quando a agitação é baixa ou está a diminuir e tendem a estar abaixo do nível de ajuste, principalmente na baixa-mar. Estes retornos são "fixados" pela topografia da zona de rebentação (estão localizados entre barras dinâmicas sequenciais). Estes retornos, estão interligados nos estados morfológicos de praia com a

barra longitudinal e canal e com barras dinâmicas sequenciais, mas separados no estado de praia com barra transversal e corrente retorno (Short, 1999b).

Estão também abaixo do nível de ajuste quando a corrente de retorno é demasiado pequena e fraca, quando comparada com a dimensão do canal, ou seja Rf>1, tornando-se incapaz de erodir ou mesmo de manter o canal sem sedimentos. Contudo, se as condições da agitação marítima se alterarem pode ocorrer erosão e no caso de ser obliqua migrar longitudinalmente (Short, 1999b).

As correntes de retorno podem também aumentar de velocidade com o aumento da altura de onda e com a diminuição do nível de maré. Com a diminuição da altura da maré, as correntes de retorno ficam circunscritas pela barra da topografia adjacente, levando ao aumento significativo da velocidade do escoamento (Short, 1999b).

Diversas explicações para o aparecimento das correntes de retorno e das células de circulação têm sido propostas. Estes padrões de circulação são dinâmicos, variando espacial e temporalmente. Actualmente, não existe um método cientificamente testado que permita prever a geração das correntes de retorno ou o seu espaçamento (Smith, 2003).

3.5 Transporte Sedimentar

3.5.1 Introdução

O transporte sedimentar tem um papel vital em muitos aspectos costeiros e de engenharia costeira, influenciando a construção e viabilidade económica de portos, as medidas de defesa costeira entre inundações, a perda e o ganho da largura de praia, a relação morfodinâmica entre a topografia e a dinâmica do escoamento (Soulsby, 1997; Coelho, 2005).

Os principais processos e grandezas associados ao comportamento dos sedimentos, em especial no que diz respeito ao seu movimento, ao seu comportamento em suspensão no fluido, às formas do fundo e à rugosidade efectiva são fundamentais para a compreensão de processos físicos apresentados nos capítulos seguintes.

3.5.2 Conceitos gerais

3.5.2.1 Formas de transporte

Os sedimentos podem ser movidos por correntes (geradas pela maré, pelo vento ou pela agitação), ou pela agitação, sendo bastante comum a interacção destas duas grandezas neste processo. Os sedimentos são transportados por processos básicos de suspensão (*entrainment*), transporte (*transportation*) e deposição (*deposition*). Estes processos ocorrem simultaneamente podendo interagir entre eles (Soulsby, 1997) (Figura 3.42).

O processo de suspensão dos sedimentos ocorre quando a fricção exercida no fundo do mar pelas correntes e/ou ondas, com difusão turbulenta, coloca os sedimentos em suspensão. Dá-se então o processo de transporte sedimentar, o qual pode ser de três tipos (Rijn, 1989; Soulsby, 1997; Fredsoe e Deigaard, 1992; Coelho, 2005):

- Transporte por arrastamento (*Bed load*);
- Transporte em suspensão (*Suspend load*); e

- Transporte de "lavagem" (*Wash load*);

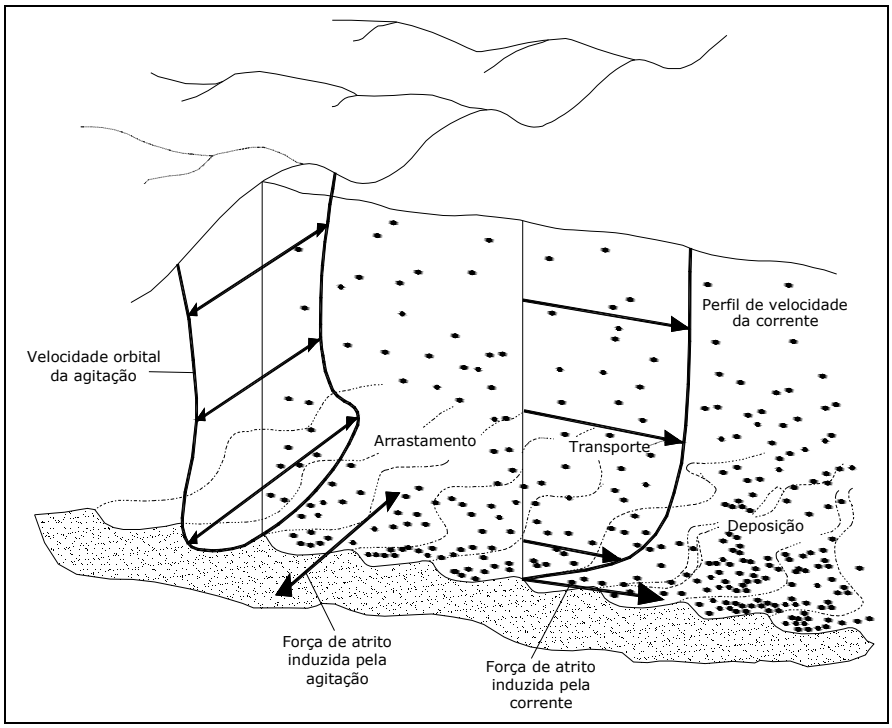


Figura 3.42 – Esquema geral do processo de transporte de sedimentos (Soulsby, 1997).

O transporte por arrastamento é mais ou menos contínuo, caracterizando-se principalmente pelo rolamento, pelo saltar e pelo deslizamento ao longo do fundo como resposta à fricção, e no caso de fundos inclinados, sendo dominante em fluxos de baixa velocidade e/ou sedimentos de grande dimensão (Rijn, 1989; Soulsby, 1997).

O transporte por suspensão ocorre quando o fluxo apresenta velocidades elevadas ou ondas suficientemente grandes e em que os sedimentes apresentem dimensões que permitam que sejam colocados em suspensão, sendo transportados pela correntes/agitação. Este tipo de transporte é geralmente maior que o transporte por arrastamento. O transporte por suspensão, ao contrário do anterior, ocorre sem a existência de um contacto contínuo com o fundo devido ao carácter turbulento do fluído. (Rijn, 1989; Soulsby, 1997).

Por último o transporte por "lavagem" é o que transporta as partículas muito finas que normalmente não estão presentes no fundo. Até agora o conhecimento das características do material do fundo não permite a previsão deste tipo de transporte. Para além do mais quando o termo "quantidade total de sedimentos" é aplicado este transporte não é considerado.

Posteriormente ocorre a deposição dos sedimentos, isto é, deixam de ser arrastados pelo fundo ou saem de suspensão.

A quantificação da quantidade de sedimentos transportados é definida por uma unidade de área vertical perpendicular à direcção do fluxo e por uma unidade de tempo, sendo designado por taxa de transporte sedimentar, Figura 3.43.

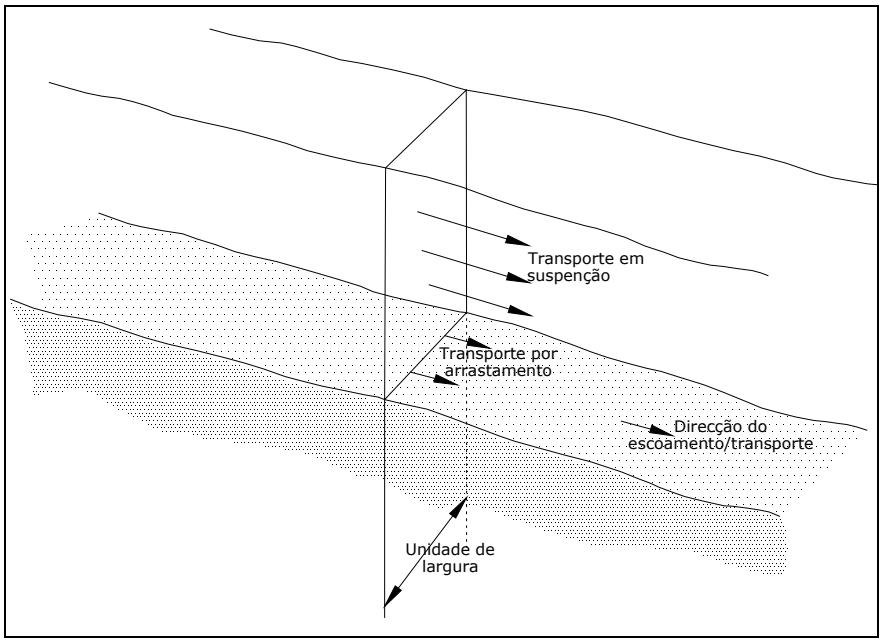


Figura 3.43 – Esquema de um plano transversal ao escoamento para definição da taxa de transporte sedimentar (Soulsby, 1997).

Diversos modelos são apresentados na literatura para prever a taxa de transporte, podendo ser divididos em três grupos: Transportes por correntes junto ao fundo - Meyer-Peter e Muller, 1948, Frijlink, 1952, Bagnold, 1966; Transporte total devido ao efeito das correntes - Bagnold, 1966, Engelund-Hansen, 1967, Ackers-White (1973); e transporte total devido ao efeito das ondas e das correntes - van Rijn, 1984, Soulsby e van Rijn, 1997.

Actualmente existem modelos numéricos que prevêem a mudança da linha de costa, permitindo a introdução e variação de parâmetros ao longo do tempo, embora existam enormes dificuldades no estabelecimento de determinadas condições fronteira como é o caso da profundidade de fecho. Dois destes modelos de previsão da evolução da linha de costa são o GENESIS - USCE e o LTC - Coelho, 2005.

3.5.2.2 Propriedades dos Sedimentos Costeiros

A maioria das mudanças da linha de costa está associada a movimentos sedimentares, podendo apresentar uma origem bem definida ou várias. Os sedimentos transportados na zona costeira apresentam geralmente dimensões que variam entre as gravilhas ou areia até argilas ou lamas (Fredsoe e Deigaard, 1992; Carter, 1995).

Para além das dimensões da partículas variarem de costa para costa, elas variam também ao longo do perfil transversal da praia no tempo e no espaço. De acordo com King e Galvin, 2002, a dimensão dos sedimentos da praia, no Inverno é maior do que no Verão. O tamanho dos sedimentos reflecte a topografia do fundo e a intensidade local da turbulência e dissipação de energia da onda. Os sedimentos de maior dimensão geralmente estão localizados na zona de maior intensidade de rebentação da onda, com a diminuição do tamanho dos sedimentos para águas mais profundas e ao longo das zonas de rebentação e de espraiamento (Komar, 1998). A variabilidade da dimensão dos grãos é também maior na parte da praia deixada a descoberto na maré baixa do que na praia em geral emersa (Coelho, 2005).

Assim, a dimensão das partículas dos sedimentos é um aspecto fundamental na caracterização de diversos processos costeiros, como por exemplo o transporte de deriva litoral (Coelho, 2005). As amostras recolhidas na zona entre marés são as que melhor representam as características sedimentares das praias, (King e Galvin, 2002).

A forma da dimensão é geralmente expressa como sendo dn, em que n representa a percentagem em massa, de partículas com dimensão inferior a determinado valor. Os percentis mais relevantes, para além de outros, e com mais utilização são em geral o d_{50} (dimensão média) e o d_{90}.

Para caracterizar o tamanho das partículas pode ainda ser definido um parâmetro adimensional de dimensão dos sedimentos (D_*), que depende não só da própria dimensão das partículas, mas também reflecte a influência da sua densidade e $S=\rho_s/\rho$ em que ρ_s representa a massa volúmica dos sedimentos das características do fluido onde se encontra (viscosidade, υ e massa volúmica, ρ). A expressão que a caracteriza é (Soulsby, 1997):

$$D_* = \left[\frac{(s-1)\ g}{\upsilon^2}\right]^{\frac{1}{3}} d \qquad (3.46)$$

3.5.2.3 Velocidade de queda das partículas

A velocidade de queda das partículas (ω_s) é um parâmetro importante para os estudos de sedimentação de materiais, sendo determinado pelo diâmetro e peso da partícula e pela viscosidade da água, sendo normalmente referida à dimensão das partículas em suspensão e não à dimensão das partículas do fundo. Assim significa que na realidade as partículas de menor dimensão e peso é que se encontram em suspensão. Soulsby, 1997 apresenta a relação proposta por Van Rijn, 1984, entre o diâmetro médio das partículas em suspensão ($d_{50,s}$) e das partículas do fundo ($d_{50,b}$), definida através do coeficiente de graduação[7] ($\sigma_s=0.5(d_{84}/d_{50}+d_{50}/d_{16})$) e o parâmetro de transporte ($T_s = (\tau_{0s}-\tau_{cr})/\tau_{cr}$) ():

$$\frac{d_{50,s}}{d_{50}} = 1 + 0.011(\sigma_s - 1)(T_s - 25) \quad , \text{ para } 0 < T_s < 25 \qquad (3.47)$$

$$\frac{d_{50,s}}{d_{50}} = 1 \quad , \text{ para } T_s \geq 25 \qquad (3.48)$$

sendo

$$(\sigma_s - 1) < \frac{1}{0.011(25 - T_s)} \qquad (3.49)$$

Soulsby, 1997, apresenta a definição da velocidade de queda propostas de autores distintos, que se apresentam de seguida:

[7] Representa a relação entre diferentes percentis que caracterizam a granulometria da areia em análise e a aproximação da granulometria a uma distribuição logarítmica normal.

Hallermeier, 1981,

$$\omega_s = \frac{\nu D_*^3}{18 d_{50}} \quad , \text{ para } D_*^3 \le 39$$

$$\omega_s = \nu \frac{D_*^{2.1}}{6 d_{50}} \quad , \text{ para } 39 < D_*^3 < 10^4 \qquad (3.50)$$

$$\omega_s = \frac{1.05 \nu D_*^{1.5}}{d_{50}} \quad , \text{ para } 10^4 \le D_*^3 \le 10^6$$

Van Rijn, 1984,

$$\omega_s = \frac{\nu D_*^3}{18 d_{50}} \quad , \text{ para } D_*^3 \le 16.187$$

$$\omega_s = \frac{10 \nu}{d_{50}} \left[\left(1 + 0.01 D_*^3 \right)^{0.5} - 1 \right] \quad , \text{ para } 16.187 < D_*^3 \le 16187 \qquad (3.51)$$

$$\omega_s = \frac{1.1 \nu D_*^{1.5}}{d_{50}} \quad , \text{ para } D_*^3 > 16187$$

Soulsby, 1997,

$$\omega_s = \frac{\nu}{d_{50}} \left[\left(10.36^2 + 1.049 D_*^3 \right)^{0.5} - 10.36 \right] \quad , \text{ para qualquer } D_* \qquad (3.52)$$

No entanto, estas formulações desprezam o efeito da concentração de sedimentos na velocidade de queda. A expressão sugerida por Soulsby pode ser afectada por um coeficiente que entre em conta com a concentração de sedimentos (c). A expressão passaria a ser a seguinte,

$$\omega_s = \frac{\nu}{d_{50}} \left[\left(10.36^2 + 1.049 (1-c)^{4.7} D_*^3 \right)^{0.5} - 10.36 \right] \quad , \text{ para qualquer } D_* \qquad (3.53)$$

Gourlay (1968) combinou três parâmetros, a altura de onda na rebentação (H_b) e período de onda (T_b) e a velocidade de queda (ω_s) definindo uma velocidade de queda adimensional, traduzida pela seguinte expressão,

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T_b} \qquad (3.54)$$

Este parâmetro foi utilizado por Wright e Short, 1984, para classificar morfologicamente os tipos de praia, baseado em diversas observações da costa sudoeste australiana, que será apresentada e desenvolvida no capítulo 4.

3.5.2.4 Parâmetro adimensional de Shields

O parâmetro de Shields (θ_{cr}) é um parâmetro adimensional que relaciona a tensão tangencial com a força necessária para mover os sedimentos do fundo, sendo traduzido pela seguinte expressão,

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{g(\rho_s - \rho)d_{50}} \tag{3.55}$$

Contudo, esta expressão não permite quantificar o seu valor, pois na prática não se dispõe do valor da tensão tangencial crítica no fundo (τ_{cr}) antes do conhecimento deste parâmetro (Coelho, 2005).

Soulsby e Whitehouse, 1997, propuseram uma expressão algébrica, que se aproxima da curva traçada por Shields, sendo função do parâmetro adimensional da dimensão dos grãos, igual a,

$$\theta_{cr} = \frac{0.24}{D_*} + 0.055\left[1 - \exp\left(-0.020 D_*\right)\right] \tag{3.56}$$

Contudo para valores de D_* pequenos não existia uma boa concordância dos valores calculados com a realização. Bagnold, ?????, demonstrou através de considerações de equilíbrio, que θ_{cr} não pode exceder o valor de 0.30. Deste modo, os mesmos autores apresentam uma nova expressão tendo em conta este valor (Soulsby, 1997), igual a,

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2 D_*} + 0.055\left[1 - \exp\left(-0.020 D_*\right)\right] \tag{3.57}$$

3.5.2.5 Tensão tangencial crítica junto ao fundo

A tensão tangencial crítica no fundo é directamente proporcional ao parâmetro de Shields (θ_{cr}), às características granulométricas dos sedimentos (d_{50}), à aceleração da gravidade (g), à massa volúmica dos sedimentos (ρ_s) e do fluido (ρ), indicando o valor a partir do qual passa a haver instabilidade dos grãos do fundo, sendo traduzida pela seguinte expressão, retirada da equação (3.55):

$$\tau_{cr} = g(\rho_s - \rho)d_{50}\theta_{cr} \tag{3.58}$$

Para o caso de o fundo apresentar alguma inclinação, então a força gravítica é uma componente que actuando no sedimento pode aumentar ou diminuir a tensão tangencial originada pelo fluxo. Assim a tensão tangencial crítica para um fundo inclinado ($\tau_{\beta cr}$) com um ângulo β, entre a direcção do escoamento e a do fundo (ψ), Figura 3.44, pode ser determinada em função da tensão tangencial crítica normal, através da seguinte expressão,

$$\frac{\tau_{\beta cr}}{\tau_{cr}} = \frac{\cos\psi \sin\beta + \sqrt{\cos^2\beta \tan^2\phi - \sin^2\phi \sin^2\beta}}{\tan\phi} \tag{3.59}$$

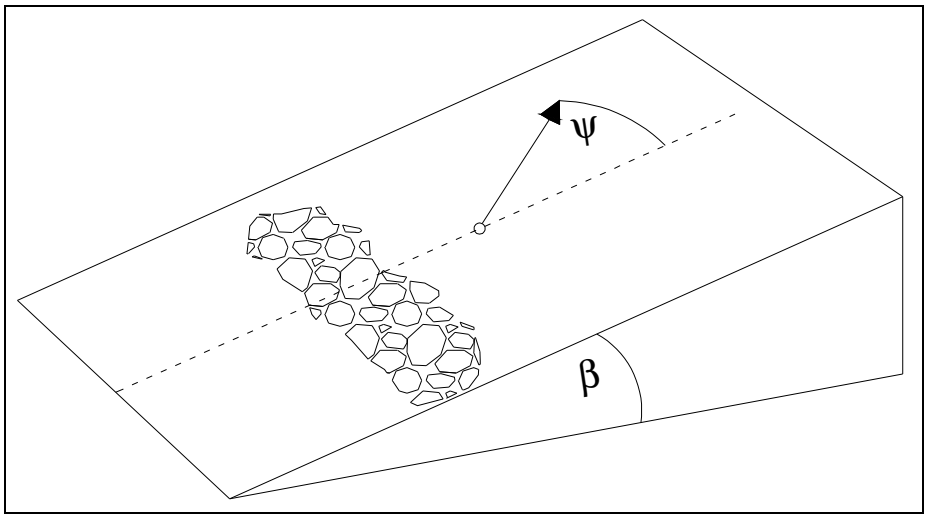


Figura 3.44 – Escoamento com um ângulo ψ em relação ao fundo inclinado de um ângulo β.

onde ϕ representa o ângulo de atrito dos sedimentos.

3.5.3 Processos de transporte sedimentar longitudinal

3.5.3.1 Introdução

O transporte sedimentar longitudinal manifesta-se frequentemente pela erosão ou acreção em redor de estruturas de defesa (esporões, quebramares).

A incidência da agitação com um rumo oblíquo relativamente à linha de costa provoca a movimentação de quantidades de sedimentos variáveis na direcção longitudinal (deriva litoral). Isto deve-se a dois mecanismos: o arrastamento pelas correntes na zona próxima da praia e o transporte na zona de rebentação da agitação. A acção das ondas incidentes movimenta a areia ao longo da praia, na direcção da onda. Quando há o retorno ou refluxo, a água e os sedimentos são arrastados na direcção de maior inclinação, em geral perpendicular à praia. Este processo é no entanto difícil de traduzir em volume de areia transportada.

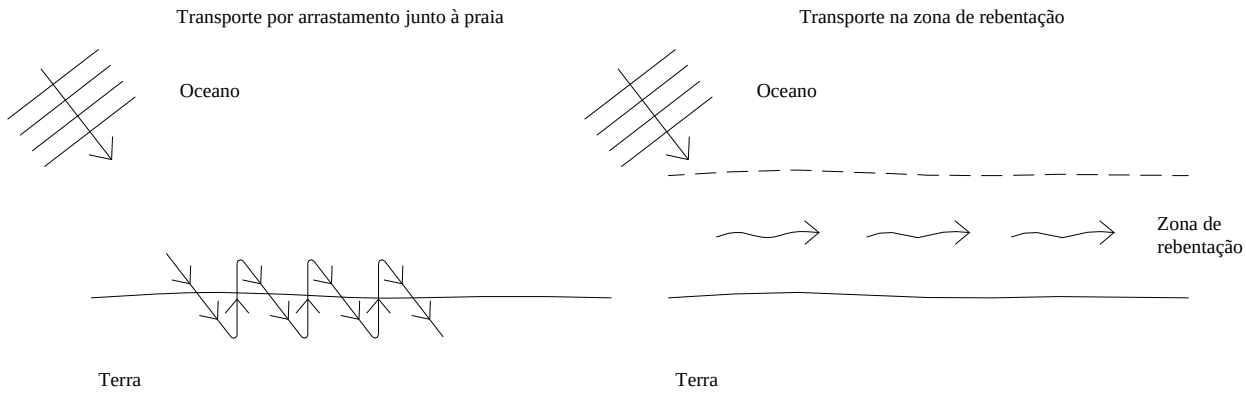


Figura 3.45 - Processos de transporte longitudinal (Coelho, 2005).

A turbulência na zona de rebentação coloca os sedimentos em suspensão, os quais podem ser transportados pelas correntes longitudinais geradas também devido à rebentação das

ondas. Juntamente com os sedimentos em suspensão são transportados sedimentos junto ao fundo. A quantificação desta parcela é também difícil de efectuar (Kamphuis, 2000).

Seguidamente serão apresentados de uma forma breve alguns dos conceitos envolvidos no transporte sedimentar. Não serão apresentados os modelos de cálculo da quantidade de sedimentos transportados, visto não ser o objectivo deste trabalho, serão apenas a indicadas as grandezas e os processos mais importantes na execução dos objectivos propostos e definidos no capítulo 1. Contudo remete-se para van Rijn, 1984, Fredsoe e Deigaard, 1994, Soulsby, 1997 e Coelho, 2005, a obtenção de informação mais detalhada sobre os referidos modelos de cálculo.

3.5.3.2 Aspectos Físicos e Sedimentológicos

Como foi referido anteriormente o transporte sedimentar na zona costeira pode ser originado pela acção das ondas (agitação) e pela acção das correntes (por exemplo, originadas pelas marés). Num destes grupos ocorreram os processos indicados no ponto 3.3.1.1, existindo uma parcela do transporte sedimentar em suspensão e outra arrastamento junto ao fundo.

Um factor importante quando se analisa o transporte sedimentar é a altura de onda, que vai variando ao longo do tempo. Normalmente opta-se por trabalhar com um valor específico, a altura de onda significativa, Hs, que corresponde à média do terço superior das alturas de onda registadas mais elevados, resultantes da análise dos registos históricos (Soulsby, 1997). Associado à altura de onda está o rumo de propagação, que varia ao longo do tempo, sendo necessário recorrer às frequências do registo e considerar para cada rumo as alturas de onda significativas.

Uma outra grandeza a ter em consideração é o conceito de velocidade orbital da onda que actua sobre os sedimentos, junto à camada de fundo. Esta velocidade é oscilatória tendo particular interesse quando as ondas actuam em águas pouco profundas (onde a acção da onda é significativa no transporte junto ao fundo). A velocidade orbital, U_w, tenderá a ser nula para águas profundas (van Rijn, 1989), visto que,

$$U_w = \frac{2\pi}{T} A_w \tag{3.60}$$

em que A_w representa a amplitude de pico da onda, dada pela equação 3.61, e T o período de onda, ou seja,

$$A_w = \frac{H_S}{2\sinh(k\,h)} \tag{3.61}$$

em que k corresponde ao número de onda ($2\pi/L$).

Um último conceito relacionado com agitação, é o da espessura da camada limite da onda (δ_w) dada pela seguinte equação,

$$\delta_w = 0.072\, A_w \left(\frac{A_w}{3 d_{90}} \right)^{-0.25} \tag{3.62}$$

Com esta grandeza é possível definir a altura da camada junto ao fundo onde o coeficiente de mistura de sedimentos, é praticamente constante quando o fundo é plano.

Ao longo da profundidade da água as características da concentração de sedimentos vão variando, Figura 3.46. Para que seja possível avaliar uma concentração admissível de sedimentos é necessário definir uma altura considerada de referência, em que se admite nula a variação da concentração de sedimentos (van Rijn, 1989; Coelho, 2005).

Essa concentração, C_a é dada pela seguinte expressão, proposta por van Rijn, 1984,

$$c_a = 0.015 \frac{d_{50}}{a} \frac{T'^{1.5}}{D_*^{0.30}} \tag{3.63}$$

em que T' representa um parâmetro adimensional de excesso de tensões tangenciais no fundo, definido pela seguinte equação,

$$T' = \frac{\theta - \tau_{cr}}{\tau_{cr}} \tag{3.64}$$

onde θ é o parâmetro de mobilidade das partículas, semelhante ao parâmetro crítico apresentado na equação 3.55, mas agora referido à tensão tangencial efectiva do fundo, (Coelho, 2005).

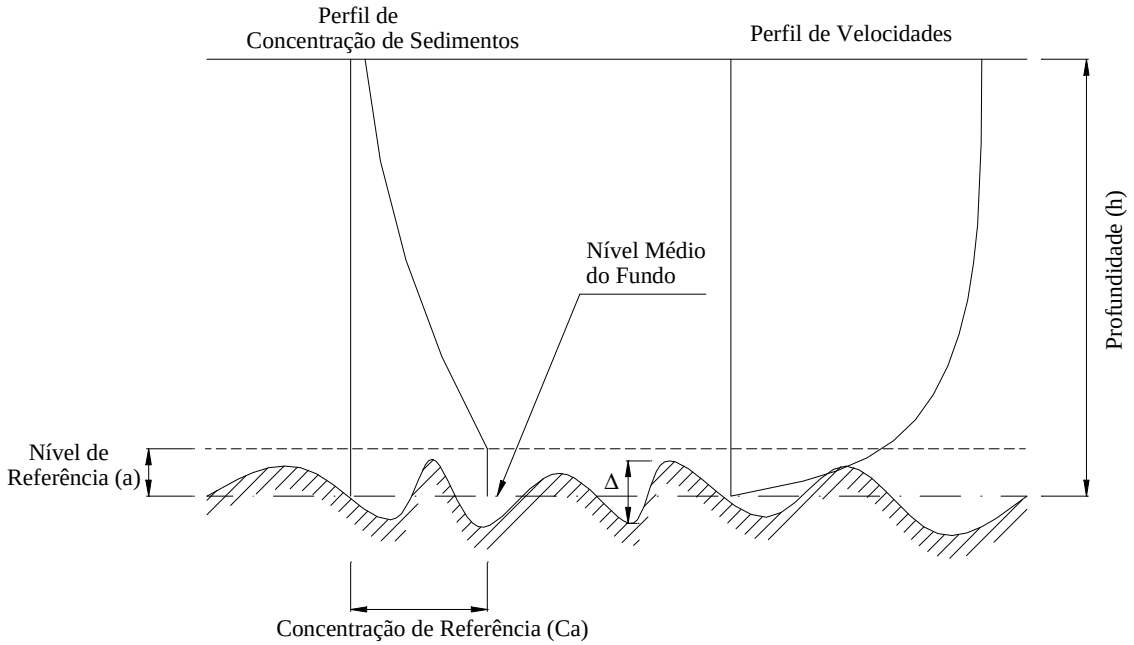


Figura 3.46 - Esquema da variação de concentração de sedimentos e das velocidades em profundidade (adaptado de Rijn, 1989 e Coelho, 2005).

Esta concentração de sedimentos c_a é constante até à altura a, a qual apresenta uma definição variável segundo diversos autores. A forma do fundo é um factor importante, condicionando o nível de referência para regiões de pequenas profundidades, apresentando valores diferentes para fundos lisos, com rugas ou em forma de dunas. Os fundos lisos ocorrem para altas velocidades de corrente em águas pouco profundas ou então sob acção intensa das ondas.

Contudo, para fundos com rugas, deverá ser adoptada a seguinte relação, para determinar a altura (Δ) e comprimento (λ) das formas (Soulsby, 1997):

$$\Delta = \frac{\lambda}{7} \tag{3.65}$$

e

$$\lambda = 1000\, d_{50} \tag{3.66}$$

Para fundos em forma de duna existem várias fórmulas empiristas para a determinação da altura e comprimento das formas do fundo, embora nesta dissertação se considerem os seguintes valores propostos por Van Rijn, 1984 (Soulsby, 1997):

$$\Delta = 0 \quad \text{para } \tau_{0s} < \tau_{cr} \tag{3.67}$$

$$\Delta = 0.11h\left(\frac{d_{50}}{h}\right)^{0.3}\left(1-e^{-0.5T_s}\right)\left(25-T_s\right) \text{ para } \tau_{cr} < \tau_{0s} < 26\tau_{cr} \tag{3.68}$$

$$\Delta = 0 \quad \text{para } \tau_{0s} > 26\tau_{cr} \tag{3.69}$$

$$\lambda = 7.3h \tag{3.70}$$

em que τ_{0s} representa a tensão tangencial efectiva no fundo devido aos grãos e τ_{cr} a tensão tangencial crítica no fundo.

Segundo van Rijn, 1984, o nível de referência a ser assumido deve ser igual a metade da altura da forma do fundo ($a=0.5\Delta$) ou igual à rugosidade efectiva do fundo ($a=k_s$) quando a altura das formas do fundo não for conhecida. O valor de *a,* escolhido não deve ser inferior a 1% da profundidade por razões de exactidão.

A definição da profundidade na avaliação do transporte sólido longitudinal é de extrema importância, visto que para a mesma condição de agitação em zonas mais profundas a carga sedimentar transportada é menos significativa do que para uma zona de menor profundidade, onde aumenta exponencialmente.

Uma última grandeza a ser considerada é a velocidade de corrente ao longo da profundidade. Esta grandeza é variável e pode ser esquematizada segundo o perfil logarítmico que se visualiza na Figura 3.46. Para a resolução dos problemas relacionados com a deriva litoral é importante definir o valor médio em profundidade (u_c). Este parâmetro entra como um dado na generalidade dos problemas de transporte sólido longitudinal.

Por último é necessário definir a tensão tangencial no fundo exercida pela corrente ($\bar{\tau}_c^{'}$) sobre o fundo. Esta tensão pode ser expressa pela velocidade de atrito da corrente junto ao fundo (u_*) sendo definida pela seguinte equação,

$$u_* = \left(\frac{\bar{\tau}_c^{'}}{\rho}\right)^{0.5} \tag{3.71}$$

3.5.4 Processos de transporte sedimentar transversal

3.5.4.1 Introdução

O transporte sedimentar transversal é muito importante uma vez que os perfis costeiros com erosão/acreção estão associados e este tipo de transporte. Um perfil de praia muda continuamente podendo ser modificado consideravelmente durante a ocorrência de uma tempestade. Neste processo de transporte serão apenas considerados os transportes induzidos pela agitação e pela maré, não se incluindo o transporte eólico, visto ser pouco significativo.

O transporte sedimentar transversal apresenta comportamentos tipificados ocorrendo no sentido de barlamar, quando ocorrem tempestades, e para sotamar, em condições normais. O transporte nestas duas direcções ocorre de forma distinta e marcadamente em escalas temporais díspares. Deste modo a capacidade de previsão destes dois tipos de transporte varia substancialmente. O transporte sedimentar para barlamar, ocorre com grande rapidez, visto que a altura de onda e a sua capacidade energética é elevada, sendo um processo que se estende todo o perfil activo (Figura 3.47). O transporte no sentido de sotamar, ocorre geralmente no Verão quando a altura de onda é menor, movimentando os sedimentos ao longo da praia para sotamar, juntando-se, e aumentando a praia (Figura 3.48) (Dean *et al*., 2002).

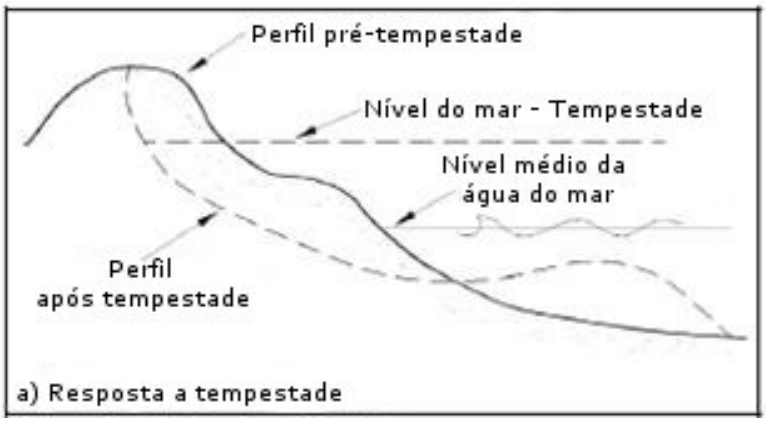


Figura 3.47 – Perfil de resposta a uma tempestade.

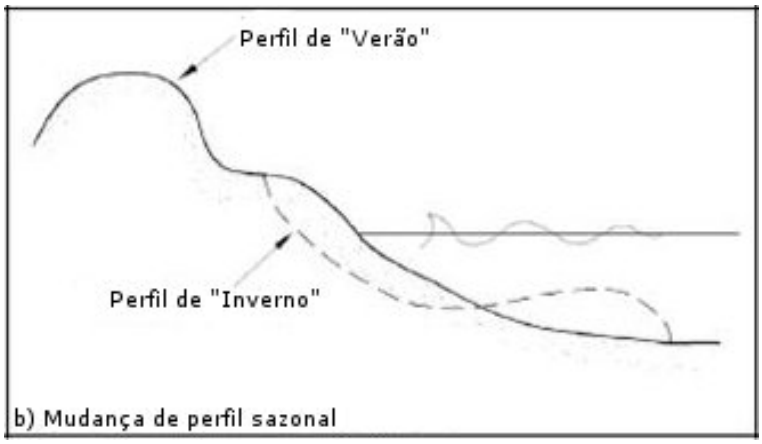


Figura 3.48 – Perfil de mudança sazonal.

A análise de perfis transversais efectuada para um período temporal longo, pode indicar importantes contributos no processo de erosão/acreção, bem com no conhecimento evolutivo da morfologia e morfodinâmica da praia submersa.

Seguidamente são apresentados, de uma forma resumida os conceitos de inclinação de face da praia, perfil activo e perfil de equilíbrio com o objectivo de enquadrar e de fornecer os conceitos necessários para o desenvolvimento deste trabalho.

3.5.4.2 Inclinação da face da praia

São diversos os factores que influenciam a inclinação da face da praia. O factor mais importante relativamente ao declive da praia é o tamanho do grão, ocorrendo um incremento com o aumento da dimensão granulométrica. O segundo factor, é o nível de energia das ondas, em que para sedimentos de dimensão igual as maiores energias produzem inclinações mais suaves. Outros parâmetros apontados são a calibragem do sedimento, o nível freático na praia, a velocidade da corrente longitudinal e o nível de maré (Ferreira, 1998).

Existem diversas relações para representar a inclinação da praia na zona de rebentação, Kamphuis, 1986, a qual relaciona a altura de onda na rebentação e a dimensão média dos sedimentos (Coelho, 2005):

$$\tan\beta = 1.8\left(\frac{H_b}{d_{50}}\right)^{0.5} \tag{3.72}$$

Outra relação apresentada por Sunamura (1984), resulta da compilação de resultados de mais de 35 fontes publicadas, (Hughes e Turner, 1999).

$$\tan\beta = \frac{0.12}{\left(\frac{H_b}{T\sqrt{gD}}\right)^2} \tag{3.73}$$

Contudo Kriebel, 1991, após uma reanálise dos dados de Sunamura, propôs uma nova expressão (Hughes e Turner, 1999).

$$\tan\beta = 0.05\left(\frac{\omega_s T}{H_b}\right)^{0.5} \tag{3.74}$$

Segundo Kraus, 1992, verifica-se que a inclinação da praia é normalmente maior para condições de ondulação que gerem acreção (ondas de menor altura) e que em condições de temporal (ondas de maior altura) a inclinação de praia torna-se mais suave (Coelho, 2005).

Ferreira, 1998, apresenta duas novas expressões, tendo por base o parâmetro adimensional de Sunamura, 1984, para a altura de rebentação e para a onda ao largo.

$$\tan\beta = 0.106\left(\frac{H_b}{g^{0.5}D^{0.5}T}\right)^{-0.25} \tag{3.75}$$

$$\tan\beta = 0.112\left(\frac{H_0}{g^{0.5}D^{0.5}T}\right)^{-0.27} \tag{3.76}$$

3.5.4.3 Perfil activo

Segundo Coelho, 2005, o perfil activo está intimamente ligado com o conceito de profundidade activa ou profundidade de fecho, a qual também define desde logo a largura do perfil. A profundidade de fecho é um conceito que nem sempre é bem compreendido, sendo definido como a profundidade a partir da qual não existem alterações de cota do fundo, que depende das ondas, marés e outras forças hidrodinâmicas (Morang e Parson, 2002).

Existem duas fórmulas que se utilizam para o cálculo da profundidade de fecho, em especial para regiões onde as medições de campo são insuficientes ou desactualizadas. A primeira é a de Hallermeier (1978) que relaciona a profundidade de fecho do perfil transversal com a altura de onda e o respectivo período, sendo traduzida pela seguinte expressão (Morang e Parson, 2002):

$$h_c = 2.28H_s - 68.5\left(\frac{H_s^2}{gT_{H_s}^2}\right) \tag{3.77}$$

A segunda é a de Birkmeier, 1985, que corrigiu os coeficientes da expressão anterior, baseado na observação de perfis em Duck, na Carolina do Norte.

$$h_c = 1.75H_s - 57.9\left(\frac{H_s^2}{gT_{H_s}^2}\right) \tag{3.78}$$

No entanto, os valores obtidos no cálculo da profundidade de fecho com base nestas expressões apresentam uma grande variação, de acordo com a quantidade da informação disponível sobre a agitação marítima (Coelho, 2005).

3.5.4.4 Perfil de equilíbrio

À semelhança do conceito referido anteriormente a definição de perfil de equilíbrio sempre foi questionada, visto que as condições de agitação, de maré, de vento e de correntes estão constantemente em mudança. Contudo esta simplificação é de grande validade uma vez que é bastante útil na caracterização da forma do perfil em todas as zonas costeiras (Morang e Parson, 2002b).

Dean, 1990, apresentou quatro características que os perfis de equilíbrio podem apresentar (Morang e Parson, 2002b) (Figura 3.49):

- Concavidade para cima;
- Inclinações suaves mais moderadas associadas a sedimentos mais finos e inclinações mais acentuadas associadas a sedimentos mais grosseiros;
- A praia acima da zona de rebentação é aproximadamente plana;
- Ondas de maior declividade formam inclinações suaves na praia submersa, havendo tendência para a formação de barras.

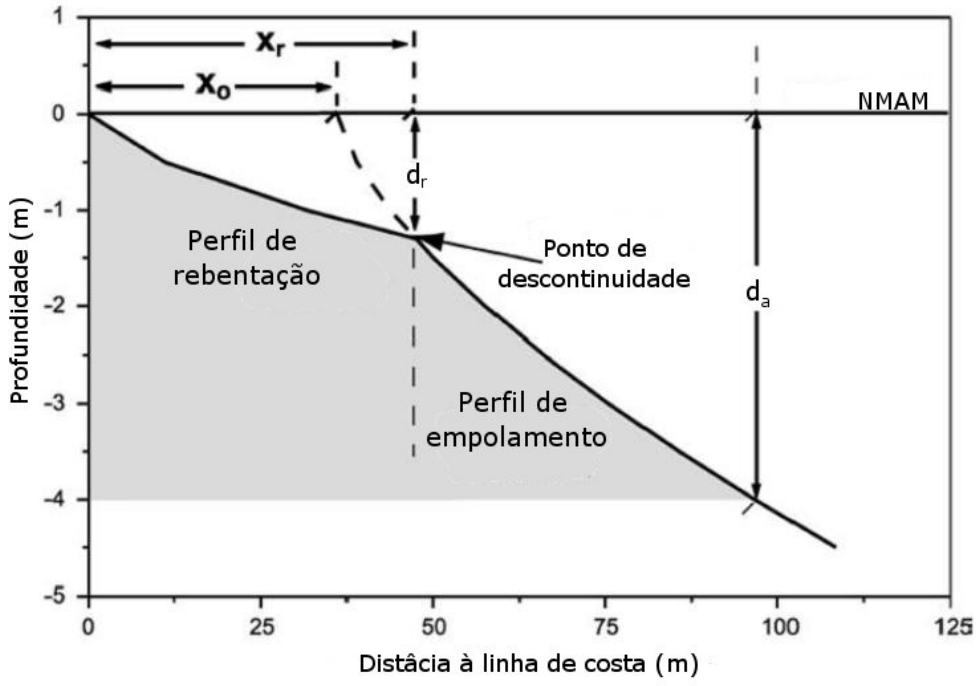


Figura 3.49 – Perfil de equilíbrio de praia (Bernabeu, *et al.* 2003).

CAPÍTULO 4

Morfologia da Zona Costeira

4. MORFOLOGIA DA ZONA COSTEIRA

4.1 Introdução

Na zona costeira existe um vasto número de formas costeiras que lhe conferem diferentes morfologias. O aparecimento e a modelação de todas essas formas costeiras estão intimamente relacionados com as condições de agitação, de maré, de correntes, do transporte sedimentar e do tamanho dos sedimentos que ocorrem na zona costeira numa determinada escala temporal e espacial.

Para um melhor conhecimento da formação e evolução da zona costeira, foram propostas várias classificações, dividindo-a em grupos, com base em características semelhantes, nomeadamente em termos geológicos e ambientais.

As primeiras classificações distinguiam as zonas que tinham sido afectadas pelo aumento da sua área (submergência), pela descida do nível médio da água do mar (emergência), ou por ambas as situações (costas compostas), (Morang *et al.,* 2002).

Posteriormente foram elaboradas outras classificações, incidindo sobretudo na morfologia da linha de costa, não incluindo contudo as condições dos fundos marinhos, com excepção da classificação de Inman e Nordstrom, 1971 e de Morang *et al.,* 2002.

Morang *et al.,* 2002, refere a classificação de Shepard, 1937, como uma das mais utilizadas para as zonas costeiras e que divide as zonas costeiras em costas primárias, formadas na sua maioria por agentes não oceanográficos e em costas secundárias, modeladas primariamente por processos marinhos. A subdivisão ocorre de acordo com agentes específicos, terrestres ou marinhos, que tiveram uma influência elevada no desenvolvimento costeiro. Esta classificação é extremamente ampla, permitindo que quase todas as zonas costeiras do mundo sejam incorporadas.

4.2 Características Gerais dos Sistemas de Barreira

Ao longo desta dissertação serão descritas as estruturas/formas morfológicas presentes na área em estudo, remetendo para o trabalho realizado por Silva, 2004, a classificação/descrição detalhada das variadíssimas estruturas/formas geomorfológicas presentes na zona costeira.

Bates e Jackson, 1984, referidos por Morang *et al.,* 2002, indicam que, de uma forma geral, as barreiras são elevações de areia longas e baixas, com cotas ligeiramente acima dos níveis de preia-mar, estendendo-se em geral paralelamente à costa, separadas de terra por uma lagoa ou por uma zona húmida, protegendo trechos da costa da acção directa da agitação. Tal como a definição anterior, nesta dissertação, barreira ou complexo-barreira significará toda a estrutura que inclui a praia, as formas submersas junto à costa, as camadas sedimentares e a lagoa ou zona húmida, Figura 4.1. As embocaduras e os canais podem também ser considerados como parte integrante do sistema barreira.

Woodroffe, 2002, define estruturas do tipo barreira como acumulações extensas longas de areia e/ou godo, devidas à acção das ondas, marés e ventos, paralelas à linha de costa,

acima do nível médio das águas do mar e limitando geralmente a drenagem terrestre ou bloqueando uma lagoa.

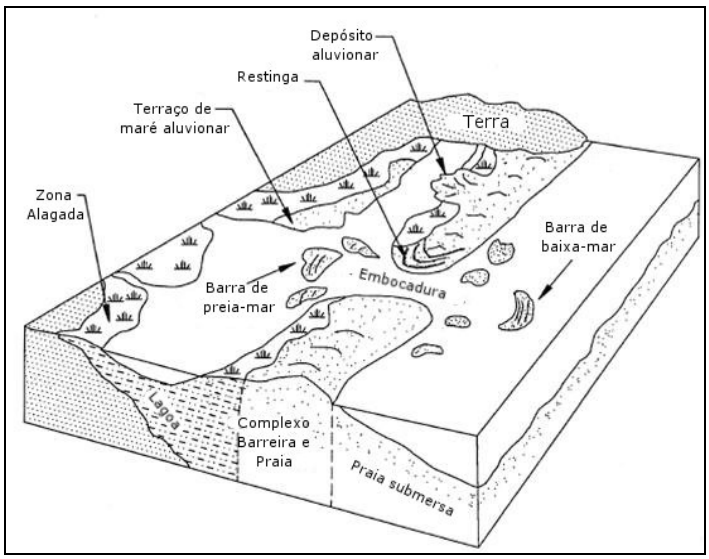


Figura 4.1 – Representação de um complexo do tipo barreira, Morang *et al.,* 2002.

Existem diferentes tipos de barreiras, como os cordões-barreira, as restingas-barreira e as ilhas-barreira, Figura 4.2. O primeiro tipo de estrutura geomorfológica pode ser definido como uma restinga única ligada a terra em ambos os lados, formando uma lagoa no seu interior, Figura 4.2a. A segunda estrutura difere da anteriormente mencionada, devido à existência de uma abertura ou embocadura, que mantém a ligação com o mar ou outro corpo de água, Figura 4.2b. A última estrutura pode ser caracterizada por ser constituída por ilhas isoladas (Woodroffe, 2002; Davis e Fitzgerald, 2004; Silva *et al.,* 2004b), Figura 4.2c.

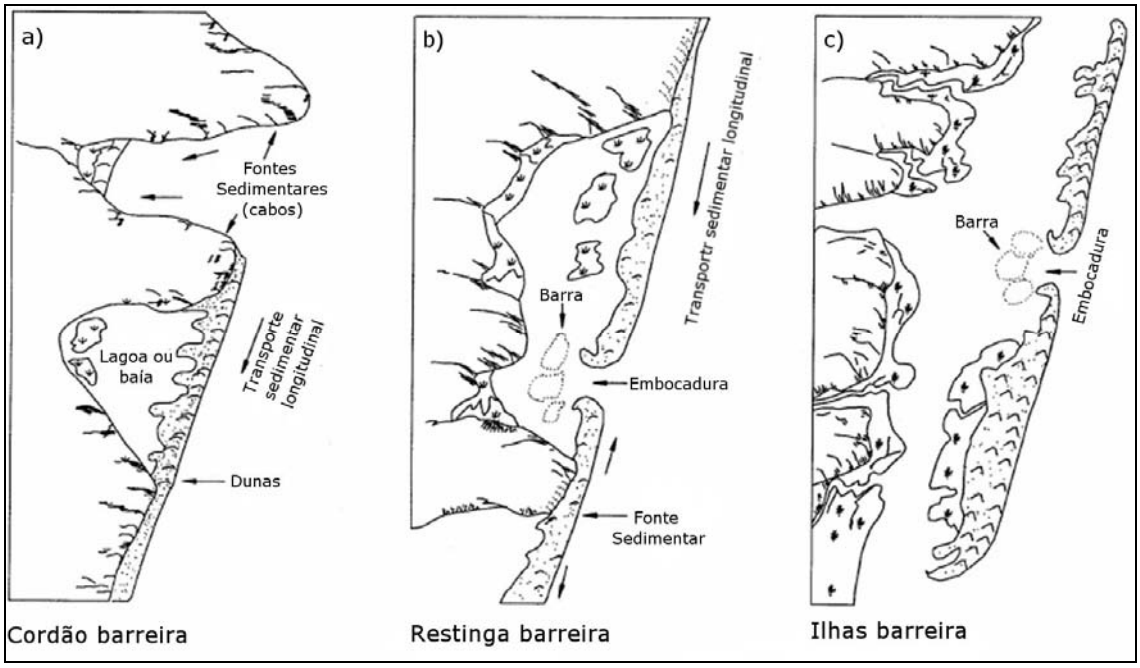


Figura 4.2 – Tipos de barreiras, Morang *et al.,* 2002.

A origem destas estruturas morfológicas é atribuída a três processos possíveis: crescimento vertical de barras submersas (Beaumont, 1845 e Johnson, 1919); crescimento lateral de barras arenosas (Gilbert, 1885 e Fisher, 1968), e "afogamento" de praias e dunas costeiras durante eventos de subida do nível médio da água do mar (McGee, 1890; Hoyt, 1967) (Woodroffe, 2002; Silva *et al.*, 2004b).

As barreiras variam consideravelmente em tamanho e tipo (zona costeira dominada pela maré ou pela agitação), posição relativa à costa (isoladas ou ligadas) e estabilidade (estável, em progressão ou em regressão) (Hesp e Short, 1999). A formação e estabilidade das barreiras e futuras tendências de erosão ou de deposição estão estreitamente relacionadas com as fontes sedimentares, a variação do nível médio da água do mar, os ciclos de tempestades e a topografia da zona costeira (Hesp e Short, 1999; Davis e Fitzgerald, 2004).

De acordo com a literatura existem três estados marítimos principais com os quais se formaram a maioria das barreiras. Estes estados são designados por transgressivo, regressivo e estacionário no qual o nível da água do mar está a subir, a descer e aproximadamente estável, respectivamente (Hesp e Short, 1999).

Hesp e Short, 1999, de forma a uniformizar a terminologia existente apresentam uma classificação de barreiras, associado, em primeiro lugar, ao nível da água do mar, em segundo lugar à natureza progressiva, estacionária e regressiva e por último de acordo com a morfologia aérea de grande escala.

Esta classificação divide as barreiras quanto à sua formação nas seguintes classes:

- Nível médio da água do mar transgressivo (subida): barreiras progressivas, costa plana; barreiras regressivas, ilhas barreira; barreiras regressivas, costa plana; barreiras regressivas, barreiras ligadas a terra.
- Nível médio da água do mar regressivo (descida), barreiras progressivas;
- Nível médio da água do mar estacionário, barreiras progressivas: barreiras estacionárias; campo de dunas transgressivas; barreiras regressivas;

As barreiras progressivas são formadas quando o volume sedimentar disponível é elevado, em períodos em que o nível da água do mar se mantém estável, apresenta uma subida suave (Davis e Fitzgerald, 2004) e/ou apresenta uma descida (Hesp e Short, 1999).

As barreiras progressivas são frequentemente formadas por acumulações sedimentares localizadas quando o volume sedimentar é muito elevado. O aumento de sedimentos pode ocorrer, nomeadamente em períodos de tempestades, causando erosão nas arribas não consolidadas, produzindo volumes significativos de sedimentos para o sistema litoral ou devido a um aumento significativo dos caudais dos rios, em situação de cheias e/ou inundações, transportam grandes volumes de sedimentos para as zonas costeiras. Noutros casos, este tipo de barreiras resulta da movimentação dos sedimentos da plataforma continental interior para a costa, durante longos períodos e cujas condições de agitação permitem a acumulação de sedimentos. Este processo provoca o aumento da praia para barlamar, alargando a berma e separando a duna frontal do mar como resultado do aumento da largura da praia (Davis e Fitzgerald, 2004).

Relativamente às barreiras regressivas, formam-se quando as fontes sedimentares são insuficientes para manter o ritmo associado à subida do nível médio da água do mar e/ou com a perda de sedimentos (Davis e Fitzgerald, 2004).

Contudo, as barreiras podem também ser regressivas em condições estáveis do nível médio da água do mar. Nesta situação o factor responsável por esta ocorrência é geralmente a diminuição das fontes sedimentares e/ou o balanço sedimentar negativo, que conduz à erosão da linha de costa e consequentemente ao recuo da barreira (Hesp e Short, 1999).

Quando o balanço sedimentar é fixo, uma barreira regride quando o volume de areia que contribui para a manutenção da barreira é menor que o volume que é retirado da barreira. Estes sedimentos podem ser arrastados para longe da costa durante as tempestades, movimentados ao longo da costa ou transportados sobre a barreira por acção dos galgamentos. O resultado final é a erosão na barreira frontal, causando um decréscimo da largura da praia e a destruição da duna frontal. Uma redução da largura e da altura do perfil da barreira pode produzir um recuo da barreira para a ria, lagoa ou zona húmida adjacente. Esta migração designada por barreira de migração para terra (*rollover*) ocorre principalmente durante as tempestades em que ocorrem galgamentos (Davis e Fitzgerald, 2004).

Este tipo de barreira pode ser identificado pela sua reduzida largura, por uma duna frontal (principal) ou pela sua inexistência e pelo aparecimento de camadas sedimentares devidas a galgamentos.

No entanto, há um elevado número de factores que determinam a localização e dimensão das formas individuais ao longo da costa, como por exemplo o declive da costa, que dita a dimensão da lagoa, ou a corrente de um rio que controla a posição da embocadura de maré (Davis e Fitzgerald, 2004). Apesar dos muitos factores que influenciam a morfologia costeira, nomeadamente em relação às zonas planas, à distribuição global das barreiras, às embocaduras de maré e a vários outros ambientes, os principais factores são a magnitude da agitação e a energia da maré. De uma forma simplificada, as ondas são responsáveis pelo transporte dos sedimentos ao longo da costa, com tendência para o aumento da extensão das barreiras e a subida/descida do nível da maré provoca o enchimento e o esvaziamento da zona interior das barreiras, ocorrendo trocas de água em locais onde a corrente de maré é forte. Esta corrente transporta por sua vez sedimentos para áreas próximas ou afastadas da costa.

De acordo com o modelo de Hayes, 1979, as zonas costeiras de deposição estão divididas em três classes em função da altura de onda e da amplitude de maré de cada região. Estas três classes correspondem a zonas costeiras onde a agitação é dominante, onde a influência da agitação e da maré é equivalente e onde a maré é dominante, respectivamente, Figura 4.3.

- Nas zonas costeiras dominadas pela agitação, o transporte longitudinal de sedimentos é dominado pelas ondas, tendo as marés uma influência secundária. Podem ser caracterizadas por barreiras extensas e lineares, com poucas embocaduras de maré. O interior das barreiras é composto por baías ou lagoas, com ocorrência de trocas directas de água. No seu interior podem existir zonas húmidas,

geralmente a sotamar de depósitos resultantes de galgamentos e a barlamar da antiga zona costeira. Podem ser também encontrados para sotamar das embocaduras de maré, bancos de areia de grande dimensão.

- Nas zonas costeiras de energia mista a agitação e a maré são importantes na modelação da morfologia costeira. As barreiras destas zonas costeiras tendem a ser pequenas e baixas, apresentando um maior número de embocaduras de maré do que as zonas costeiras referidas anteriormente, reflectindo assim o importante papel das marés. Este tipo de zonas costeiras apresenta ambientes intertidais, resultantes do transporte sedimentar produzido pelas correntes de maré. Amplitudes de maré elevadas geram grandes áreas intertidais e promovem também o desenvolvimento de zona húmidas e a estabilização dos sedimentos.

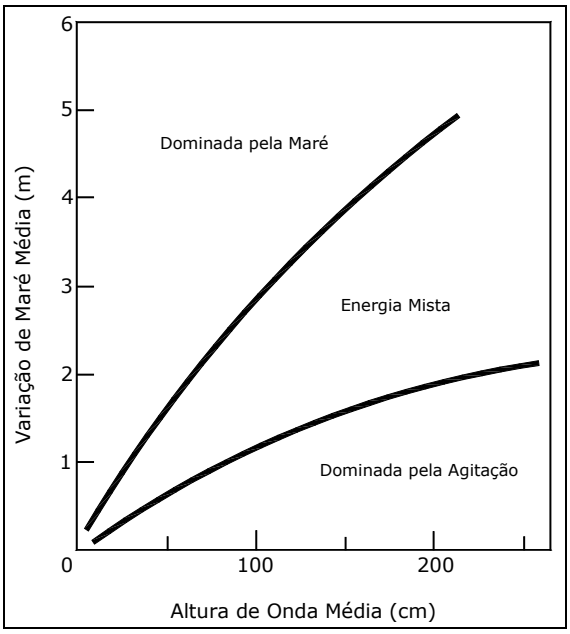


Figura 4.3 – Classificação das zonas costeiras, Hayes, 1979
(adaptado de Davis e Fitzgerald, 2004).

- As zonas costeiras dominadas pelas marés coincidem em geral com baías de grande dimensão de formato afunilado. Esta configuração realça o efeito da onda de maré, que provoca grandes amplitudes, fortes correntes e um regime de sedimentação em que domina o transporte sedimentar próximo e longe da costa. Devido à reduzida energia da agitação nestas zonas costeiras, as barreiras e as embocaduras de maré são inexistentes. Nestas zonas litorais os sedimentos de maior dimensão são transportados para áreas mais afastadas da costa e depositadas em grandes bancos de areia paralelos às correntes de maré. Os sedimentos finos tendem a acumular-se mais próximo da costa, formando extensos terraços de maré ("*tidal flats*"). Na direcção de terra surgem terraços de maré associados a grandes áreas húmidas.

As barreiras encontram-se, na sua quase totalidade, em ambientes onde a agitação é dominante ou em zonas de energia mista. No entanto, é importante referir que, não é o valor absoluto da altura de onda, mas sim a razão existente entre a agitação e a amplitude de maré que dita a presença e a distribuição das barreiras. Um exemplo deste facto é o que

acontece na costa Oeste dos Estados Unidos da América, onde a importância da energia da agitação é demonstrada pela presença de barreiras, apesar da amplitude de maré atingir os 4 m (energia da agitação sobrepõe-se aos efeitos da amplitude de maré) (Davis e Fitzgerald, 2004). De referir que na região da Ria de Aveiro, este pressuposto também se verifica embora actualmente, a costa Oeste dos Estados Unidos apresente fontes abundantes de sedimentos, enquanto que na região de Aveiro essas fontes se encontram bastante reduzidas.

4.3 Características Gerais dos Sistemas de Praia

A configuração das praias é totalmente dependente dos níveis de agitação e do volume de sedimentos, sendo a sua presença independente de muitos outros processos superficiais, e estando presentes consequentemente em todas as latitudes, climas, amplitude de maré e em todos os tipos de zonas costeiras. Contudo, são influenciadas e modificadas por outros processos, particularmente pela amplitude de maré e pelo vento, e outros parâmetros como tamanho e tipo de sedimentos, biota, ar e temperatura e composição química da água (Short, 1999a).

Uma praia, Figura 4.4, na sua definição mais simples, é um depósito de sedimentos que se sobrepõem em várias camadas, estendendo-se na plataforma continental, desde a profundidade a partir da qual a energia da ondulação é capaz de transportar sedimentos para sotamar, até ao limite superior de espraiamento que é o limite da acção sub-aérea da onda e de transporte de sedimentos pelo mar (Short, 1999a).



Figura 4.4 – Sistema de praia (fotoengenho, 2006)

Na análise das características das praias podem-se considerar duas dimensões: a dimensão espacial e a dimensão temporal. A dimensão espacial pode ser definida bidimensionalmente, na sua forma transversal, adicionando-se a componente tridimensional com a inclusão das características longitudinais. Esta dimensão, foi já descrita no capítulo 2, uma vez que é essencial para a compreensão e localização dos diversos fenómenos descritos no capítulo 3.

Relativamente à componente temporal as praias podem modificar-se desde o instante até ao longo de um milénio. As modificações ocorrem na superfície da praia, onde se verifica o espraiamento/refluxo e nos fundos onde a agitação influencia a movimentação dos

sedimentos. Adicionalmente às escalas temporais de longo termo, à produção de sedimentos (erosão/acreção) sobrepõem-se as interacções instantâneas da praia, que podem conduzir a modificações e que, em último caso, alteram a sua morfologia e a sua morfo-estratigrafia (Short, 1999a).

As praias podem assim também ser analisadas pela sua variação a uma escala temporal, dependendo do seu processo formativo. Esta variação pode ser instantânea, produzida por processos associados a variações de maré, diárias, sazonais e períodos mais longos, produzidos por mudanças da agitação, das marés, dos ventos e do clima, e para períodos ainda mais longos, resultantes de combinações de longo termo de volumes de sedimentos, processos de subida do nível médio da água do mar e mudanças climáticas e tectónicas (Short, 1999a).

Deste modo, as praias são consideradas sistemas dinâmicos, dependentes de diversos factores, destacando-se: geologia, balanço sedimentar, características da agitação, regime de maré, regime de ventos e subida do nível médio da água do mar.

Geologia – O substrato geológico no qual a praia se insere influencia a sua natureza e o seu tamanho de três formas principais (Short, 1999a):

- A inclinação transversal sobre a qual as praias se podem formar apresenta uma variação muito reduzida. Inclinações suaves conduzem ao excessivo empolamento da agitação e à formação de elevações e terraços subaquáticos, enquanto que taludes de elevada inclinação induz o transporte de sedimentos a barlamar e a erosão da linha de costa conduz a costa rochosas;
- A morfologia tridimensional do substrato rochoso determina o volume de sedimentos acumulados entre o substrato e a superfície da praia para uma dada posição do nível do mar e das condições de agitação. Juntamente com as fontes sedimentares irá influenciar a longo termo e em grande escala a evolução destes sistemas;
- A herança geológica é outro dos factores a ter em consideração. A topografia costeira pré-existente influenciará a zona costeira de forma diferente se for um recife ou uma superfície dura, e deste modo influenciará o empolamento da onda. Este facto irá modificar a altura de onda e a sua direcção junto à costa e consequentemente a forma e tipo de praia.

Balanço sedimentar – Para que ocorra a formação de uma praia deverá existir uma fonte de sedimentos para serem transportados pelas ondas para uma zona de acumulação. O volume de sedimentos em movimento pode ser definido pelo balanço sedimentar, que é igual ao volume das fontes sedimentares menos as perdas, durante um determinado período de tempo. Para que a praia se mantenha ou aumente, o balanço tem que ser positivo, caso contrário surgem problemas erosivos parciais ou totais.

Agitação marítima – A maioria das praias é formada por acção de ondas gravíticas, vagas (*sea*) ou ondas (*swell*), determinando o talude de equilíbrio da praia. Para além do tipo de onda, as características físicas da onda como a altura e o período são determinantes na formação/manutenção dos diversos tipos de praia. Estas grandezas influenciam a profundidade a que os fenómenos de empolamento e rebentação ocorrem, influenciando o tipo de praia.

Um outro factor de importância relevante a ter em consideração são as ondas infragravíticas, que são o resultado da interacção do tipo de agitação incidente com a inclinação de praia, tendo influência na definição da dinâmica bi e tridimensional e na morfologia da zona de rebentação e de espraiamento/refluxo.

Regime de maré – O regime de maré é importante sobretudo quando, combinado com as condições da agitação, contribuem substancialmente para a morfologia das praias. As marés mudam continuamente a linha de costa, com a variação vertical de subida e descida em cada ciclo de maré, e horizontal, mudando a distância de actuação à linha de costa dependendo da amplitude de maré. Esta mobilidade irá também influenciar a zona de empolamento, de rebentação e de espraiamento/refluxo da agitação. A variação do nível de água conduz às correntes de maré que regional e localmente transportam sedimentos e influenciam a morfologia das praias e dos sistemas-barreira.

Regime de ventos – Os ventos locais apresentam um número significativo de potenciais impactos nas praias. São essenciais no processo de formação das ondas, contribuindo também para a formação de correntes longitudinais e, desta forma, para o processo de transporte sedimentar, bem como para o transporte eólico. Com o aumento da velocidade do vento aumentam os impactos causados.

Subida do nível médio da água do mar – As variações do nível médio da água do mar podem ser sazonais, devido a variações da temperatura da água, a grandes chuvadas ou a flutuações no caudal desaguado pelos rios para o mar. Outro tipo de variação, com maior importância, é a variação do nível da água do mar causada pelo avanço e recuo glaciar ao longo de milhares de anos. Nos últimos 20 mil anos o nível do mar variou mais de 100 m e estas variações estendem-se por mais de 3 milhões de anos (Komar, 1998).

A subida do nível médio da água do mar deixa a linha de costa em desequilíbrio ficando desajustada em relação ao clima de agitação. Assim, a zona costeira sofre um reajustamento natural, atenuando cabos e promontórios e enchendo estuários, em geral, numa tentativa de suavizar e linearizar a linha de costa (Komar, 1998). Com a subida do nível médio da água do mar os processos hidrodinâmicos ocorrem muito próximos da linha de costa, não se verificando a dissipação de energia da agitação, que por sua vez se irá concentrar numa faixa estreita, aumentando a sua capacidade de mudança.

Estes sistemas podem ser classificados de acordo com a sua forma geométrica e quanto à posição relativa permitindo a distinção de vários tipos. Contudo, esta classificação dos sistemas de praia não deverá ser absoluta, podendo ser atribuída a qualquer depósito sedimentar móvel, (Silva, 2004):

- Praias abertas – resultantes da acumulação junto de costas rectilíneas sendo normalmente alongadas (Figura 4.5a).
- Praias de embocadura – associadas à embocadura de estuários e à dinâmica local estando normalmente associadas a restingas, barreiras litorais e outras formas de acumulação (Figura 4.5b).
- Praias de enseada – pequenas praias de forma côncava embutidas em costas recortadas (Figura 4.5c).

- Praias de cabeceira ou de fundo de baía – forma-se na concavidade ou na cabeceira de baías de grandes raios de curvatura, sendo limitadas exteriormente por promontórios salientes. Em geral são curvilíneas em forma de crescente aberta (Figura 4.5d).
- Praias confinadas – surgem na cabeceira de furnas alargadas ou outras reentrâncias estreitas e alongadas na linha de costa, tendendo a preencher essas reentrâncias (Figura 4.5e).
- Praias triangulares ou em cunha – estas praias reflectem em geral a existência de derivas litorais convergentes e mais ou menos equivalentes, podendo originar cabos de areia (Figura 4.5f).
- Praias côncavas – apresentam a frente rectilínea e o perímetro anterior côncavo (Figura 4.5g).
- Praias convexas – apresentam a frente rectilínea e o perímetro anterior convexa (Figura 4.5h).
- Faixa de praia – praias muito estreitas e alongadas junto à fachada rochosa, por vezes residual (Figura 4.5i).



a) Praia aberta – Sul de Leirosa



b) Praia de embocadura – Península de Tróia



c) Praia de enseada – Praia do Tonel, Alentejo



d) Praia de cabeceira ou de fundo de baía – Praia de Peniche/Baleal.



e) Praia confinada – Florianopolis, Santa Catarina, Brasil.



f) Praia triangular ou em cunha (http://pubs.usgs.gov/circ/c1075/change.html)



g) Praia concava – Praia do Martinhal, Algarve.



h) Praia convexa – Nazaré.



i) Faixa de Praia – Alentejo.

Figura 4.5 – Tipos de geometria e posição dos sistemas de praia (Google Earth, 2007).

4.4 Formas Costeiras

4.4.1 Introdução

Na zona costeira coexistem várias formas fisiográficas complexas, nomeadamente elementos rochosos, praias, estuários, deltas, zonas húmidas, mangais, etc. Estes ambientes costeiros têm sido dinâmica e continuamente modificados pela agitação, pelas marés e pelas correntes. Contudo, para o homem, esta transição não tem sido pacífica, sendo muito instável e por vezes catastrófica. Ao longo de um determinado segmento costeiro, a erosão e a deposição ocorrem simultaneamente ou em sequência, devido principalmente à acção das ondas (Silvestre e Hsu, 1997).

As praias em planta raramente são lineares ou suaves em curvatura ao longo de uma distância longitudinal significativa, apresentando geralmente estruturas sedimentares direccionadas para barlamar e fazendo um determinado ângulo com a linha de costa. Estas estruturas morfológicas são conhecidas como crescentes de praia, ondas sedimentares, linha de costa dinâmica ou grandes crescentes. Contudo, estas formas podem surgir isoladas, ocorrendo frequentemente com um determinado espaçamento uniforme (Komar, 1998).

Vários processos de classificação destas formas morfológicas consideravam a sua magnitude ou espaçamento. Por exemplo, eram consideradas crescentes de praia formas que apresentassem espaçamentos menores do que 25 m, enquanto que as ondas sedimentares, a topografia dinâmica e as grandes crescentes apresentam espaçamentos superiores. Contudo, estas designações podem ser consideradas como quase sinónimas (Komar, 1998).

As crescentes de praia podem ser formadas por um conjunto variado de mecanismos embora o seu espaçamento seja semelhante independentemente da origem da sua formação. Deste modo, só uma classificação genética, que reflicta o processo da formação das crescentes, será completamente satisfatória. Uma classificação genética das crescentes foi apresentada por Komar, 1983, considerando as formas crescentes e os tipos de barras, sendo que as crescentes de praia tendem a ser as formas mais pequenas e as barras crescênticas e transversais as formas dinâmicas de maior dimensão (Komar, 1998) (Figura 4.7).

Nos próximos sub-capítulos será efectuada uma breve descrição das diversas formas costeiras, bem como uma apresentação de teorias propostas para a sua génese.

4.4.2 Crescentes de Praia

4.4.2.1 Introdução

Ao longo da linha de costa têm sido observados diversos padrões rítmicos na morfologia da zona costeira (Figura 4.6), quer em praias naturais, quer em laboratório, Johnson (1919), Harris (1967), Bowen e Inman (1971), Dolan (1971), Komar (1973), (Guza e Inman, 1975).



Figura 4.6 – Crescentes de Praia (Praia do Baleal - Peniche), (http://pt.rentalia.com, 2007).

De acordo com Guza e Inman (1975) e Werner e Fink (1993), os padrões das crescentes consideradas são geralmente formados na linha de costa, uniformemente espaçados e apresentando uma forma côncava, Figura 4.7a. As crescentes de praia formam-se em praias marítimas e fluviais, variando os sedimentos entre a areia fina e o godo (Werner e Fink, 1993).

Estas estruturas morfológicas apresentam um espaçamento que varia de menos de 1 m em margens de lagos (Komar, 1973) a cerca de 10^5 m ou mais (Dolan e Ferm, 1968), referidos por Guza e Inman, 1975.

Estas formas, assim como outras, topograficamente regulares, existentes na zona próxima da costa, como as rugas, as megarugas, as barras sedimentares, os sistemas barra/canal, as ondas de sedimentos e as marcas do espraiamento, têm sido investigadas devido ao seu efeito no transporte sedimentar e à sua uniformidade na presença de complexas interacções entre ondas, correntes e sedimentos (Werner e Fink, 1993).

Segundo Masselink e Pattiaratchi (1998) existem dois tipos de crescentes de praia, habitualmente referidas na literatura:

1. As formadas pela rotura de uma berma existente (Jefferson, 1899; Evans, 1938, 1945; Dubois, 1978; Sallenger, 1979; Kaneko, 1985);
2. As formadas pela deposição de sedimentos nas extremidades das crescentes em situação de acreção (Kuenen, 1948; Russell e McIntire, 1965; Komar, 1973; Huntley e Bowen, 1978; Dean e Maurmeyer, 1980; Sato *et al.*, 1981; Takeda e Sanamura, 1983; Holland e Holman, 1996; Masselink *et al.*, 1997).

A morfologia das crescentes de praia depende da dimensão dos sedimentos, da inclinação do talude da praia (que também depende da dimensão dos sedimentos) e da amplitude de maré (Komar, 1998), caracterizando-se por baías de inclinação suave, a barlamar, separadas pelas extremidades das crescentes de maior inclinação (Masselink e Pattiaratchi, 1998; Masselink, 1999), Figura 4.8. O espaçamento uniforme entre as extremidades e baías é um excelente exemplo de uma estrutura simples na natureza que tem iludido algumas explicações científicas (Holland e Holman, 1996).

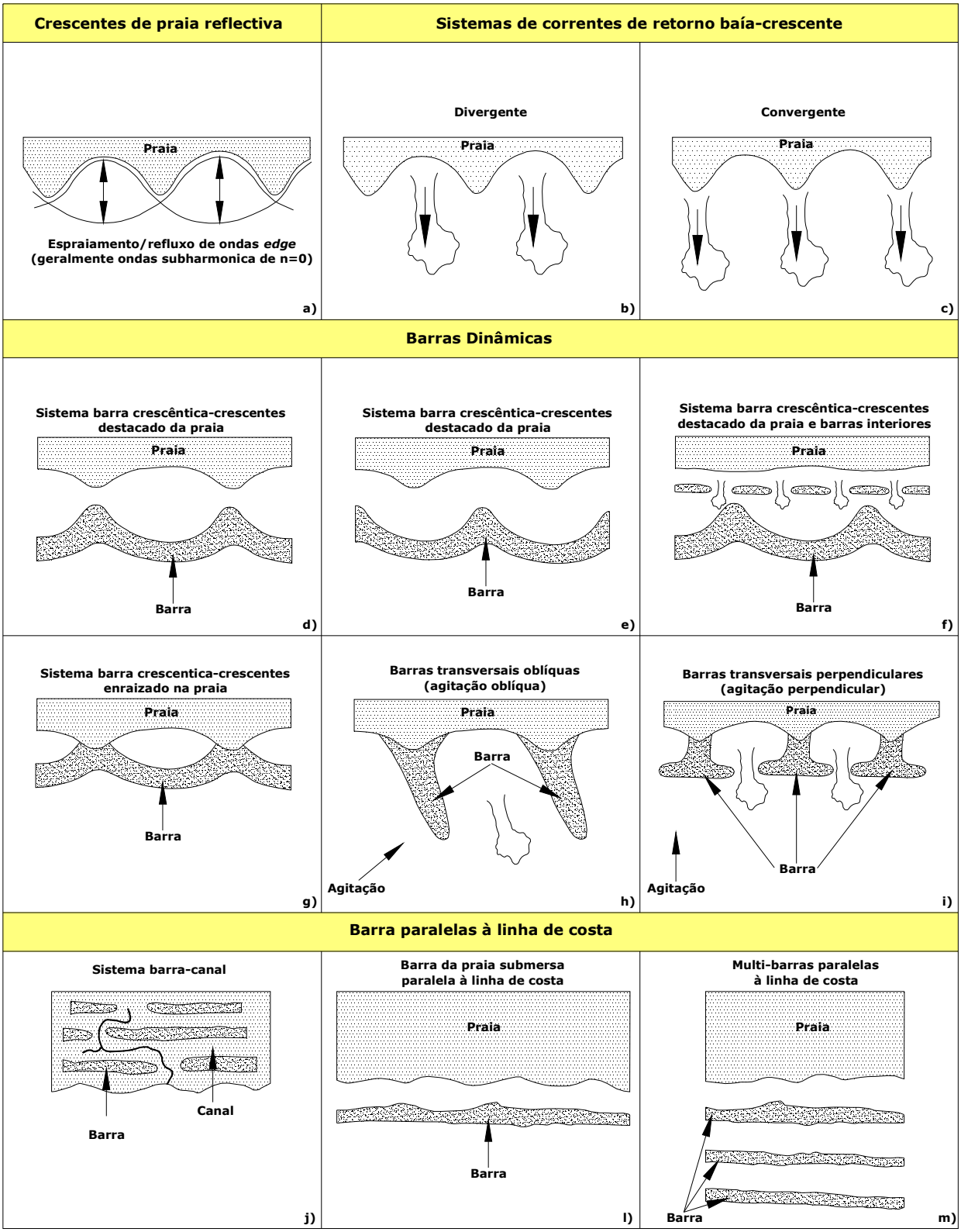


Figura 4.7 – Exemplos de formas costeiras
(adaptado de Komar, 1998; Woodroffe, 2002; Rosati *et al.,* 2002).

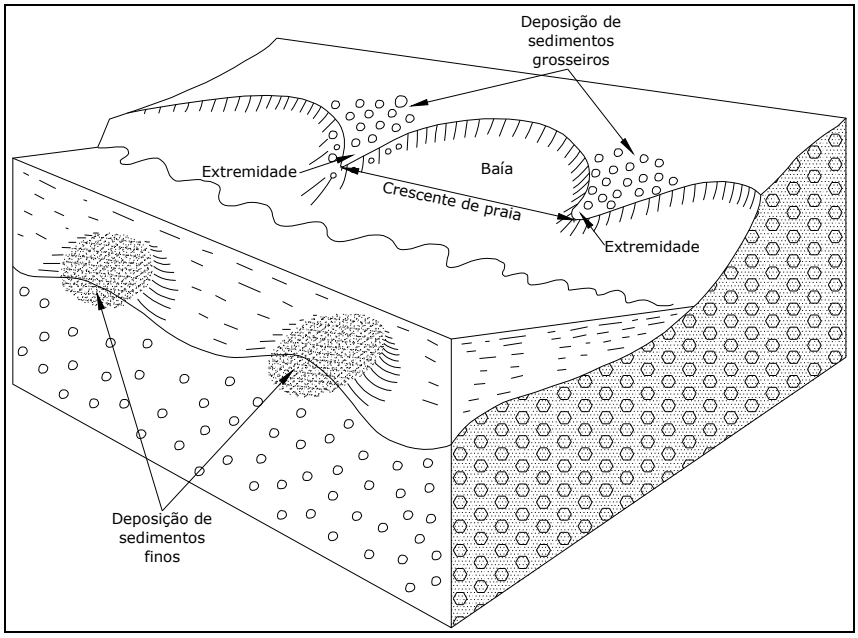


Figura 4.8 – Esquema das crescentes de praia (adaptado de Easterbrook, 1999).

Uma característica comum destas formas é a separação dos sedimentos em função das suas dimensões, com as extremidades das crescentes a apresentarem uma dimensão dos sedimentos superior à observada nas baías. Este contraste entre a dimensão dos sedimentos provoca uma diferença de permeabilidades, podendo influenciar o processo de formação e manutenção das crescentes. Após a formação das crescentes, o material grosseiro das extremidades apresentam uma taxa de erosão menor devido à maior permeabilidade dissipando melhor a energia do espraiamento (Komar, 1998), Figura 4.8.

Dolon e Ferm, (1968) citados por Guza e Inman, 1975, classificaram a forma das crescentes na linha de costa, de acordo com as suas dimensões/espaçamento:

- Crescentes de praia tradicionais: entre 8 e 25 m;
- Crescentes de tempestade: entre 70 e 120 m;
- Crescentes gigantes ou linha de costa dinâmica: entre 700 e 1500 m.

Outros autores referem dimensões indicativas de crescentes, sem realizarem contudo qualquer tipo de classificação, como é o caso de:

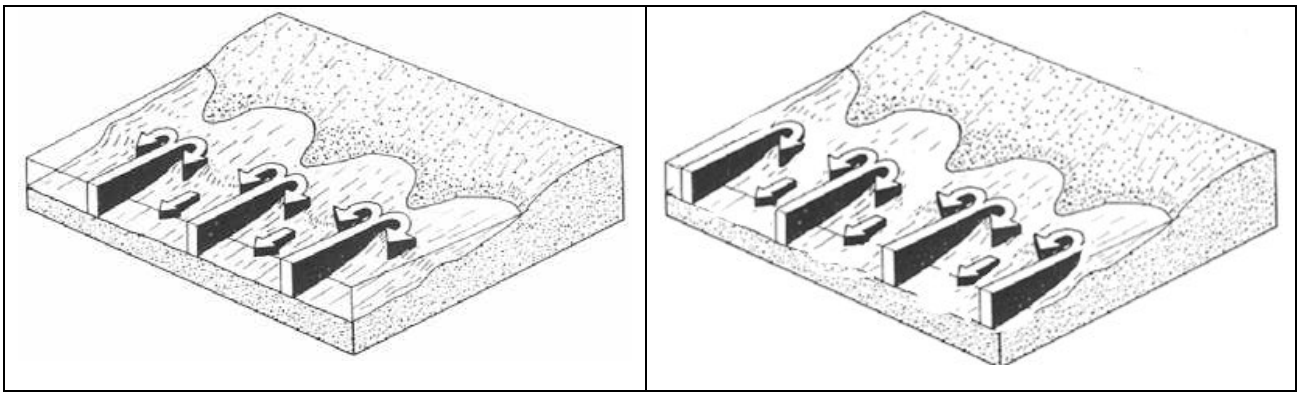
- Komar, 1976, referido por Werner e Fink, 1993, espaçadas de 0,10 m a 60 m;
- Inman e Guza, 1982, espaçadas de alguns centímetros a 75 m;
- Masselink e Pattiaratchi, 1998, espaçadas de 0,10 m a 40 m;
- Coco *et al.*, 2003, espaçadas de 1 a 50 m.

Uma classificação de acordo com o tamanho é, contudo, genericamente inconveniente, como foi referido anteriormente. Segundo Guza e Inman, 1975, Kuenen, 1948, refere que as crescentes típicas e de tempestade são praticamente a mesma coisa, diferindo apenas no seu tamanho.

Na ausência de previsões de natureza teórica, os primeiros estudos direccionaram o seu esforço para encontrar relações empíricas entre o espaçamento das crescentes e/os parâmetros da agitação marítima, em especial a altura de onda. Contudo, as melhores correlações na previsão do espaçamento das crescentes foram encontradas com: (1) o comprimento de onda das ondas longitudinais, que depende do período de onda incidente e da inclinação do talude de praia, e (2) a distância horizontal do espraiamento da agitação (Komar, 1998). Estas correlações estão directamente relacionadas com a hipótese mais recente de formação de crescentes de praia, que seriam formadas pelas ondas longitudinais sub-harmónicas (Guza e Inman, 1975) ou através do processo de auto-organização, sob influência do processo de espraiamento/refluxo (Werner e Fink, 1993).

Segundo Wright e Short, 1984, o espaçamento das crescentes está directamente relacionado com a magnitude do movimento de espraiamento e com o comprimento de onda da agitação incidente. Estas formas podem desenvolver-se numa ampla variedade de ambientes costeiros, mas são comuns em praias constituídas por sedimentos grosseiros, expostas a ondas com energia relativamente baixa, rebentando ou oscilando directamente no talude de praia. Uma parcela considerável da energia da agitação incidente é reflectida do talude de praia e não é dissipada na zona de rebentação, sendo por isso designadas por praias reflectivas.

Estas formas podem resultar da combinação da acreção nas extremidades e da erosão na zona das baías. A formação das crescentes é favorecida por condições de agitação incidente oscilatória, sem rebentação, aproximadamente perpendiculares à linha de costa e em praias inclinadas (geralmente com sedimentos grosseiros). O espraiamento ocorre no sentido ascendente da praia sem erodir as crescentes, frequentemente de uma forma irregular. Numa praia com crescentes, o espraiamento é deflectido pelas extremidades (divergente) para as baías que se escoa para barlamar como refluxo (Werner e Fink, 1993).



a) Espraiamento divergente b) Espraiamento convergente

Figura 4.9 – Padrão de circulação do espraiamento nas crescentes de praia

4.4.2.2 Formação das Crescentes de Praia

4.4.2.2.1 Introdução

A morfologia das crescentes de praia é frequentemente observada em praias reflectivas, caracterizadas pela face de praia muito inclinada, com agitação incidente de baixa energia e com rebentação oscilante (Holland e Holman, 1996, Masselink e Pattiaratchi, 1998).

De acordo com Inman e Guza, 1982, algumas morfologias parecem ser restritas da face da praia, enquanto que outras se estendem pela zona de rebentação. A maioria destas formas multifacetadas e dinâmicas parecem estar associadas a dois tipos básicos de crescentes: crescentes de espraiamento/refluxo (*swash cusps*) e crescentes da zona de rebentação (*surfzone cusps*). Estes tipos de crescentes apresentam uma correspondência com os apresentados por Komar, 1998, representados esquematicamente na Figura 4.7a (primeiro tipo), Figura 4.7b e Figura 4.7c (segundo tipo).

A agitação incidente tem também um efeito significativo no espraiamento. Pode ocorrer a sobreposição do espraiamento da agitação incidente com o movimento sub-harmónico das ondas longitudinais, produzindo uma variação sistemática do nível do espraiamento ao longo da face da praia que, por sua vez, produz perturbações erosivas periódicas (Inman e Guza, 1982).

As crescentes de espraiamento são, assim, formadas pela acção do espraiamento/refluxo, a partir da sua acção directa na face da praia e da berma (Inman e Guza, 1982), desenvolvendo-se sob condições de agitação marítima que proporcionam a acreção (Masselink, 1999).

As crescentes de rebentação são formadas por correntes de circulação (correntes de retorno) próximas da costa que modelam a praia numa dimensão que é da ordem da largura da zona de rebentação. A rede de escoamento ocorre entre correntes de retorno que transportam sedimentos da linha de costa, postos em movimento pela acção da agitação e que são depositados na zona de rebentação. A corrente de retorno tenderá a erodir um canal próprio formando uma baía. Assim, o resultado é um sistema de crescentes de praia com o mesmo comprimento de onda que a circulação junto à costa (Inman e Guza, 1982).

Estas mudanças da praia iniciam-se na zona submersa e na zona de rebentação, modificando, eventualmente, a linha da costa, com a formação de grandes crescentes com baías profundas e com comprimento de onda igual ao da célula de circulação. Desde que o comprimento de onda da célula de circulação seja várias vezes a largura da zona de rebentação, o comprimento de onda das crescentes da zona de rebentação pode variar entre 1 m em lagos a centenas de metros em linhas de costa expostas (Inman e Guza, 1982).

O desenvolvimento e a manutenção das crescentes de praia deve-se ao padrão do fluxo de circulação tridimensional do espraiamento e caracteriza-se pela deflexão do espraiamento nas extremidades da crescente para as baías adjacentes. Este padrão de circulação é designado por "fluxo divergente das extremidades da crescente" e promove o transporte sedimentar para a costa, com inclinações elevadas nas extremidades das crescentes e transporte para barlamar e inclinações suaves nas baías.

Diversas teorias foram até à data propostas para explicar a geração e a manutenção da morfologia das crescentes de praia, sendo por vezes refutadas por outras.

Uma explicação para a falta de consenso é que a formação das crescentes ocorre com uma rapidez extrema. Desenvolvem-se a partir de um perfil suave em alguns minutos (Evans,

1939; Komar, 1973), embora a duração temporal de formação seja em geral e tipicamente da ordem de um a três ciclos de marés (Sato *et al*., 1992; Holland e Holman, 1996). Assim, torna-se difícil recolher amostras das condições iniciais que provocam a sua formação. Uma vez que a medição dos espaçamentos das crescentes e o registo das condições ambientais são realizados após a formação das crescentes e a maioria das experiências é limitada à duração de apenas alguns dias, algumas explicações acerca da formação das crescentes, associadas às condições que as originam, podem ser enganadoras (Holland, 1998).

Contudo, existem duas teorias que possuem uma grande aceitação por parte da comunidade científica, e que são:

- A teoria das ondas longitudinais estacionárias (edge);
- A teoria da auto-organização.

No entanto, o mecanismo mais plausível para a formação e espaçamento das crescentes, é a combinação das duas teorias anteriormente referidas.

4.4.2.2.2 Teoria das Ondas Longitudinais Estacionárias

Há mais de um século, que diversos autores tentam explicar a formação das crescentes de praia. Guza e Inman, 1975, apresentam uma retrospectiva das primeiras tentativas para explicar o aparecimento destas morfologias dinâmicas.

Estes autores conduziram trabalhos de laboratório e de natureza teórica, com o objectivo de estudar o mecanismo de geração das ondas longitudinais estacionárias. Nestes trabalhos foram geradas ondas longitudinais estacionárias capazes de produzir crescentes com um comprimento que oscilava entre 0,10 m e 10 m.

As ondas longitudinais são ondas gravíticas que se geram ao longo da costa por refracção, não permitindo a irradiação da energia para águas profundas e que podem estar presentes de forma estacionária ou propagando-se ao longo da costa, situação em que adquire uma amplitude máxima (Guza e Inman, 1975, Holland e Holman, 1996 e Dean, 2001).

Segundo Holland e Holman, 1996, Bowen e Inman, 1969, propuseram a teoria segundo a qual as crescentes se formam em resposta a um movimento diferencial do fluido ao longo da costa, provocado por ondas longitudinais. Numa praia plana, as ondas longitudinais exibem a seguinte relação entre o comprimento de onda, $L_{e,}$ e período, T_e (Eckart, 1951):

$$L_e = \frac{g}{2\pi} T_e^2 (2n+1) \tan\beta \qquad (4.1)$$

em que n representa número de modo da onda e β o ângulo que a praia faz com a horizontal.

Para ondas incidentes monocromáticas e unidireccionais, a onda longitudinal que mais facilmente ocorre, é a onda sub-harmónica de modo n=0, isto é, a onda longitudinal apresenta um período duplo da onda incidente, $T_e = 2T_i$, em que T_i representa o período da onda incidente (Guza e Inman, 1975; Inman e Guza 1982). As ondas longitudinais síncrones, de período igual ao da onda incidente ($T_e = T_i$), foram também observadas em laboratório para n=0 ou n=1, sendo contudo de muito menor amplitude que as ondas

longitudinais sub-harmónicas. Este facto é suportado por experiências laboratoriais (Bowen e Inman, 1969 e Guza e Inman, 1975).

Assim, o pressuposto adoptado é que o comprimento de onda das crescentes é igual à separação longitudinal do nível do espraiamento máximo da onda longitudinal incidente, interacção que forma a perturbação inicial ao longo da face da praia. Deste modo, o comprimento de onda das crescentes de praia, λ_c, é igual ao comprimento de onda ($\lambda_c = L_e$) para a onda síncrone ou metade deste valor ($\lambda_c = L_e/2$), para a onda sub-harmónica (Inman e Guza, 1982), Figura 4.10.

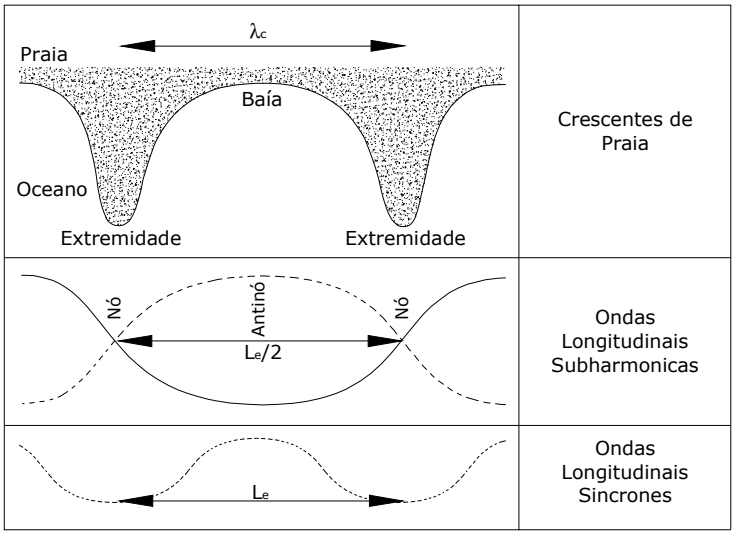


Figura 4.10 – Representação esquemática de ondas longitudinais sub-harmónicas e síncrones (adaptado de Inman e Guza, 1982; Holland e Holman, 1996).

De acordo com o que foi anteriormente referido e considerando a equação 4.1, os comprimentos de onda das crescentes associadas às ondas longitudinais sub-harmónicas (para *n=0*) estão relacionados com o período da onda incidente (Inman e Guza, 1982; Holland e Holman, 1996; Komar, 1998) pela expressão:

$$\lambda_c = \frac{L_e}{2} = \frac{g}{\pi} T_i^2 \tan\beta \qquad (4.2)$$

Relativamente às ondas longitudinais síncrones (para *n=0*), para ondas incidentes de comprimento de onda infinito, a interacção com as ondas longitudinais de menor amplitude e igual período, é regida pela seguinte relação (Inman e Guza, 1982; Holland e Holman, 1996; Komar, 1998):

$$\lambda_c = L_e = \frac{g}{2\pi} T_i^2 \tan\beta \qquad (4.3)$$

Guza e Inman, 1975, realizaram um conjunto de ensaios laboratoriais para testar e verificar a formação de crescentes de praia por ondas longitudinais para praias reflectivas e dissipativas.

A confirmação da formação das crescentes pelo processo das ondas longitudinais foi também referida por Huntley e Bowen, 1978. Durante um estudo das velocidades das correntes na região da praia submersa, estes autores observaram a formação de crescentes. O espectro de velocidades, aproximadamente a 10 m a barlamar da linha de costa, mostrou a ocorrência de energia em frequências sub-harmónicas, anteriormente à formação das crescentes. Este pico sub-harmónico persistiu durante várias horas, não sendo significativo para um nível de confiança de 95%, mas sendo coerente nos vários sensores e exibindo uma relação de fase das componentes vertical e horizontal da velocidade consistente com a onda longitudinal sub-harmónica estacionária de modo zero (Holland e Holman, 1996).

Outro facto relevante foi a coincidência do espaçamento médio entre crescentes (12.7 m) e o comprimento de onda previsto das crescentes formadas por ondas longitudinais sub-harmónicas, com um período próximo dos 14 s. Importa ainda referir que este estudo se diferencia dos demais, uma vez que apresenta a observação da distribuição em frequência da energia da onda, próximo da linha de costa e antes da formação das crescentes.

Komar, 1998, Inman e Guza, 1982, Takeda e Sunamura, 1983, e Kaneko, 1985, compilaram dados de campo e laboratoriais para testar a previsão das crescentes, Figura 4.11.

Os resultados apresentados na Figura 4.11 são em geral consistentes, mostrando uma relação satisfatória entre o espaçamento das crescentes e o comprimento de onda sub-harmónico, embora em alguns casos a formação destas estruturas morfológicas possa estar relacionada com as ondas longitudinais síncrones. Deste modo, pode-se referir que a formação das crescentes por ondas longitudinais parece ser consistente com as medições laboratoriais e de campo disponíveis (Komar, 1998).

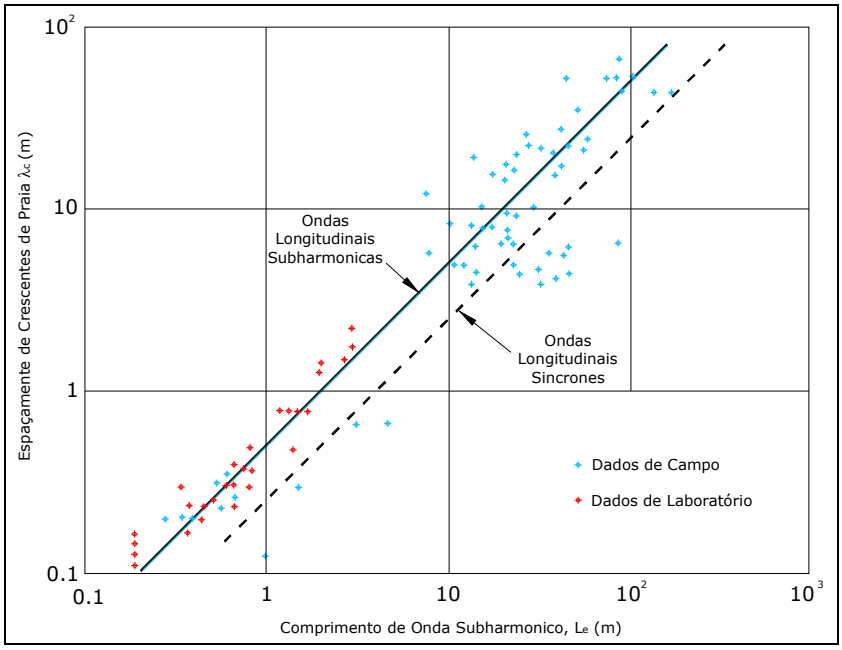


Figura 4.11 – Comparação de dados de campo, laboratoriais e previsões do espaçamento de crescentes de praia (adaptado de Komar, 1998).

A evidência de que as ondas longitudinais estão na origem das crescentes é razoavelmente conclusiva, embora se coloquem questões relacionadas com a interacção das crescentes e com as ondas incidentes e a possibilidade de as crescentes continuarem a aumentar de dimensão e atingirem a configuração de equilíbrio após as ondas longitudinais terem desaparecido (Komar, 1998).

Guza e Bowen, 1981, analisaram a interligação morfológica entre o crescimento das crescentes e a evolução das ondas longitudinais responsáveis pela sua formação. Estes autores mostraram teoricamente que, à medida que as crescentes aumentam de dimensão, a dispersão das ondas longitudinais altera-se e para uma dada inclinação da crescente, as ondas longitudinais não conseguem extrair energia à onda incidente, facto que foi confirmado em ensaios de laboratório. Estes autores verificaram que com a formação das crescentes ocorre uma redução do nível de energia das ondas longitudinais e é atingido um equilíbrio entre o enfraquecimento das ondas longitudinais que mantêm as crescentes e a tendência para a ondas incidentes as eliminarem. Para este balanço aproximado, sugeriram a seguinte relação,

$$\frac{\eta_{c,\max}}{\lambda_c} = 0.13 \tan\beta \tag{4.4}$$

em que $\eta_{c,máx}$ representa a altura vertical máxima das extremidades da crescente, λ_c o seu espaçamento e β o ângulo do talude com a horizontal.

Baseados num modelo distinto, que atribuia ao espraiamento máximo o desenvolvimento da altura máxima das crescentes, Inman e Guza, 1982, sugeriram uma relação semelhante,

$$\frac{\eta_{c,\max}}{\lambda_c} = 0.24\, K_3 \tan\beta \tag{4.5}$$

em que $K_3 \approx 1$ é um coeficiente empírico, relacionado com a dependência da altura máxima atingida pela água com a altura da onda incidente.

Utilizando a equação das ondas longitudinais sub-harmónicas para a previsão do espaçamento das crescentes, obtém-se:

$$\eta_{c,\max} = 0.076\, g \left(T_i \tan\beta\right)^2 \tag{4.6}$$

De acordo com esta relação, a altura das crescentes é maior em praias de maior inclinação, expostas a agitação do tipo "swell" com períodos longos.

Contudo, as ondas longitudinais podem ser necessárias para a formação inicial das crescentes, particularmente no estabelecimento do seu espaçamento, embora não seja necessária a sua continuidade para o desenvolvimento e configuração topográfica final da crescente. Esta configuração final pode ser melhor controlada pelas ondas incidentes (Inman e Guza, 1982), visto que as extremidades dividem o espraiamento que regressa para barlamar na forma de corrente de retorno pela baía (Komar, 1998).

Muitos autores apresentaram hipóteses de uma estrita ligação entre o espaçamento das crescentes de praia observado e as ondas longitudinais recorrendo às expressões anteriormente referidas. Contudo, como referiram Inman e Guza, 1982, podem ocorrer alguns erros no uso destas equações. Em primeiro lugar, o espectro de agitação raramente é monocromático, tornando-se difícil a identificação de um período de onda específico. Uma vez que o comprimento de onda das crescentes é directamente proporcional ao quadrado do período da onda incidente, pequenos erros na definição do período da onda incidente podem resultar em grandes erros na previsão do comprimento das crescentes. Além deste facto, a escolha da inclinação da praia é problemática, visto que, a inclinação das praias naturais raramente é uniforme e a zona onde a inclinação da praia deveria ser calculada está deficientemente definida. Na prática, a relação entre o período da onda longitudinal e o comprimento da onda incidente pode ser calculado numericamente pela topografia natural, mas difere frequentemente de forma substancial destas equações para praias uniformes. Estas possibilidades de imprecisão não retiram a validade dos casos particulares em que existe uma comparação aceitável entre observações e previsões. Contudo, a interpretação destes factos pode ser uma prova de que a hipótese das ondas longitudinais possa ser errónea (Holland e Holman, 1996).

Holland e Holman, 1996, realizaram trabalhos de campo para medir detalhadamente a topografia e as elevações do espraiamento/refluxo. Neste estudo foi também analisado o tamanho médio dos sedimentos, bem como foram recolhidos dados de alturas de onda significativas, períodos de pico e níveis de maré. Relativamente à topografia foram realizadas medições diárias de grande precisão utilizando o GPS (Global Positioning System). Neste trabalho foram ainda utilizadas imagens de vídeo para calcular a largura de espraiamento, através de duas câmaras de vídeo posicionadas ao longo da costa. Este trabalho teve como objectivo verificar a formação de crescentes pelas ondas longitudinais sub-harmónicas e síncrones, utilizando dados de campo. No entanto, uma conclusão importante retirada deste trabalho prende-se com a inexistência de um suporte estatístico suficiente, que sustente a formação de crescentes pelos mecanismos de ondas longitudinais sub-harmónicas e síncrones. Contudo, para crescentes bem desenvolvidas, verificaram-se evidências de interacção entre o fluido e a topografia com um comprimento de onda igual ao espaçamento das crescentes, embora para o período do espraiamento incidente.

4.4.2.2.3 Teoria da Auto-Organização

A teoria da auto-organização foi apresentada por Werner e Fink, 1993. No entanto, Dean e Maurmayer, 1980, tinham já realizado trabalhos, desenvolvendo uma nova aproximação designada por mecanismos de espraiamento/refluxo, podendo ser considerados como percursores dos fundamentos da teoria da auto-organização.

De acordo com Komar, 1998, Dean e Maurmeyer, 1980, analisaram crescentes em condições de equilíbrio, em que o padrão de circulação dominante observado era o espraiamento da onda, deflectido pelas extremidades das crescentes.

Um conceito básico apresentado neste trabalho foi a interacção da topografia das crescentes com o espraiamento/refluxo, que conduzia à formação de células de circulação com tendência para a formação e manutenção das crescentes. Um dos aspectos mais

importantes deste processo é a semelhança entre o período da onda incidente e o intervalo de tempo do espraiamento/refluxo nas crescentes, onde se poderão formar correntes de retorno no refluxo, interferindo com o espraiamento da próxima onda na zona da baía (Komar, 1998; Dean, 2001).

A aproximação analítica dos mecanismos de espraiamento/refluxo, desenvolvida por Dean e Maurmeyer, 1980, baseou-se num mecanismo de espraiamento/refluxo simplificado. Quando as crescentes formadas estão em equilíbrio geométrico, o movimento do espraiamento é suficiente para proporcionar o transporte sedimentar mantendo a elevação da crescente. O volume de água associado ao espraiamento circula da extremidade da crescente para a baía, juntando-se ao volume da extremidade oposta e regressando para barlamar pelo centro da baía, por vezes com velocidades consideráveis, contribuindo para a erosão da baía e interferindo com o espraiamento da onda seguinte, Figura 4.12 (Komar, 1998; Dean, 2001).

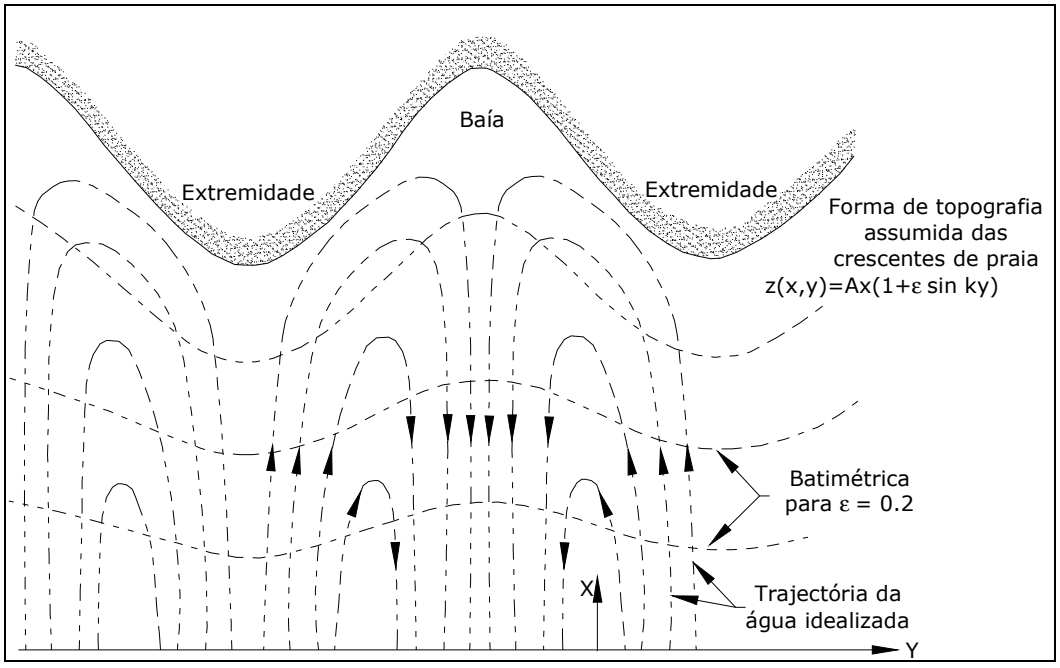


Figura 4.12 – Forma topográfica das crescentes e padrão médio de escoamento do espraiamento/refluxo (adaptado de Dean, 2001).

A morfologia da crescente idealizada por Dean e Maurmeyer pode ser traduzida pela seguinte expressão (Komar, 1998; Dean, 2001):

$$h(x,y)=Ax(1+\varepsilon\ sen ky) \tag{4.7}$$

em que h representa a elevação da praia acima de um nível de água considerado, para uma determinada posição perpendicular (x) e paralela (y) à linha de costa, $k=2\pi/\lambda_c$, é o número de onda longitudinal das crescentes e λ_c é o espaçamento entre as crescentes, A = tanβ, sendo β o ângulo médio que o talude da praia faz com a horizontal, e ε é o parâmetro que define a altura das crescentes e que pode ser determinado pela seguinte expressão (Komar, 1998; Dean, 2001):

$$\varepsilon = \frac{h_E - h_B}{2Ax_*} \tag{4.8}$$

em que h_E e h_B representam a altura na extremidade e na baía, respectivamente e Ax_* a inclinação média do talude da praia.

Este parâmetro ε foi quantificado por Masselink e Pattiaratchi, 1998, como a diferença entre a inclinação do talude das extremidades e da baía da crescente, sendo representado pela seguinte expressão:

$$\varepsilon = \frac{\tan\beta_{ext} - \tan\beta_{baia}}{\tan\beta_{ext} + \tan\beta_{baia}} = \frac{\tan\beta_{ext} - \tan\beta_{baia}}{2\tan\beta} = \frac{\Delta\tan\beta}{2\tan\beta} \tag{4.9}$$

em que Δ tanβ representa a diferença entre a inclinação da extremidade e da baía.

As características cinemáticas da água, no sistema idealizado por Dean e Maurmeyer, não tinham em consideração o atrito e a percolação (Komar, 1998). De acordo com a Figura 4.12, as velocidades das partículas de água são dadas pelas seguintes equações (Masselink e Pattiaratchi, 1998; Dean, 2001):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g\frac{\partial h}{\partial x} \tag{4.10}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g\frac{\partial h}{\partial y} \tag{4.11}$$

em que u representa a velocidade transversal do fluxo (segundo a direcção x), v a velocidade longitudinal do fluxo (segundo a direcção y), t o tempo e *g* a aceleração da gravidade.

Integrando as equações anteriores, para inclinações transversais e longitudinais constantes, obtêm-se as seguintes expressões:

$$x_t = u_0 t - 0.5g\tan\beta t^2 \tag{4.12}$$

$$y_t = v_0 t - 0.5g\tan\gamma t^2 \tag{4.13}$$

em que u_0 e v_0 representam as velocidades iniciais (t=0) segundo as direcções x e y, respectivamente, tan β é a inclinação transversal e tan γ é a inclinação longitudinal.

De acordo com Masselink e Pattiaratchi, 1998, o período do espraiamento horizontal máximo T_s e a sua largura S (posição da linha de costa em que t=0,5 T_s) pode ser obtido a partir da equação (4.12):

$$T_s = \frac{2u_0}{g \tan \beta} \tag{4.14}$$

e, consequentemente,

$$S = \frac{u_0^2}{2g \tan \beta} \tag{4.15}$$

Segundo Komar, 1998, o deslocamento máximo do espraiamento, na direcção paralela à linha de costa (y), é aproximadamente metade do espaçamento da crescente devendo ocorrer durante um período de onda, para interagir posteriormente com a próxima onda incidente. Esta análise originou a seguinte relação (Komar, 1998; Dean, 2001),

$$\lambda_c = 4\sqrt{\varepsilon}\, S \tag{4.16}$$

em que S representa a largura máxima do espraiamento obtido pela diferença entre o nível inferior e superior do espraiamento, correspondente à secção transversal da baía da crescente. Esta expressão para o espaçamento das crescentes indica que é proporcional à magnitude do espraiamento (Komar, 1998; Dean, 2001).

Estas equações não têm em consideração a variação da inclinação da praia, e, deste modo, não podem ser utilizadas com grande confiança para seguir os movimentos das partículas da água na morfologia das praias.

Werner e Fink, 1993, propuseram o modelo de auto-organização para a formação de crescentes de praia, considerando o movimento de espraiamento divergente característico da morfologia das crescentes. Para além do modelo de circulação, são adicionados processos de interacção entre a morfologia da praia e o espraiamento tridimensional, como elementos fundamentais na formação das crescentes. Uma interacção positiva realça as irregularidades topográficas existentes e uma interacção negativa inibe a mudança morfológica das crescentes bem desenvolvidas (Masselink e Pattiaratchi, 1998; Coco *et al*., 2000; Coco *et al*., 2003).

Usando simulações numéricas, Werner e Fink, 1993, mostraram que se podem formar crescentes uniformes através da interacção local, existente entre o espraiamento e a morfologia. Estes autores demonstraram também que as previsões obtidas pelo modelo das ondas longitudinais e pelo modelo de auto-organização apresentam resultados semelhantes.

O algoritmo de simulação apresentado por Werner e Fink, 1993, é um modelo simplificado que considera o fluxo, o transporte sedimentar e as mudanças morfológicas, com o objectivo de simular a evolução de crescentes a partir de uma morfologia inicial arbitrária. Os modelos iniciais, pelo contrário, consideravam a interacção das ondas e do fluido com um talude plano (Guza e Inman, 1972; Guza e Davis, 1974) ou com uma praia de crescentes regulares (Dean e Maurmeyer, 1980; Guza e Bowen, 1981).

Este modelo analisa apenas a cinemática do espraiamento gravítico na praia, sem considerar a hidrodinâmica do espraiamento. Esta aproximação é suportada por cálculos sem considerar a viscosidade (Chen e Meyer, 1963) e por medições em laboratório (Yeh *et al.*, 1989) relativas aos movimentos da frente do espraiamento (Werner e Fink, 1993).

As crescentes formadas na simulação efectuada, desenvolveram-se através da combinação de (i) uma interacção positiva entre a morfologia e o fluxo que cria um relevo incipiente e (ii) uma interacção negativa que inibe a deposição ou a erosão em crescentes bem desenvolvidas. As depressões topográficas casuais, existentes ao longo de uma praia plana, resultam de ligeiras diferenças das trajectórias das partículas de água ou da sua movimentação casual, depositando ou erodindo a praia. Estas depressões provocam a aceleração das partículas de água, resultando num aumento da erosão e uma consequente diferença de relevo (Werner e Fink, 1993).

De referir que nesta simulação a dimensão transversal das crescentes é proporcional ao espraiamento máximo horizontal, S. Nas crescentes em estado estacionário foi observado um espaçamento proporcional ao espraiamento máximo horizontal, sendo a razão entre estas duas variáveis definida por um parâmetro geométrico *f*. Este resultado está de acordo com as observações de campo realizadas e com o modelo de circulação do espraiamento de Dean e Maurmeyer, 1980, (Werner e Fink, 1993).

Para demonstrar que $f\,(=\lambda_{so}/S)$ é constante para um dado fluxo e para um dado tipo de transporte sedimentar, pode ser utilizado um argumento simples. As trajectórias das partículas de água obedecem às equações cinemáticas, são independentes da dimensão λ_{so}, para crescentes geometricamente semelhantes, ou seja *f* é constante. Adicionalmente, a erosão por unidade de comprimento do percurso da partícula de água, $2\alpha g \sin\beta'$, é independente de λ_{so}, em que $\tan\beta'$ representa a inclinação do talude projectado ao longo da trajectória das partículas de água, em que a capacidade de transporte sedimentar ($C_{ts} = \alpha v^2$) permite determinar α, sendo v a velocidade da partícula de água.

Esta independência escalar leva a que, crescentes com um espaçamento semelhante (λ_{so}) ou diferente (λ^*_{so}) mas com a mesma forma (*f*), sejam estáveis (ausência de erosão). Assim, as crescentes estáveis de diferentes tamanhos podem ter a mesma forma, sendo assim *f* constante ($f^* = f = \lambda^*_{so}/S^*$). A viscosidade, a perda de energia por turbulência, bem como a percolação do espraiamento/refluxo podem também fazer depender *f* de S (Werner e Fink, 1993).

O modelo de auto-organização prevê que o espaçamento das crescentes seja então estimado por,

$$\lambda_{so} = f\ S \tag{4.17}$$

O valor de S aumenta linearmente com a amplitude da onda ao largo, mas tem como limite a rebentação da onda, para um determinado valor específico da seguinte relação adimensional (Werner e Fink, 1993),

$$\varepsilon = 2\pi^2 S / (\tan\beta \; gT_i^2) \tag{4.18}$$

No modelo das ondas longitudinais considera-se que o fluxo é o resultado do transporte sedimentar conduzido por gradientes da elevação da superfície livre do mar (morfologia) originados pelos padrões de agitação. No modelo de auto-organização há uma conjugação do fluxo e da morfologia do fundo. No entanto, é de salientar que estes dois mecanismos, aparentemente incompatíveis e fisicamente distintos, conduzem a previsões semelhantes para o espaçamento e condições de formação das crescentes para uma ampla gama de dimensões.

Holland, 1998, analisou imagens de vídeo recolhidas durante nove anos na praia de Duck (EUA). O objectivo foi documentar as condições favoráveis à formação de crescentes, assim como a quantificação do grau de uniformidade do seu espaçamento. Foram medidos diversos parâmetros antes e durante a formação das crescentes, como as características da agitação (H_s, T_p, α, H_b, T_b), correntes, nível de maré e a inclinação do talude de praia. No entanto, neste trabalho não foram efectuadas medições do espraiamento horizontal máximo, tendo apenas sido efectuada uma estimativa empírica, desenvolvida por Holman e Sallenger, 1985, traduzida pela seguinte expressão,

$$R_s^{\upsilon} / H_0 \approx 0.9 \frac{\beta}{\sqrt{H_0 / L_0}} \tag{4.19}$$

em que R_s^{υ} representa a altura significativa do espraiamento, H_0 e L_0 a altura de onda significativa e o comprimento de onda ao largo, respectivamente, medidos à profundidade de 20 m. Esta relação foi determinada para a praia de Duck, mostrando ser válida para todos os níveis de maré analisados. Esta relação foi ainda utilizada para relacionar parâmetros de agitação em zonas de profundidade reduzida (6 m), em que as previsões obtidas não eram satisfatórias. Assim, neste estudo, a distância horizontal do espraiamento, S_x, medida entre a posição mais alta e mais baixa da frente do espraiamento na praia, foi estimada com base na equação anterior, sendo traduzida pela seguinte expressão,

$$S_x = R_s^{\upsilon} / \beta \approx 0.9 \sqrt{H_0 L_0} \tag{4.20}$$

considerando $H_0 = H_s$ e $L_0 = gT_p^2 / 2\pi$.

De uma forma geral as crescentes observadas formaram-se num intervalo de um a três dias após a ocorrência de tempestades (definida por durações superiores a 6 horas e H_s>1.5m), sem diferenças significativas em valor entre as crescentes maiores (espaçamento>25 m) e menores (espaçamento<25 m). Neste trabalho de Holland, 1998, foram efectuadas várias análises, das quais se salienta a relação entre as tempestades, o rumo da agitação incidente e a formação de crescentes, que se torna mais explícita pela análise dos tempos da formação das crescentes em relação às séries temporais de H_s, α_b e ε (parâmetro de escala de rebentação). Observando atentamente as séries temporais verifica-se que a maioria dos eventos de formação de crescentes ocorreu na transição de tempestades mas em condições de agitação de menor energia, com um ângulo de rebentação próximo da perpendicular com

a linha de costa. De referir que, em geral, a agitação incidente apresentava características reflectivas maioritariamente com $\varepsilon<5$, havendo aproximadamente 68% das condições de agitação com $\varepsilon<2.5$, enquadrando-se assim na categoria reflectiva.

Contudo, este critério triplo (diminuição das tempestades, agitação perpendicular e condições reflectivas médias) pode não ser considerado restritivo uma vez que Holland, 1998, verificou a formação de crescentes sob outras condições. Contudo, e de acordo com o critério triplo anteriormente definido, foi definida uma relação para a formação de crescentes em condições favoráveis para a praia de Duck, igual a,

$$\cos\left(3\left|\alpha_b\right|\right)/\varepsilon \geq 0.16 \tag{4.21}$$

Masselink e Pattiaratchi, 1998, apresentam um estudo em que analisam a relação entre os padrões de circulação do espraiamento e a morfologia das crescentes de praia, utilizando modelação numérica e observações de campo. O modelo numérico é semelhante ao apresentado por Dean e Maurmeyer, 1980, embora um pouco mais sofisticado.

Assim, estes autores, utilizando uma aproximação de diferenças finitas das equações (4.12) e (4.13) obtiveram as seguintes expressões:

$$x_t = x_{t-\Delta t} + u_{t-\Delta t}\,\Delta t - 0,5g\tan\beta_{x_t-\Delta t, y_t-\Delta t}\,\Delta t^2 \tag{4.22}$$

$$u_t = u_{t-\Delta t} - g\tan\beta_{x_t-\Delta t, y_t-\Delta t}\,\Delta t \tag{4.23}$$

$$y_t = y_{t-\Delta t} + {}_{t-\Delta t}\,\Delta t - 0,5g\tan\gamma_{x_t-\Delta t, y_t-\Delta t}\,\Delta t^2 \tag{4.24}$$

$$v_t = v_{t-\Delta t} - g\tan\gamma_{x_t-\Delta t, y_t-\Delta t}\,\Delta t \tag{4.25}$$

em que Δt representa o incremento de tempo. Nas simulações numéricas foram consideradas as velocidades u_0 e v_0 nulas e um incremento temporal de 0.05s. Aparentemente, neste modelo, o padrão de circulação do espraiamento diverge na extremidade, convergindo posteriormente para a baía da crescente.

A divergência na extremidade pode ser quantificada através do parâmetro de divergência, DP, dado pela equação,

$$DP = \frac{\Delta y}{\lambda} \tag{4.26}$$

em que Δy representa a largura da área da crescente em que o espraiamento cruza a linha central da baía e λ o espaçamento da crescente. Um valor de DP=1 indica que eventualmente todas as partículas de água cruzam a linha central da baía da crescente e um valor de DP=0 indica que nenhuma partícula cruza a linha central da baía.

O grau de divergência da extremidade, parametrizado por DP, aumenta com a acentuação da inclinação das extremidades com o centro da baía da crescente, assim como o tempo em que a partícula de água está submetida a gradientes longitudinais, associados à morfologia

da crescente (e. g. período do espraiamento, T_s). Por outras palavras, o parâmetro DP está directamente relacionado com a distância relativa y/λ que a partícula de água pode viajar na direcção longitudinal durante os movimentos de espraiamento. O limite superior de y/λ é 0.5, quando toda a água passa na crescente cruzando eventualmente a baía (DP=1).

O movimento longitudinal da água nas crescentes, descrito pela equação (4.13), para v_0=0 ms^{-1}, pode ser reduzido a:

$$y = 0.5g \tan \gamma T_s^2 \tag{4.27}$$

em que y representa a distância longitudinal percorrida durante o período do espraiamento. A inclinação média longitudinal entre a extremidade e a baía, para o espraiamento horizontal máximo, é dada por:

$$tan\ \gamma = \frac{S\Delta \tan \beta}{0.5\lambda} \tag{4.28}$$

Combinando esta equação com a anterior, resulta a seguinte expressão:

$$y = \frac{gS\Delta \tan \beta T_s^2}{\lambda} \tag{4.29}$$

Podendo a equação (4.9) ser escrita da seguinte forma:

$$\varepsilon = \frac{\Delta \tan \beta}{2 \tan \beta} \Rightarrow \Delta \tan \beta = 2\varepsilon \tan \beta \tag{4.30}$$

As equações (4.14) e (4.15) originaram:

$$T_s = 2\sqrt{\frac{2\,S}{g \tan \beta}} \tag{4.31}$$

Introduzindo as equações (4.30) e (4.31) na equação (4.29) resulta, para a distância relativa y/λ a equação:

$$\frac{y}{\lambda} = 16\,\varepsilon\left(\frac{S}{\lambda}\right)^2 \tag{4.32}$$

De acordo com os dados de campo recolhidos, estes autores propuseram um modelo de classificação de três estados morfodinâmicos das crescentes de praia, sendo cada um caracterizado por um padrão de circulação de espraiamento, definido através do parâmetro $\varepsilon(S/\lambda)^2$. Assim, quando $\varepsilon(S/\lambda)^2<0.015$, as crescentes são de grande tamanho e/ou atenuadas em relação ao comprimento do espraiamento.

A circulação do espraiamento é essencialmente bi-dimensional (fluxo oscilatório) resultando no aumento da inclinação da face da praia e na erosão da baía. Se $0.015<\varepsilon(S/\lambda)^2<0.15$, o espraiamento é direccionado das extremidades para as baías onde o refluxo se concentra (fluxo divergente da extremidade). A desigualdade dos espraiamentos e dos refluxos reforça

a formação das crescentes e a manutenção da morfologia das crescentes existente. Quando $\varepsilon(S/\lambda)^2>0.15$ as crescentes de praia são menores e/ou mais pronunciadas relativamente ao comprimento do espraiamento. Neste caso ocorre o galgamento das extremidades das crescentes, sendo o padrão de circulação do espraiamento da baía para a extremidade (fluxo convergente para as extremidades). Como resultado, as extremidades das crescentes são erodidas, ocorrendo acreção nas baías.

Neste mesmo trabalho foi apresentada a relação entre o parâmetro DP e $\varepsilon(S/\lambda)^2$, obtida por um modelo numérico, Figura 4.13, onde pode observar-se que, no início da curva, esta apresenta uma inclinação muito acentuada, indicando que uma pequena variação de $\varepsilon(S/\lambda)^2$ induz uma grande variação de DP. Para valores superiores a $\varepsilon(S/\lambda)^2=0.05$, a inclinação da curva é reduzida e DP torna-se aproximadamente constante em função de $\varepsilon(S/\lambda)^2$. A divergência máxima na extremidade (DP=1) é alcançada quando $\varepsilon(S/\lambda)^2=0.15$.

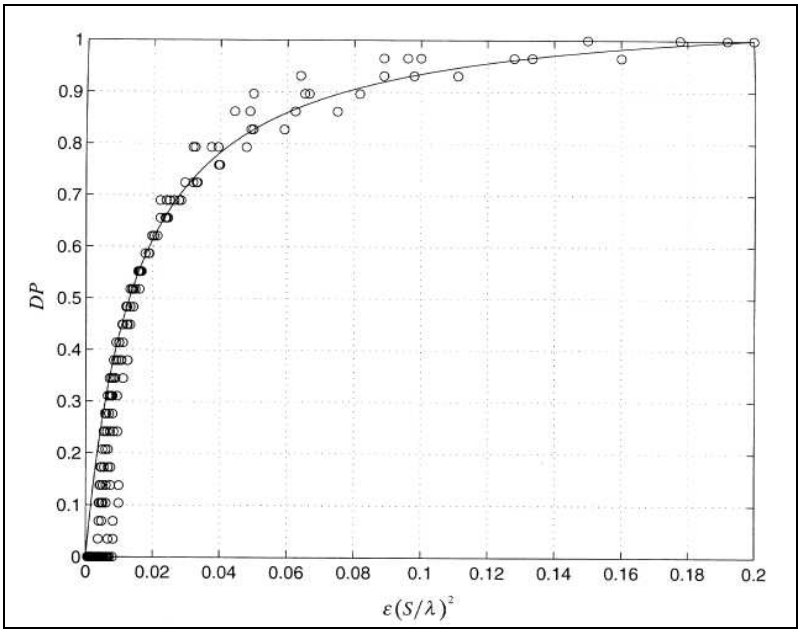


Figura 4.13– Relação entre DP e $\varepsilon(S/\lambda)^2$. Resultados obtidos numericamente.

Masselink, 1999, apresentou um outro trabalho com o objectivo de comparar a variação da morfologia das crescentes, medida ao longo de uma praia confinada com a morfologia prevista pelas equações (4.2), (4.3) e (4.17), tentando validar assim a teoria das ondas longitudinais estacionárias e o mecanismo de auto-organização.

Neste trabalho foram identificadas e analisadas quarenta e cinco crescentes, com um espaçamento médio entre os 22 a 23 m. O perfil típico identificado, mostra a face da praia relativamente inclinada, um degrau de praia em baixa-mar e uma inclinação suave da zona próxima da costa. Foram também efectuados diversos mini-perfis nas extremidades e nas baías das crescentes. Ao longo de cada perfil foram considerados três pontos: (1) a crista da berma; (2) a posição média da face da praia; e (3) o limite do refluxo (o ponto mais baixo na face da praia que fica a seco durante a acção do espraiamento no período de execução do levantamento).

Deste conjunto de dados foram obtidos quatro parâmetros: (1) o espaçamento das crescentes, λ; (2) a inclinação da face da praia, $\tan\beta$; (3) altura da crescente, ε; e (4) a

distância horizontal do espraiamento, S. Estes parâmetros foram determinados para todas as crescentes com base em três mini-perfis transversais, dois nas extremidades e um na baía. De salientar que a distância horizontal do espraiamento foi calculada com base na seguinte expressão (Masselink, 1999):

$$S = \left[BH - \left(HT - 0.2 \right) \right] / \tan \beta \qquad (4.33)$$

em que BH representa a altura da berma e HT é o nível de maré durante a formação das crescentes (alturas referida a um datum).

Foi também efectuada uma análise granolumétrica dos sedimentos, verificando-se que os sedimentos de maior dimensão (0.7 mm) se encontravam no centro da curvatura da praia e os de menor dimensão na extremidade Sul (0.3 mm). Na direcção Norte os autores verificaram um aumento gradual da elevação da crista da berma (de 1 para 2.5 m), do espaçamento das crescentes (de 10 para 40 m) e da distância horizontal do espraiamento (de 10 para 25 m). Esta tendência é atribuída a um aumento do nível de energia da onda.

A inclinação da face da praia está relacionada com a dimensão dos sedimentos. Os declives de menor dimensão foram encontrados na extremidade Sul da baía (tanβ=0.07), o maior no centro (tanβ=0.11) e o intermédio na região Norte da baía (tanβ=0.09). A diferença de inclinação entre a extremidade e o centro da baía das crescentes é variável (ε=0.05–0.025), não mostrando um padrão evidente.

Esta análise revelou uma relação significativa entre o espaçamento das crescentes e a distância horizontal do espraiamento, validando assim a teoria da auto-organização. Através do método dos mínimos quadrados, obteve-se λ=1.57S, o que é praticamente idêntico aos resultados do modelo apresentado por Dean e Maurmeyer (1980), Takeda e Sanamura (1983) e Werner e Fink (1993).

A morfologia das crescentes de praia é mantida pela circulação-padrão tridimensional do espraiamento, caracterizado pela deflexão do espraiamento da onda, das extremidades das crescentes para as baías adjacentes. A relação inversa entre λ/S e ε suporta a ideia de que as condições de equilíbrio da morfologia das crescentes de praia podem ser definidas em termos da amplitude do escoamento de espraiamento divergente da extremidade. As crescentes de praia com pequenos quocientes λ/S, necessitam de criar extremidades íngremes e baías planas (ε grande) para conseguir escoar a mesma quantidade de espraiamento divergente da extremidade no estado de equilíbrio, sendo assim uma crescente de praia menos pronunciada (ε pequeno), com um razão λ/S elevada. Este estado de equilíbrio representa a mudança entre a interferência positiva e a negativa no modelo de auto-organização de Werner e Fink (1993). Os dados apresentados sugerem que a condição de equilíbrio é quantificada por ε $(\lambda/S)^2$=0.05, com uma boa concordância com os resultados numéricos e de campo de Masselink e Pattiaratchi (1998).

Coco *et al.,* 2000, testaram o modelo de auto-organização com o objectivo de analisar os processos envolvidos na formação das crescentes, o seu desenvolvimento, o espaçamento final e a dependência destes processos em relação aos parâmetros e detalhes do algoritmo, com o objectivo de avaliar a sensibilidade dos parâmetros usados e para verificar a relação

entre o modelo e as observações de campo. Os resultados obtidos confirmaram a validade da aproximação do modelo de auto-organização e a sua capacidade para prever o espaçamento das crescentes, com valores que estão de acordo com as medidas de campo. A maioria dos parâmetros introduzidos afectou essencialmente a taxa do processo de formação antes do espaçamento final das crescentes.

Outros factores que influenciam o processo de formação, presentes nas simulações, foram igualmente observados na natureza. O processo de formação de crescentes encontrado é o de natureza deposicional, em que a zona de espraiamento/refluxo possui um padrão de escoamento sobre a linha de costa crescêntica, claramente do tipo divergente. Foi igualmente observada a presença de uma corrente longitudinal que destrói as crescentes (Coco *et al.,* 2000).

À medida que as crescentes de praia são formadas pelo processo de auto-organização, Coco *et al.*, 2003, a interferência positiva realça a ajuda do desenvolvimento entre a morfologia por um lado e o fluxo de água e o transporte sedimentar por outro, Figura 4.14.

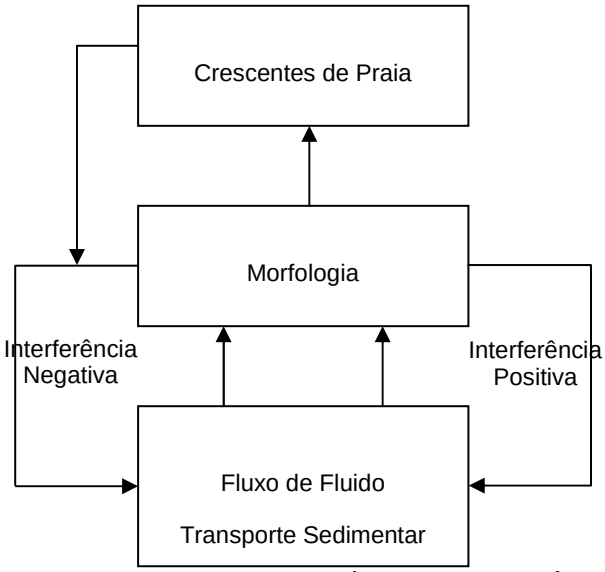


Figura 4.14 – Representação esquemática das interferências na formação das crescentes.

A interferência é assimétrica visto que a morfologia responde lentamente (escalas temporais de minutos a horas), controlando assim os padrões de escoamento e de transporte, que respondem rapidamente (escala temporal de alguns segundos) (Werner, 1999).

O crescimento inicial da crescente de praia é causado pelo efeito da morfologia no fluxo, em especial, o espraiamento é desviado das extremidades incipientes para as baías incipientes, levando que a deposição residual se realize nas extremidades e ao mesmo tempo provoque o aumento da erosão nas baías. Três dos sinais de interferência positiva durante o crescimento das crescentes (Coco *et al.*, 2003) são:

- Aumento do fluxo do espraiamento afectado pela morfologia;
- Aumento do fluxo do espraiamento dividido das extremidades para as baías;
- Aumento da deposição nas extremidades e da erosão nas baías.

Os primeiros dois factores desta interferência positiva afectam o movimento da frente do espraiamento, retardando-o nas baías. Este atraso pode ser medido, sendo originado por três mecanismos:

- Se confinado ao movimento da secção transversal, o fluxo do espraiamento regressa mais rapidamente numa extremidade inclinada que numa baía suave;
- O fluxo do espraiamento ao longo da baía atrasa o refluxo nessa baía;
- O refluxo na baía pode interagir com o espraiamento, atrasando-o também nessa baía.

Se as crescentes se formarem por auto-organização, as diferenças de tempo na frente do espraiamento entre a baía e a extremidade deve aumentar com a altura da extremidade, bem como a diferença de taxas de mudança morfológica entre extremidades e baías iniciais devem ser mais significativas devido à interferência positiva, decrescendo posteriormente devido à interferência negativa (Coco *et al.,* 2003).

4.4.3 Baías de Retorno e Linhas de Costa Crescênticas

De acordo com os esquemas da Figura 4.5b e c, em geral, a segunda maior forma costeira a seguir às crescentes de praia é o sistema erosivo de baías, que intervém na formação de crescentes pelas células de circulação. Estas consistem (como foi referido anteriormente) numa corrente longitudinal que alimenta o fluxo da corrente de retorno para sotamar. Na maior parte dos casos as correntes de retorno causam erosão nas praias, transportando os sedimentos para sotamar, formando baías na posição das correntes de retorno e extremidades no ponto intermédio entre as correntes de retorno. As correntes de retorno e, consequentemente, as baías e as extremidades, apresentam espaçamentos que variam entre as dezenas e as centenas de metros. Como resultado, a linha de costa crescêntica apresenta várias designações como topografia dinâmica, ondas de areia, ou crescentes gigantes (Komar, 1998) (Figura 4.15 e Figura 4.16).

Nestas formas costeiras as extremidades correspondem à posição de transporte sedimentar longitudinal igual a zero, produzido pela combinação entre as ondas e o fluxo longitudinal que alimenta a corrente de retorno. Contudo, a taxa de transporte sedimentar depende da magnitude da corrente longitudinal, uma vez que a velocidade é igual a zero nos pontos de divergência, onde a alimentação das correntes começa a fluir na direcção oposta. A corrente longitudinal acelera nas correntes de retorno, resultando num aumento progressivo da velocidade e na quantidade de sedimentos transportados (Komar, 1998).

Bowen e Inman, 1969, referidos por Komar, 1998, sugerem que o fluxo da corrente de retorno para barlamar tenderá a formar/erodir um canal, resultando na segmentação da barra submersa e num sistema de crescentes ao longo da linha de costa, localizando-se as correntes de retorno no ponto intermédio das baías. Deste modo, cada extremidade pode situar-se numa zona pouco profunda que se estende até ao segmento da barra submersa. Esta relação foi relatada por Sonu, 1972. Com as ondas incidindo perpendicularmente à costa, as correntes de retorno ocupam os canais referidos anteriormente, com zonas de pequena inclinação entre as correntes de retorno. Neste caso as crescentes não se formam como resposta à topografia a barlamar (Komar, 1998).



Figura 4.15 – Baías de retorno e linha de costa crescêntica assimétrica (agitação oblíqua). (Dunas de São Jacinto, Fotoengenho, 2006).



Figura 4.16 – Baías de retorno e linha de costa crescêntica simétrica (agitação perpendicular). (Nova Gales do Sul, Austrália, Google earth, 2007)

Estas formas dinâmicas, com baías recortadas por correntes de retorno podem ser importantes nas características de erosão ao longo da costa, em que as baías podem remover grande parte da zona de protecção oferecida pela praia. Estudos de erosão realizados na costa do Oregon relatam que o desenvolvimento das baías associadas a correntes de retorno foi o principal factor do processo erosivo das dunas frontais de uma restinga e pela formação de arribas na região mais recuada da praia. Contudo, as baías de retorno não causaram directamente a erosão da duna frontal e a perda de território, mas proporcionaram uma área de águas profundas, onde as ondas em período de tempestade puderão aproximar-se da costa antes da rebentarem. Deste modo, a combinação de baías de retorno com tempestades, em geral com ondas elevadas e durante a preia-mar das

águas vivas, geram alturas de água mais elevadas junto à costa, conduzindo a episódios de erosão significativos (Komar, 1998).

No entanto, os sedimentos podem ser depositados a sotamar destas correntes, correspondendo assim as crescentes à localização das correntes de retorno. Este facto parece ocorrer mais frequentemente em praias mais inclinadas, sob condições de agitação de baixa energia, ocorrendo neste caso, um sistema de dunas crescentes e por outro lado praias planas. É importante salientar que estas crescentes resultam da acumulação sedimentar, tendo todos os atributos semelhantes às crescentes de praia clássicas, podendo ser confundidas com estas no caso de as correntes de retorno desaparecerem (Komar, 1998).

4.4.4 Barras Submersas

4.4.4.1 Introdução

As barras submersas são estruturas morfológicas importantes no que diz respeito ao volume de sedimentos armazenados, podendo ser uma importante fonte de sedimentos local, situada numa zona submersa próxima da costa. Estas barras proporcionam também uma barreira de defesa natural à erosão da linha de costa, devido à dissipação da energia da agitação em condições de tempestade, sendo extremamente dinâmicas, sobretudo em condições de elevada energia, afectando a maioria dos processos da zona de rebentação (Shand *et al*., 2001; Moore *et al*., 2003; Kaczmarek *et al*., 2005).

As barras submersas têm sido objecto de diversos estudos, como os de Sonu, 1973, Holman e Bowen, 1982, Wright e Short, 1984, Lippmann e Holman, 1990, Short e Aagaard, 1993, Falqués *et al.*, 1996, Konicki e Holman, 2000, Ruessink *et al*., 2000, Caballeria *et al*., 2002, Van Enckevort e Ruessink, 2003a e 2003b, Van Enckevort *et al*., 2004.

De uma forma geral podem-se considerar três tipos de barras submersas próximas da costa. O primeiro tipo é constituído por formas morfológicas com orientação oblíqua ou transversal relativamente à linha de costa, com espaçamentos bastante uniformes, embora com diferentes dimensões, estando geralmente unidas à linha de costa (Falqués *et al.*, 1996; Konicki e Holman, 2000; Gelfenbaum e Brooks, 2003; Ribas *et al.*, 2004; Ribas e Kroon, 2005; Smorenburg, 2005).

Um segundo tipo de sistemas de barras são as barras dinâmicas longitudinais, também designadas por barras crescênticas longitudinais. Este tipo de barras pode ser definido com um sistema de elevações e baixios existentes na zona de rebentação, apresentando uma extensão que pode variar entre algumas dezenas de metros a cerca de 2 km, com um crescimento que varia de poucas horas a alguns dias (Evans, 1938; Guilcher *et al*., 1952; Bowen e Inman, 1971; Hino, 1974; Hunter *et al.*, 1979; Holman e Bowen, 1982; Wright e Short, 1984; Lippmann e Holman, 1990; Deigaard *et al*., 1999; Caballeria *et al*., 2002; Wijnberg e Kroon, 2002; Lafon *et al*., 2002; Ribas, 2003; Van Enckevort, *et al.*, 2004).

Por último, a barra submersa do tipo longitudinal uniforme ou barra paralela à costa, que apresenta alguma homogeneidade. O seu tempo de formação é ainda controverso, sendo contudo reconhecido que se formam num intervalo de tempo que pode variar entre alguns dias a até cerca de um mês (King e Williams, 1949; Dyhr-Nielson e Sorensen, 1970; Winant

et al., 1975; Bowen, 1980; Mei, 1985; Roelvink e Stive, 1989; Lippmann e Holman, 1990; Aagaard *et al*., 1998; Wijnberg e Kroon, 2002; Ribas, 2003).

4.4.4.2 Barras Transversais

As barras transversais ou oblíquas são acumulações de sedimentos unidas geralmente à linha de costa, a uma estrutura morfológica designada por megacrescente, e que se prolongam para barlamar (Konicki e Holman, 2000; Ribas e Kroon, 2005) (Figura 4.7h-i). Estas estruturas morfológicas, que foram definidas pela primeira vez por Shepard, 1952, têm sido observadas em diversos locais e ambientes, com um amplo leque de comprimentos (Konicki e Holman, 2000). De acordo com a literatura, as barras transversais formam-se em ambientes de baixa energia, embora segundo Konicki e Holman, 2000, possam também ser formadas em ambientes energéticos intermédios (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Características das barras transversais (dimensão e ambiente), (Konicki e Holman, 2000)

	Localização	Inclinação média do talude	Espaçamento longitudinal (m)	Dimensão transversal (m)	Nível energético da agitação (m)
Niedoroda e Tanner, 1970	Flórida	0.045-0.0015	64-218	107-640	Baixo (altura de onda média na rebentação = 0.06)
Barcilon e Lau, 1973	Ilha de Mensel, Canadá	0.001	1000	-	Baixo
Barcilon e Lau, 1973	Bethany Beach, Delarawe, EUA	0.00082	640	-	Baixo
Barcilon e Lau, 1973	Ilha de S. James, Flórida, EUA	0.0015	140	-	Baixo
Barcilon e Lau, 1973	Ochlockonee Point, Flórida, EUA	0.0035	50	-	Baixo
Carter, 1978	Irlanda	-	5-6	1-13	Baixo (altura na rebentação <0.2)
Hunter *et al.*, 1979	Oregon, EUA	0.02	300	-	Alto
Bruner e Smosna, 1989	Virgínia	-	13-15	45-70	Baixo (ondas apenas com alguns cm de amplitude)
Bauer and Greenwood, 1990	Georgian Bay, Canadá	0.017	75	-	Alto
Konicki e Holman, 2002	Duck – Carolina do Norte	-	12-179 (sotamar) 22-358 (barlamar)	10-55 (sotamar) >200 (barlamar)	Intermédio (altura significativa média anual = 0.9)
Gelfenbaum e Brooks, 2003	Anna Maria Island - Flórida	-	30-270	>3000	Baixo (altura média anual da onda = 0.25)
Ribas e Kroon, 2005	Praia de Noordwirjk - Holanda	-	41-53	-	Intermédio (altura de onda média quadrática anual = 0.76)

De acordo com Gelfenbaum e Brooks, 2003, o processo responsável pela formação e manutenção das barras transversais ainda não está bem definido, existindo diversas hipóteses. Niedorada e Tanner, 1970, sugerem que o empolamento e a convergência da agitação induz a circulação ao longo da crista da barra e o transporte sedimentar que é responsável pela manutenção das barras transversais. Cabaleria *et al*., 2001, modelou este mecanismo levando ao desenvolvimento de barras transversais a partir de perturbações iniciais aleatórias dos fundos. As barras modeladas estenderam-se até à zona de rebentação, com um espaçamento longitudinal entre barras de cerca de metade da largura da zona de rebentação. Falqués *et al*., 1996, apresentam também um modelo de formação de barras transversais e de modificação dos fundos devido à acção das correntes de deriva.



Figura 4.17 – Barras transversais oblíquas – Dunas de S. Jacinto, (Fotoengenho, 2007).

A formação das barras transversais é despoletada pela deflexão do fluxo longitudinal quando este atravessa a barra oblíqua, (Dronkers, 2005). A componente transversal da deflexão da corrente longitudinal pode ocorrer no sentido de barlamar, no caso da barra apresentar uma orientação barlamar-sotamar relativamente à linha de costa, ou no sentido de sotamar, no caso da barra apresentar uma orientação sotamar-barlamar relativamente à linha de costa. Assim, esta componente transversal vai transportar os sedimentos em ambas a direcções (sotamar e barlamar). A convergência transversal do fluxo sedimentar sobre a crista da barra conduz ao seu crescimento e a divergência levará à redução da barra. No caso do transporte ocorrer para sotamar, a convergência ocorrerá se os sedimentos transportados decrescerem para sotamar. No caso de o transporte para barlamar, a convergência ocorrerá se os sedimentos transportados decrescerem para barlamar. Em teoria, ambas a situações são possíveis, mas na prática a sua formação é mais provável que ocorra na zona de rebentação. Se for assumido que o transporte sedimentar depende da actividade da agitação, então a diminuição da altura de onda para sotamar conduz à diminuição dos sedimentos transportados (Dronkers, 2005).

Uma outra explicação destes padrões regulares dos sistemas de barras oblíquas é o facto de resultarem de instabilidades morfodinâmicas. Estas instabilidades crescem com a interacção entre a topografia, a corrente média ou a corrente induzida pela acção da agitação. Esta interacção leva a uma alteração do binómio sedimentos-transporte e assim conduz à erosão ou deposição de sedimentos (Smorenburg, 2005).

As barras apresentam em média um espaçamento longitudinal, λ, definido como a distância entre as ligações à linha de costa, variando entre as dezenas e as centenas de metros (Ribas e Kroon, 2005; Smorenburg, 2005), entre 3-8 X_b , com um valor médio de $4X_b$ (Hino, 1974) ou entre 1-6 X_b (Falqués *et al.,* 1996), sendo X_b a largura da zona de rebentação.

Estudos recentes revelam que alguns aspectos continuam em aberto, nomeadamente a velocidade de migração, a forma ou a circulação da água associada, que estão

essencialmente dependentes dos parâmetros e pressupostos utilizados para o transporte de sedimentos e a propagação da agitação (Jiao y Özkan-Haller, 2004; Ribas *et al*., 2004; Ribas e Kroon, 2005).

Devido ao desconhecimento dos fenómenos de formação ao nível experimental, não existe um modelo consensual que permita explicar a formação, evolução e desaparecimento destas estruturas morfológicas temporárias. Na ultima década, a maior partes dos trabalhos publicados que abordam a formação e evolução das barras transversais baseiam-se no modelo de auto-organização, em que a agitação incidente, as correntes na zona de rebentação e o fundo erodível interagem de forma não linear (Ribas e Kroon, 2005).

4.4.4.3 Barras Crescênticas

As barras crescênticas são formas dinâmicas que caracterizam a zona de rebentação, apresentando uma regularidade na sua forma crescente e uma uniformidade no espaçamento, sendo observada uma sequência longitudinal de extremidades e baías alternando para sotamar e barlamar, relativamente a uma linha paralela à costa (Figura 4.18). Podem estar associadas a grupos de crescentes de praia se estiverem ligadas à praia, sendo a sua forma semelhante à representada na Figura 4.7d-g. Estas formas morfológicas são observadas em todo o mundo, geralmente em praias longas e lineares, mas em particular em baías confinadas por cabos, sobretudo em regiões onde a maré é inexistente ou do tipo microtidal, e de inclinação suave (praias dissipativas) (Komar, 1998; Van Enckevort *et al.*, 2004). Para ondas incidentes perpendiculares à costa, as barras crescênticas estão associadas a um fluxo "celular" com fortes correntes de retorno pelos canais e refluxo de fraca intensidade nas secções menos profundas. As barras crescênticas formam-se essencialmente em praias com condições intermédias, desaparecendo durante condições dissipativas e não sendo observadas no estado reflectivo (Ribas *et al*., 2006).

As barras com forma crescente são geralmente simétricas, Figura 4.18. Podem, no entanto, em alguns casos, ser oblíquas, aparentemente em resposta a ondas oblíquas e ao transporte sedimentar longitudinal. No caso de um forte transporte longitudinal, estas barras dinâmicas suavizam-se, transformando-se em barras paralelas à linha de costa. A presença de barras crescênticas implica, assim, que a rebentação prevaleça quase paralela à costa, com um transporte sedimentar longitudinal quase nulo (Komar, 1998).

Estas formas apresentam dimensões muito superiores às barras transversais. Por vezes, barras crescênticas de grande dimensão formam um sistema de barra externa da praia, enquanto que a barra interior é segmentada por correntes de retorno espaçadas por pequenas distâncias (Komar, 1998; Blondeaux, 2001) (Figura 4.7f). O comprimento das barras em forma de crescente é difícil de estabelecer, uma vez que foram observados valores entre os 100 e os 2000 m, mas com predominância para o sub-intervalo entre os 200 e os 500 m (Wright e Short, 1984; Komar, 1998; Ruessink *et al.*, 2000; Ribas, 2003; Van Enckevort *et al.*, 2004).

Na Tabela 4.2 são apresentadas diversas observações de barras crescênticas e as suas respectivas características (Van Enckevort *et al.*, 2004).



Figura 4.18 – Barra crescêntica – Nova Gales do Sul, Austalia, (Google Earth, 2007).

Tabela 4.2 – Observações efectuadas em zonas costeiras com barras crescênticas, Van Enckevort *et al.*, 2004.

Site	Setting	Tide, m	Slope, 1/β	*L*, m	*A*, m	c_m, m/day	Reference
Mediterranean[a]	mainly pocket	≈0	-	-	-	-	*King and Williams* [1949]
Panama City, FL, USA	straight	-	-	≈300	-	-	*Shepard* [1952]
Skaw, Denmark	straight (spit)	-	-	200–300	-	-	*Bruun* [1954]
Côte des Maures, France	pocket	≈0	-	100	-	-	*Arbey* [1959]
Leucate Beach, France	straight	≈0	-	100–250	-	-	*Rivière et al.* [1961]
Cape Kalaa and El Madr, Algeria	pocket	≈0	-	500	-	-	*Clos-Arceduc* [1962b]
They de la Gracieuse, France	straight (spit)	≈0	-	100–120	-	-	*Clos-Arceduc* [1962a]
Point de l'Espiguette, France	straight	≈0	-	150–180	-	-	*Clos-Arceduc* [1962a]
Various, Japan	straight	-	>50	40–1000	-	-	*Homma and Sonu* [1962]
Various, USA	straight (?)	micro	-	≈100–3000	-	-	*Sonu* [1973]
New Brunswick, Canada	straight	0.4–1.3	200	288–1232	18–68	0.3	*Greenwood and Davidson-Arnott* [1975]
White Park Bay, Ireland	pocket	1.8	100	105–450	-	-	*Carter and Kitcher* [1979]
Narrabeen Beach, Australia	pocket	1.3–1.6	30	150	-	-	*Short* [1979]
New Brunswick, Canada	straight	-	40	80	-	-	*Huntley* [1980]
Golfe du Lion, France	straight	≈0	80	130–550	10–110	-	*Barusseau and Saint-Guily* [1981]
HaHoterim, Israel	straight	0.3–0.6	70	30–500	-	-	*Goldsmith et al.* [1982]
Mediterranean, Israel	straight	0.3–0.6	100	175–300	-	-	*Bowman and Goldsmith* [1983]
Duck, NC, USA	straight	1.0–1.3	80	≈300	20–30	20	*Sallenger et al.* [1985]
Eastern Beach, Australia	straight	1.5	50	250	-	-	*Wright et al.* [1986]
Long Island, NY, USA	straight	0.6–1.5	60	≈2000	-	-	*Allen and Psuty* [1987]
Duck, NC, USA	straight	1.0–1.3	80	≈250	-	-	*Howd and Birkemeier* [1987]
Hald Strand, Denmark	straight	0.4	-	60–170	-	-	*Aagaard* [1988]
Lake Erie, Canada	straight (spit)	0	30	90–200	-	-	*Stewart and Davidson-Arnott* [1988]
Various, Denmark	mainly straight	≤0.4	40–170	30–1000	-	-	*Aagaard* [1989]
Cap-Ferret, France	straight	4.5	70	500–1000	-	-	*Froidefond et al.* [1990]
Terschelling, Netherlands	straight	1.2–2.8	220	1500–2000	-	-	*Ruessink* [1992]
Alexandria, Egypt	pocket	-	20–30	≈100	-	-	*Nafaa and Frihy* [1993]
Holland Coast, Netherlands	straight	1.2–1.9	120–150	1000–3000	-	-	*Wijnberg* [1995]
Egmond, Netherlands	straight	1.3–1.6	120	575	5–40	0–150	*Ruessink et al.* [2000]
Sand City, California, USA	straight	≈1	100	150	-	-	*MacMahan et al.* [2002]
Pomeranian Bay, Poland	straight	≈0	-	50–1000	-	-	*Furmanczyk et al.* [2002]
Truc Vert beach, France	straight	4.5	50	600	75	-	*Castelle et al.* [2003]
Noordwijk, Netherlands	straight	1.4–1.8	150	710–1360	0–30	0–180	*Van Enckevort and Ruessink* [2003]

Geralmente o espaçamento das crescentes (L) aumenta com a distância à linha de costa (D), em particular em sistemas de multibarras, em que as barras exteriores apresentam comprimentos e dimensões maiores que as barras mais interiores. Contudo, não existe uma relação geral para L/D, uma vez que os valores apresentados na bibliografia variam de 1 e de 5 a 10. De referir que L depende da altura de água acima da barra, da inclinação do talude e da área da secção transversal onde se localiza o canal da barra a sotamar, entre outros parâmetros mais complexos, Van Enckevort *et al.*, 2004.

Grande parte do conhecimento de campo sobre barras crescênticas, está relacionado com os seus modelos de estado, desenvolvidos para condições microtidais e para uma só barra, como são o caso dos modelos de Wright e Short, 1984, e de Lippmann e Holman, 1990. As barras crescênticas são parte da sequência de acumulação de sedimentos, desenvolvendo-se a partir de uma barra paralela linear num período de tempo reduzido, após uma tempestade com ondas do tipo "swell" de grande amplitude. Sob condições de baixa energia as extremidades ligam-se a terra, levando ao desaparecimento do canal longitudinal contínuo, e à separação das baías, onde estão presentes correntes de retorno de elevada intensidade, correspondendo ao tipo de praia com barra transversal e retornos, de acordo com a classificação de Wright e Short, 1984. Se o nível de energia continuar baixo, as correntes de retorno tendem a desaparecer e a barra tende a ligar-se na sua totalidade à linha de costa, formando praias do tipo terraço de baixa-mar, de acordo com a mesma classificação. Se ocorrer um aumento de energia da agitação o processo ocorre no sentido inverso até atingir o estado com barra e canal longitudinal.

4.4.4.4 Barras Paralelas à Costa

A presença de uma ou mais barras longitudinais, caracterizam geralmente as praias altamente dissipativas, sendo acumulações de sedimentos que se deslocam paralelamente à linha de costa, podendo apresentar uma extensão longitudinal considerável e uma barra interior com um espaçamento da ordem dos 100 m (Figura 4.7 j-m e Figura 4.19).

No caso da zona costeira ser de elevada energia e constituída por sedimentos finos (200-300 μm), podem formar-se duas ou mais barras paralelas, enquanto que no caso de zonas costeiras de baixa energia e constituídas por sedimentos grosseiros (>500 μm) não se formam barras. As variações longitudinais na forma e dimensão das barras pode afectar a interacção das ondas do tipo "swell" e das ondas longitudinais, conduzindo à formação de crescentes de praia e de barras transversais ligadas à costa, para o caso de praias reflectivas de elevada energia (Rijn, 1989).

As barras longitudinais têm sido descritas em diversos trabalhos, sendo observadas num vasto conjunto de ambientes costeiros, Rooze, 1986 e Moore *et al.*, 2003, onde são enumerados diversos trabalhos realizados e são apontadas e formuladas diversas hipóteses de formação destas estruturas morfológicas.

O comportamento deste tipo de barras está relacionado com a variação climática interanual, sendo a sua localização muito variável numa escala de dias, em condições normais ou mesmo de horas durante períodos de tempestade. Estas barras são conhecidas pela sua formação sazonal e subsequente desaparecimento. Este padrão consiste no crescimento durante tempestades de elevada intensidade, diminuindo quando as condições energéticas são menores (Ribas, 2003). Contudo, em contraste com esta dinâmica, na costa Americana, nas praias de Duck, na costa Holandesa, na ilha de Terschelling, na costa Oeste da Nova Zelândia, nas praias de Wanganui e na costa do Pacífico Japonês, Hasaki, foram identificadas barras cujos ciclos dinâmicos são multi-anuais (Ribas, 2003; Grunnet e Hoekstra, 2004).

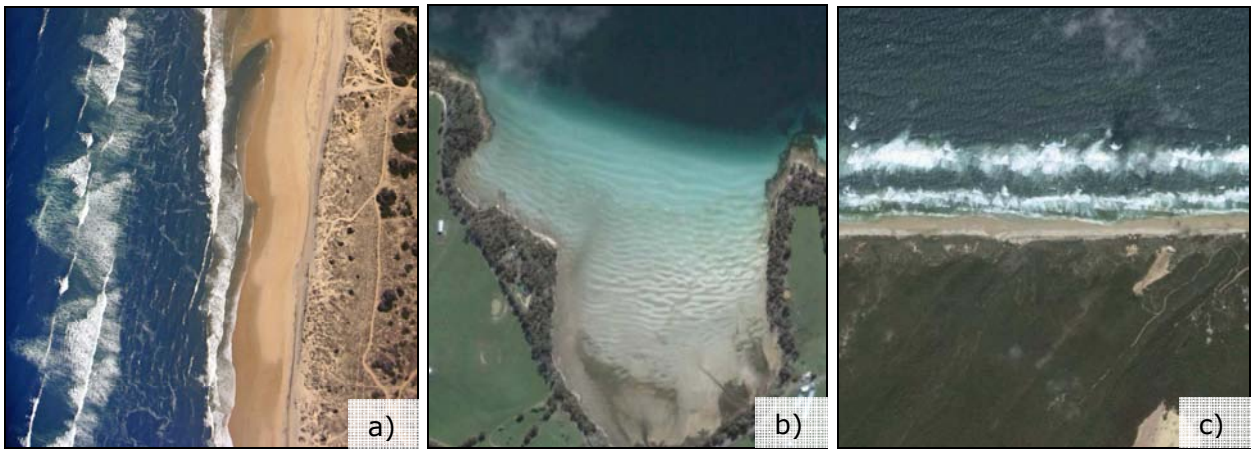


Figura 4.19 – Barras paralelas: a) barra paralela, praia do areão, (Fotoengenho, 2005); b) sistema barra-canal, Tasmânia, Austrália, (Google earth, 2007); c) barra paralela dupla, Queensland, Austrália, (Google earth, 2007).

Para além da movimentação dinâmica da barra, quer para sotamar quer para barlamar, foi recentemente identificado em algumas zonas costeiras um novo tipo de comportamento, onde surgem sistemas de barras múltiplas. Este comportamento traduz-se na descontinuidade da barra de sotamar que se re-alinha, unindo-se a outra barra existente a barlamar, Figura 4.20 (Shand *et al.*, 2001).

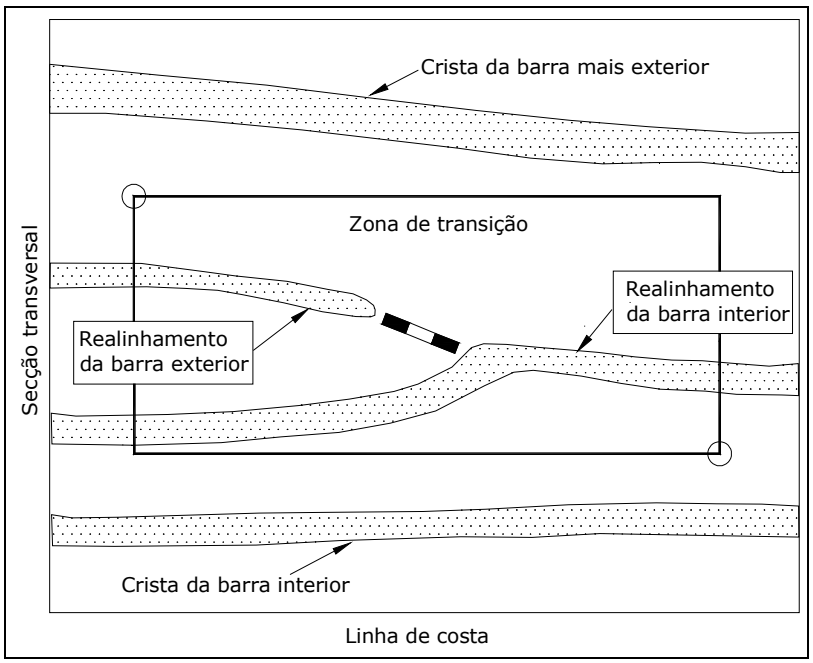


Figura 4.20 – Esquema representativo de realinhamento de barras múltiplas (Shand *et al.*, 2001).

A formação de barras paralelas parece ser um fenómeno muito rápido, embora a informação obtida com base nas observações de campo sobre este processo seja escassa. Assim, estão de igual modo pouco compreendidos os mecanismos físicos e as condições de agitação marítima para a sua formação (Ribas, 2003). Ribas, 2003, apresenta uma descrição mais detalhada destes tipos de barras, os modelos e hipóteses explicativas para a sua formação.

4.4.4.5 Modelos de Formação de Barras Submersas

4.4.4.5.1 Introdução

Desde as primeiras observações, foram várias as tentativas de compreender os processos físicos relacionados com o desenvolvimento e previsão da forma destas estruturas. Até recentemente, o desenvolvimento das barras crescênticas era difícil de monitorizar, bem como a recolha de informação sobre as condições que originavam a sua formação geométrica e taxa de crescimento (Coco *et al*., 2004).

Komar, 1998, apresenta uma retrospectiva dos modelos existentes para a explicação da formação e manutenção das barras transversais e crescênticas, referindo os modelos de Hom-ma e Sonu, 1963, Sonu, 1969 e 1972, Horikawa e Sasaki, 1968, Niedoroda e Tanner, 1970, Bowen e Inman, 1971, Carter, 1978, Holman e Bowen, 1982, entre outros.

Com o objectivo de explicar a ocorrência e as propriedades das barras submersas são habitualmente referidos dois grupos de mecanismos físicos possíveis: o mecanismo padrão e o mecanismo de auto-organização (Wijnberg e Kroon, 2002; Ribas, 2003; Van Enckevort *et al.*, 2004). Estes modelos apresentam diferenças significativas sobretudo na aproximação efectuada dos processos que ocorrem próximo da costa.

O primeiro tipo é baseado na possibilidade de existência de um fluxo-padrão com a mesma forma espacial da topografia final, criado no fundo marinho pela deriva de transporte (Wijnberg e Kroon, 2002; Ribas, 2003; Van Enckevort *et al.*, 2004). Esta tipologia foi denominada por Ribas, 2003, por "mecanismo de resposta forçada", uma vez que a topografia é considerada uma parte inactiva do processo, respondendo apenas ao fluxo. Este mecanismo pode ser divido em dois submecanismos, sendo um a rebentação e o outro as ondas infragravíticas. De acordo com Wijnberg e Kroon, 2002, o conceito implícito no mecanismo da rebentação, para a previsão de formação de barras (bidimensionais), está associado ao local da rebentação inicial das ondas incidentes de pequeno período. Observações de campo efectuadas não foram na sua generalidade conclusivas (Sallenger e Howd, 1989), embora observações mais recentes apontem algumas pistas para a formação de barras por este mecanismo (Aagaard *et al*., 1998). O mecanismo das ondas infragravíticas é, contudo, mais utilizado e aceite na explicação da formação de barras submersas. Nesta dissertação, e de aqui em diante, sempre que for designado o mecanismo de resposta forçada, refere-se ao submecanismo das ondas infragravíticas e vice-versa.

O segundo tipo, ao qual não foi dada muita atenção no passado, está relacionado com um conceito morfodinâmico designado por mecanismo de auto-organização. Este mecanismo é baseado na forte inter-relação existente entre as mudanças da batimetria e do fluxo. Este facto pode conduzir ao aumento da interferência positiva entre as barras potenciais, em conjunto com as modificações do fluxo, crescendo ambos os fenómenos no tempo (Wijnberg e Kroon, 2002; Ribas, 2003; Van Enckevort *et al.*, 2004).

Não obstante as regras dos mecanismos de resposta forçada e dos movimentos de ondas infragravíticas próximos da costa, os processos de auto-organização são activados quando os sedimentos, ondas e correntes interagem. Contudo, é plausível que ambos os

mecanismos, sob determinadas condições existentes em praias naturais, interajam entre si (Ribas, 2003).

4.4.4.5.2 Modelo de Resposta Forçada

O modelo de resposta forçada que explica a geração de barras submersas baseia-se na hipótese da formação inicial destas estruturas como uma resposta passiva do fundo a acções hidrodinâmicas não uniformes com a mesma dimensão que os padrões topográficos finais (Ribas, 2003). Neste sentido, o crescimento uniforme das barras longitudinais tem sido frequentemente relacionado com o transporte sedimentar induzido por ondas estacionárias transversais de alta e baixa frequência (Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999; Yu e Mei, 2000; Ribas, 2003; Aagaard e Bryan, 2003). A presença das ondas estacionárias transversais está sobretudo associada com a agitação reflectida pela praia. Estas ondas induzem a separação das velocidades da corrente de deriva junto do fundo, com a deriva a convergir nos nodos do fundo da camada limite, enquanto que a convergência para os antinodos ocorre a níveis mais elevados, relativamente a esta camada (Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999) (Figura 4.21).

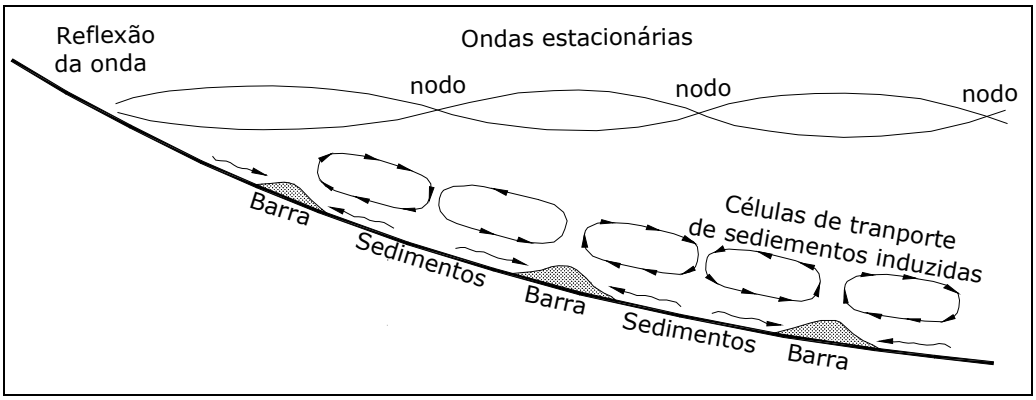


Figura 4.21 – Esquema ilustrativo da formação de barras submersas associadas às ondas estacionárias, originadas pela reflexão da agitação na praia (Komar, 1998).

As ondas gravíticas de elevada frequência são parcialmente reflectidas pela praia, Ribas, 2003, podendo amplificar os padrões transversais das ondas estacionárias, explicando assim a existência de múltiplas barras paralelas separadas por dezenas de metros. Dois exemplos de ondas infragravíticas uniformes de baixa frequência são as designadas por "ondas longas-limite" (*bound long waves*) e ondas de fuga[1] (*leaky waves*). Estas formas existem devido à amplitude da modelação das ondas de alta-frequência, que muitas vezes atingem a praia em grupos de ondas. Quando uma onda de alta-frequência rebenta, a onda longa-limite é libertada progredindo para a costa como uma onda livre, podendo ser eventualmente reflectida na praia, ocorrendo assim um padrão de ondas gravíticas estacionárias na zona de rebentação. As ondas infragravíticas estacionárias são um exemplo

[1] O termo onda de fuga é adoptado para as ondas que se escapam para águas profundas após a reflexão da onda incidente na praia. Contudo o termo é utilizado para referir um movimento de onda estacionária bidimensional na zona de rebentação, causado pela sobreposição das ondas infragravíticas (incidentes e reflectidas). Este tipo de ondas não apresenta qualquer tipo de variação longitudinal (Aagaard e Masselink, 1999).

de um padrão hidrodinâmico que pode conduzir à geração de sistemas de barras paralelas múltiplas com espaçamento da ordem das centenas de metros.

Para além das ondas estacionárias transversais existem, como foi referido anteriormente, as ondas estacionárias longitudinais que embora se desloquem nessa direcção, mas que são transversalmente estacionárias. Estas ondas podem também ser responsáveis pela formação de uma topografia dinâmica, como é o caso das barras em forma de crescente e das barras transversais (Aagaard e Masselink, 1999; Wijnberg e Kroon, 2002; Ribas, 2003).

Uma das primeiras explicações, apresentada para a formação deste tipo de barras, foi proposta por Bowen e Inman, 1971, suportada por experiências laboratoriais e dados de campo, posteriormente desenvolvida por Holman e Bowen, 1982. Este modelo associa valores de velocidades de campo relativas a ondas longitudinais estacionárias que ocorrem no talude de praia com períodos infragravíticos, com velocidades da corrente de deriva (Komar, 1998; Aagaard e Masselink, 1999; Blondeaux, 2001; Coco *et al*., 2004; van Enckevort *et al.*, 2004). De acordo com este modo de formação, os sedimentos de praia irão ser transportados pelas ondas longitudinais estacionárias, acumulando-se onde a velocidade é menor do que a do início do movimento sedimentar (Komar, 1998).

As ondas infragravíticas apresentam períodos de onda longos (20–300s) sendo a sua existência geralmente atribuída à formação de grupos de onda, associadas a uma agitação incidente de período reduzido. A existência de movimentos de água de baixa frequência na zona costeira tem sido confirmada em diversos trabalhos (Bauer e Greenwood, 1990). Contudo, apesar da existência de alguns trabalhos sugestivos da correcção dos mecanismos das ondas longitudinais, não foi encontrada nenhuma evidência para a formação de barras submersas através deste mecanismo (Wijnberg e Kroon, 2002).

Alguns trabalhos experimentais evidenciam a influência das ondas infragravíticas na morfologia da zona costeira submersa (Rooze, 1986; Bauer e Greenwood, 1990; Aagaard e Masselink, 1999; Yu e Mei, 2000).

No entanto, esta teoria de formação de barras submersas apresenta como grande desvantagem a falta de um critério bem estabelecido para a selecção do modo, frequência e fase das ondas infragravíticas responsáveis pelo crescimento destas estruturas morfológicas (Short, 1999; Wijnberg e Kroon, 2002; Ribas, 2003).

4.4.4.5.3 Modelo de Auto-Organização

O segundo tipo de mecanismo de formação de barras submersas é baseado na interferência não linear que ocorrena zona de rebentação, entre a hidrodinâmica e a evolução morfológica do fundo, sendo designado por modelo de auto-organização. Existem vários métodos para testar o modelo de auto-organização num sistema morfológico. Por exemplo, Werner e Fink, 1993, e Coco *et al*., 2000, utilizaram o modelo de auto-organização do tipo celular autómato para descrever a formação de crescentes de praia. Estes modelos altamente idealizados descrevem em simultâneo a evolução do fundo e o movimento das partículas de água usando leis muito simples baseadas na física. Outra ferramenta matemática clássica é a análise de estabilidade que permite a identificação de "instabilidades livres" de um sistema morfológico (Hulscher *et al*., 1993; Falqués *et al*.,

1996; Calvete, 1999; Vittori *et al*., 1999; Deigaard *et al*., 1999; Caballeria *et al*., 2002; Damgaard *et al*., 2002; Ribas, 2003; Jiao e Özkan-Haller, 2004; Ribas *et al*., 2004; Klein, 2005).

Ribas, 2003, Figura 4.22, apresenta um esquema simples, que ilustra o processo de auto-organização, partindo de uma praia em equilíbrio estacionário e com configuração uniforme. Posteriormente é adicionado ao sistema em equilíbrio uma perturbação topográfica arbitrária e é analisado o efeito causado na hidrodinâmica e no transporte sedimentar. Por exemplo, no caso de a barra se sobrepôr ao equilíbrio da configuração de praia, induzirá mudanças na rebentação da agitação e na distribuição das correntes. Como consequência será alterado o padrão do transporte sedimentar, que pode reduzir ou aumentar a barra submersa. No caso apresentado, a configuração de equilíbrio é novamente atingida. No outro caso ocorre uma interacção positiva entre o fluxo e a morfologia, levando ao crescimento da barra de forma exponencial ao longo do tempo, designada por "instabilidade livre" do sistema (um tipo de processo de auto-organização) que explica o crescimento das barras submersas, sem a necessidade da pré-existência de padrão espacial em termos hidrodinâmicos.

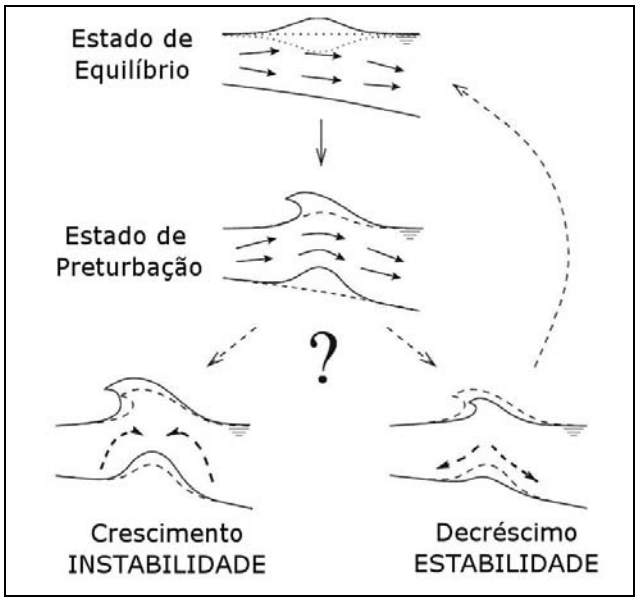


Figura 4.22 – Mecanismo de auto-organização na zona submersa (Ribas, 2003).

Em diversos trabalhos de campo e de laboratório foram observadas evidências que suportam esta hipótese da auto-organização (Forbes *et al*., 1995; Aagaard *et al*., 1998; van Enckevort, 2001).

Hino, 1974, introduziu o modelo de auto-organização, sugerindo que o padrão rítmico da zona de rebentação pode ser o resultado da instabilidade do sistema morfológico–hidrodinâmico. Este autor estudou também o desenvolvimento das estruturas crescênticas, usando a análise de estabilidade linear, sugerindo que o espaçamento das crescentes da barra pode estar relacionado com a largura da zona de rebentação (Coco *et al*., 2004; van Enckevort *et al.*, 2004).

Vários foram os trabalhos desenvolvidos, baseados na teoria da auto-organização, sendo também apresentada uma retrospectiva evolutiva dos mesmos em Deigaard *et al*., 1999; Calvete, 1999; Caballeria *et al*., 2002; Ribas, 2003; Coco *et al*., 2004; e van Enckevort *et al.*, 2004.

Este tipo de análise tem-se tornado popular, proporcionando a compreensão do modelo físico que leva à formação das barras crescênticas, transversais e paralelas, dependendo das condições iniciais. Contudo, a capacidade de previsão desta aproximação é limitada no que diz respeito ao crescimento inicial, não sendo possível realizar comparações detalhadas (Ribas, 2003; Coco *et al*., 2004; Ribas *et al*., 2004; Klein, 2005).

Uma outra aproximação, a dos modelos não lineares, baseia-se em soluções não lineares para águas pouco profundas, de acordo com as equações médias temporais associadas à equação de conservação dos sedimentos transportados, Coco *et al*., 2004.

4.5 Morfologia de Praias

4.5.1 Introdução

As praias e as zonas adjacentes agem como zonas-tampão relativamente à acção directa das ondas. Consequentemente, são sensíveis a mudanças que ocorrem ao longo do tempo, desde alguns segundos a vários anos, em resposta às variações energéticas, conduzindo a mudanças morfológicas (Carter, 1995). As praias fazem por isso parte de um sistema natural altamente variável, podendo surgir em zonas costeiras sedimentares e/ou rochosas dominadas pela agitação marítima ou pela maré (Short, 1999b). Nas praias existentes em zonas costeiras dominadas pela agitação marítima as ondas apresentam valores mais elevados relativamente à amplitude de maré (Short, 2003).

A influência da agitação marítima é máxima em costas arenosas rectilíneas e sem maré, decrescendo à medida que outros processos, particularmente a maré, aumentam o seu efeito, exercendo influência na topografia da face da praia (Short, 1999a).

Existem vários estudos sobre praias, mas, em geral, não apresentam uma explicação satisfatória dos factores que controlam a sua diversidade. Este facto conduziu à necessidade de desenvolver uma classificação mais uniforme para os diferentes tipos de praia, e ao mesmo tempo obter-se um conhecimento mais alargado da sua morfologia (Short, 1999b).

As primeiras tentativas de classificação e de análise das alterações da morfologia das praias baseou-se em registos sequenciais de vários perfis. Vários autores (Beb, 1933; Meyer, 1933; Bagnold, 1940; Bascom, 1951; Johnson, 1956) identificaram a existência de uma relação entre a inclinação do talude das praias e a dimensão dos sedimentos (Short, 1999b).

Wright e Short (1984), combinaram os resultados dos seus trabalhos realizados em praias microtidais, onde a agitação marítima é dominante, sugerindo uma classificação morfológica para estes sistemas sedimentares. Esta classificação divide as praias em dois tipos morfológicos extremos e quatro tipos intermédios, sendo completamente tridimensional, e incorporando as várias formas existentes nas praias (Komar, 1998).

Neste modelo foi utilizado o parâmetro Ω, designado por velocidade de queda adimensional, para classificar as praias de todo mundo dominadas pela agitação. Este parâmetro é definido pela seguinte relação, Gourlay (1968):

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s T} \tag{4.34}$$

em que H_b representa a altura de onda na rebentação, T o período de onda e W_s a dimensão característica dos sedimentos, definida como velocidade de queda.

Sunamura, 1988, realizou uma revisão dos modelos existentes, propondo um modelo de mudança de estado da praia, entre o erosivo (dissipativo) e o de acreção (reflectivo), interligados por sequências de acreção e erosão. Este modelo, à semelhança do de Wright e Short, 1984, pode ser aplicado a praias de energia moderada a alta, com regimes de maré microtidais, de taludes com inclinações suaves (1/50-1/200), com sedimentos de dimensões finas a grosseiras (0.1-2 mm) e com regime de transporte perpendicular à costa (Horikawa, 1988; Short e Aagaard, 1993).

Este modelo, Figura 4.23, é composto por oito estados morfológicos: dois tipos extremos, o erosivo e o de acreção e seis tipos transitórios. Sunamura, 1988, apresenta um parâmetro adimensional, K^*, empregue para explicar a mudança de estado no modelo, dado pela expressão,

$$K^* = \frac{H_b^2}{gT^2 D} \tag{4.35}$$

em que D representa o diâmetro médio dos sedimentos (mm).

Um teste interessante à classificação de Wright e Short, 1984, foi realizado por Lippman e Holman, 1990, utilizando dois anos de observações diárias das instalações do CERC no Duck, Carolina do Norte. A sequência obtida apresenta oito estados morfológicos (Dissipativo, Barra 2D escalada infragaviticamente, barra 3D não dinâmica; barra a barlamar dinâmica; barra dinâmica anexa; barra anexa não dinâmica; barra incidente escalada; e reflectiva) que coincidem e validam a classificação elaborada por Wright e Short, 1984.

Lippman e Holman, 1990, observaram que em condições de acreção, a mudança sequencial da barra depende da morfologia antecedente, enquanto que nas praias em estado erosivo de transição a dinâmica da barra se correlaciona melhor com a energia da onda incidente do que com a morfologia anterior. Assim, este facto confirma a sequência dos modelos de Short, 1979 e de Sunamura, 1988.

Para as praias do tipo meso e macrotidais, com amplitudes de maré superiores a 3 m, Short, 1991, apresentou uma classificação que as divide em três grupos: Grupo 1 – Agitação de altura elevada, planas e de inclinação uniforme; Grupo 2 – Agitação de altura moderada e do tipo multibarra; Grupo 3 – Agitação de altura reduzida e com terraço de maré.

Contudo, Masselink e Short, 1993, e posteriormente Masselink e Hegge, 1995, propuseram uma outra classificação, dividindo as praias costeiras em três tipos: praias com terraço de baixa-mar, praias com barras/retornos de baixa-mar e praias ultra-dissipativas.

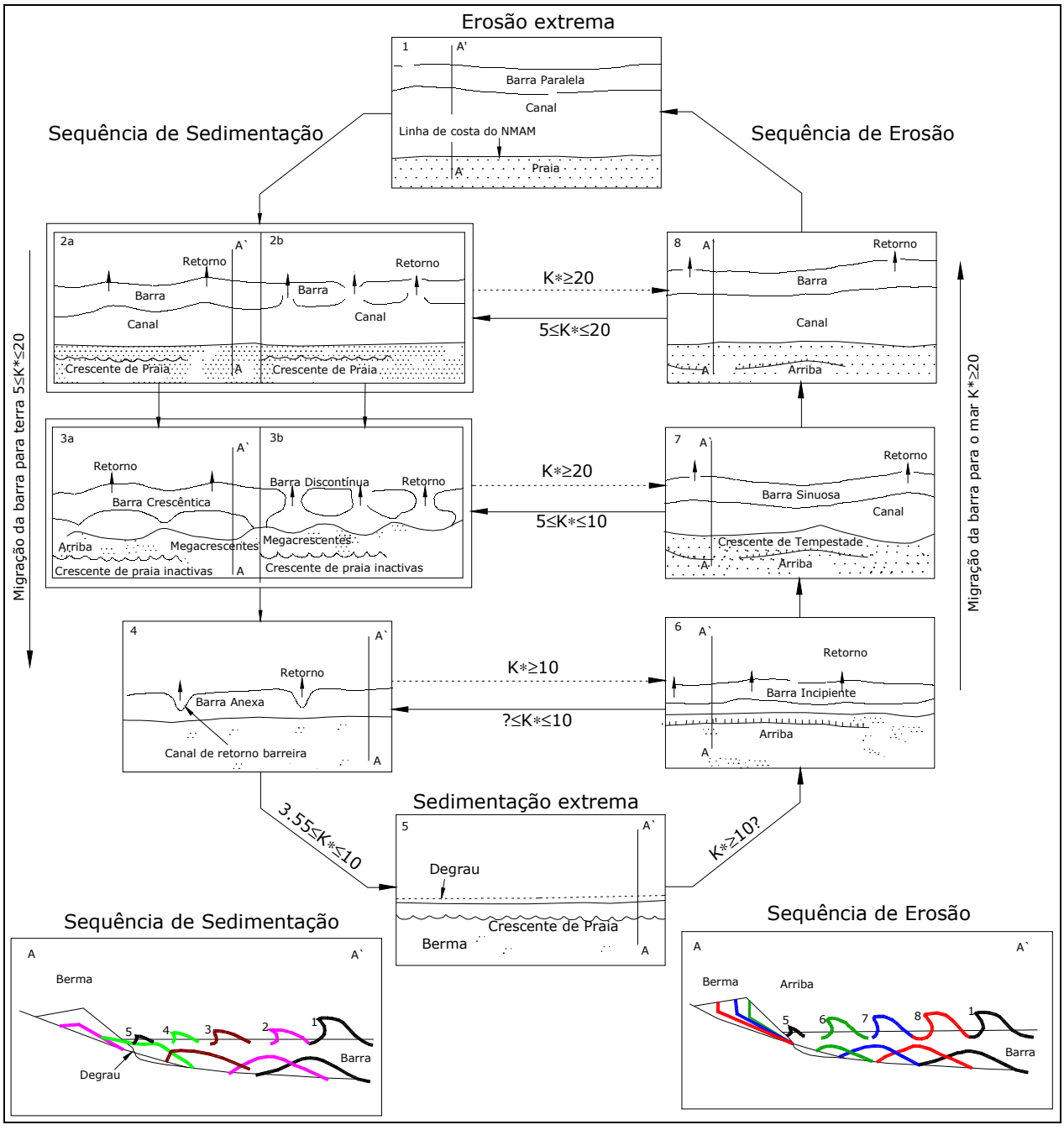


Figura 4.23 – Classificação morfológica das praias, Sunamura, 1988.

Este modelo classifica as praias com base no parâmetro Ω apresentado anteriormente e num outro designado por amplitude de maré relativa (RTR – *relative tide range*).

$$RTR = \frac{MSR}{H_b} \tag{4.36}$$

em que MSR corresponde à amplitude média da preia-mar e H_b a altura de onda de rebentação. Deste modo, valores elevados de RTR indicam que a maré é dominante e valores baixos indicam que a agitação marítima é dominante.

Short, 1999, incorpora na classificação de Wright e Short, 1984, uma sequência erosiva na classificação morfológica das praias. Esta classificação, para além de se basear na apresentada por Wright e Short, 1984, baseou-se também na classificação de Short, 1979, Sunamura, 1988 e Lippmann e Holman, 1990.

Recentemente Short, 2006, apresenta uma nova distribuição morfológica dos tipos de praias, que considera a existência de três grupos: Praias dominadas pela agitação; praias de maré modificada; e praias dominadas pela maré. No primeiro grupo inserem-se os seis tipos de praia de Wrigth e Short (1984), no segundo grupo são incluídos três tipos de praias descritas em Masselink e Short, 1993, Masselink e Hegge, 1995, Masselink e Turner, 1999, e o último grupo apresenta também três tipos de praias. Para além destes grupos morfológicos de praia, Short, 2006, sugere ainda mais dois tipos de praias: praia com planície rochosa e praia com faixa de recifes de coral.

Seguidamente será apresentada uma descrição das classificações anteriormente mencionadas, com base nos autores Short e Hesp, 1982; Wright e Short, 1984; Short, 1991; Short e Aagaard, 1993; Masselink e Short, 1993, Masselink e Hegge, 1995; Carter, 1995; Komar, 1998; Short, 1999b; Masselink e Turner, 1999; Woodroffe, 2002; Short, 2003 e 2006.

4.5.2 Tipos de Morfologia de Praias em Costas Microtidais

A classificação apresentada por Wright e Short, 1984, é uma síntese das classificações desenvolvidas pelos dois autores, para a zona costeira Australiana, mais concretamente na Nova Gales do Sul, cujo regime de maré apresenta características semi-diurnas e com uma amplitude de maré de 1.6 m (microtidal) e dominada pela agitação.

Wright e Short, 1984, com base no parâmetro Ω e em numerosas observações ao longo da costa sudeste australiana, verificaram que quando $\Omega<1$, a praia tende a ser reflectiva (inclinada e sem barras), quando $\Omega>6$ tendiam a ser dissipativas (planas e com múltiplas barras), e quando $\Omega=2\text{-}5$, eram intermédias (com uma ou duas barras).

Estas variáveis e outras derivadas destas, foram utilizadas por diversos autores enumerados por Short, 1999b, para o desenvolvimento de um conjunto de parâmetros utilizados na descrição e previsão do comportamento das praias, Tabela 4.3.

O papel dos três parâmetros, H_b, T e W_s no tipo de praia é ilustrado na Figura 4.24, mostrando a influência de cada parâmetro anteriormente referido. É importante referir que, para cada tipo de praia, a transição é função dos três parâmetros.

Como se pode observar pela Figura 4.24, o aumento de H_b e a diminuição de T e W_s favorece a ocorrência de praias dissipativas, enquanto que a diminuição de H_b e o aumento de T e de W_s favorece a ocorrência de praias reflectivas.

Tabela 4.3 – Parâmetros quantitativos dos tipos de praia (adaptado de Short, 1999b; Carter, 1995).

		Reflectivo	**Intermédio**	**Dissipativo**
Velocidade de queda adimensional	$\Omega=H_b/T\ W_s$ (Wright e Short, 1984)	< 1	2 - 5	> 6
Índice de escala de rebentação	$\varepsilon=(a\sigma^2)/(g\ \tan^2\beta)$ (Guza e Inman, 1975)	0.1 - 0.25	2.5 - 20	20 - 200
Índice de similaridade de rebentação	$\xi=\tan\beta/(H_0/L_0)^{0.5}$ (Battjes, 1974)	> 1	1 - 0.23	< 0.23
Estabilidade da praia (direcção de transporte)	$K=H_b^2/gT_d^2$ (Sunamura, 1984)	< 3.5	10 - 20	> 20
Parâmetro de barra	$B^*=(x_s/g\tan\beta T_i^2)$ (Short e Aagaard, 1993)	< 20	20 - 50	> 50
Agitação	Tipo de rebentação	Oscilatória (*surging*)	Progressiva (*spilling*) / Mergulhante, basculante ou em voluta (*plunging*)	Progressiva (*spilling*)
	Número de Iribarren $\xi_b=\tan\beta/(H_b/L_0)^{0.5}$ (Battjes, 1994)	> 5	5 - 0.64	< 0.64
	Rebentação equivalente ξ_b (Balsillie, 1985)	Mergulhante/ Colapsante	Progressiva/ Colapsante	Progressiva
	Número de ondas na zona de rebentação	1	1 - 3	> 3
	Ângulo de aproximação da onda	90º - 10º	10º - 0º	0º
	Reflexão da onda	Alta	Moderada	Baixa
	Energia relativa da onda	Baixa	Média	Alta
	Tipo de onda longitudinal	Encurralada no espraiamento/refluxo	Encurralada na cava localizada entre a barra submersa e a praia	Livre (*Leaky*)
	Período da onda longitudinal	Sub-harmónico (T_e=2T)	T_e=2 a 4T	Igual ao período do grupo de onda $T_e >> T$
Correntes	Planta	De terra para o mar (de Sotamar para Barlamar)	Celular	De terra para o mar (de Sotamar para Barlamar)
	Perfil	Espraiamento, Refluxo	A Sotamar sobre as barras, e para barlamar através das correntes de retorno	Pelas interrupções da superfície da onda e refluxo de fundo
Morfologia	Perfil de Praia	Inclinado	Rítmico (Megacrescentes)	Plano
	Barra	Sem	Rítmicas	Múltiplas e Paralelas
	Talude	> 4º	2 - 6º	< 2º
	Crescentes	Comuns	Nas megacrescentes	Raramente
	Megacrescentes	Ausência	Comum	Raramente
Transporte sedimentar	Rede longitudinal	Baixa	Médio	Alta
	Junto e afastado da costa	Baixa	Médio	Alta
	Modo dominante	Fundo	Misto	Suspenso
	Textura	Grande - Médio	Médio - Fino	Fino
	Eólico	Baixo	Médio	Alto
Mobilidade (Short e Hesp, 1982) y_b=largura da praia	Mobilidade da linha de costa ($S_m=\sigma_{yb}$)	Baixa (< 10 m)	Alta (> 10 m)	Baixa (< 10 m)
	Mobilidade da pós-praia, $B_m=CV_{yb}=\sigma_{yb}/y_b$	Baixa (< 0.1)	Moderada (0.1 - 0.5)	Alta (> 0.5)

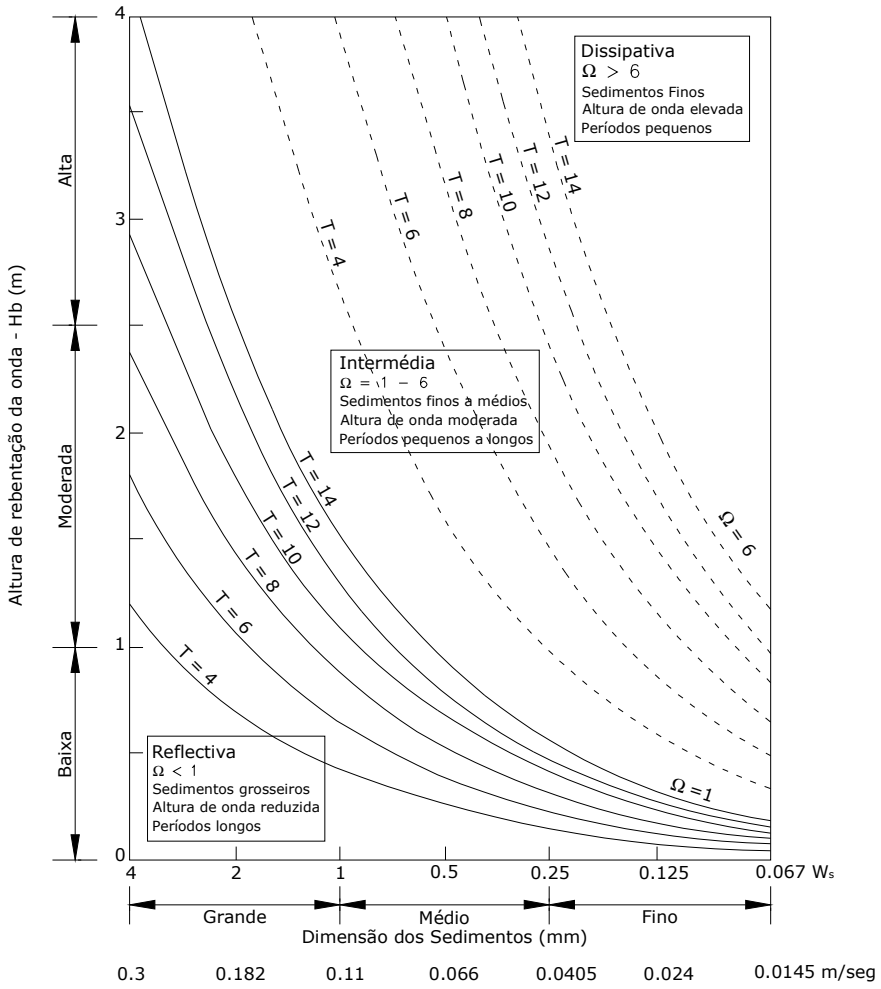


Figura 4.24 – Gráfico de sensibilidade de Ω e do tipo de praia para as variáveis altura de onda, dimensão dos sedimentos e período de onda (Short, 1999b).

4.5.3 Praias Dominadas Pela Agitação

4.5.3.1 Praias Dissipativas Extremas

As praias dissipativas extremas caracterizam-se por perfis extensos e pequenas inclinações na zona de rebentação, onde as ondas do tipo progressivo dissipam a sua energia (Guza e Inman, 1975). Estas praias apresentam o espectro de energia mais elevado dos vários tipos de praia.

Este tipo de praias ocorrem quando Ω>6 e ε varia entre 20 e 200, apresentam sedimentos finos (< 0.2 mm), agitação relativamente elevada (H>2.5 m) e preferencialmente com períodos de onda pequenos. Deste modo, este tipo de praias é apenas encontrado em costas abertas dominadas por um "swell" alto e persistente, como ocorre no caso das tempestades (T>10 s), e com areias finas ou muito finas. No entanto, estes sistemas costeiros são mais comuns em tempestades dominadas por mar aberto ("sea") e em grandes lagos e baías, onde a agitação das tempestades é elevada, mas de reduzido período (T=2-5 s), e com sedimentos finos (Short, 1999b).

Estas praias podem ter uma zona de espraiamento larga, de reduzida inclinação, e composta por areia fina compacta estendendo-se desde a base da duna até à zona de maré

baixa, podendo ter mais de 100 m de largura em maré baixa. Esta zona é geralmente plana, sem formas de fundo, embora ocasionalmente se observem na praia crescentes de maré-alta espaçadas e rugas (ripples), induzidas pelo refluxo de maré baixa (Figura 4.25) (Wright e Short, 1984; Short, 1999b; Short, 2003).

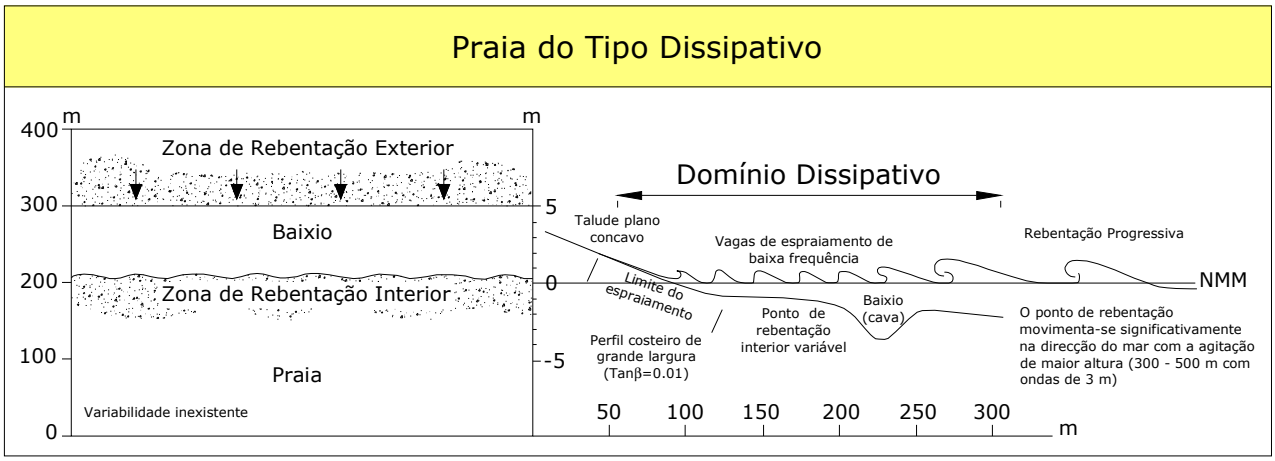


Figura 4.25 – Perfil e planta tipo de praias do tipo dissipativo
(Wright e Short, 1984 e Short, 1999b).

A zona de rebentação tem uma largura variável entre os 200 m e várias centenas de metros, com barras múltiplas paralelas à costa. A face da duna, a praia, a linha de costa, as cavas e as barras são paralelas longitudinalmente com variações mínimas de morfologia (Short e Hesp, 1982; Wright e Short, 1984; Short, 1999b; Short, 2003) (Figura 4.26).

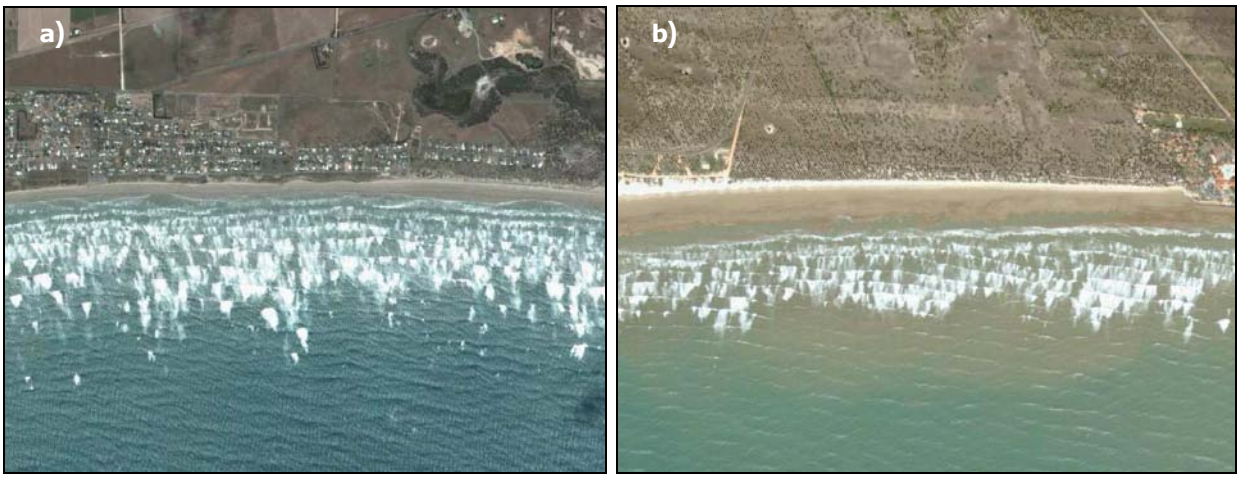


Figura 4.26 – Praia dissipativa, a) Praia Goolwa, Sul da Austrália e b) Praia de Aracaju, Brasil
(Google Earth, 2007).

A rebentação é inicialmente do tipo progressivo, alta e escarpada (ξ_b<0.23), rebentando sobre a barra exterior da zona de rebentação, voltando a formar-se nas cavas e rebentando repetidamente sobre as barras interiores . Deste modo a dissipação de energia ocorre ao longo da zona de rebentação que pode estender-se numa largura de 300 a 500 m (Short, 1999b; Woodroffe, 2002; Short, 2003). As ondas vão decrescendo gradualmente para

sotamar, fazendo com que, na zona de rebentação interior, o perfil transversal vertical hidrodinâmico seja dominado por correntes de fundo e ondas estacionárias infragravíticas. No caso da ocorrência de agitação oblíqua, as correntes longitudinais podem ser fortes devido à grande dissipação de energia (Short, 1999b).

Nestes sistemas costeiros o transporte sedimentar para barlamar deve-se fundamentalmente ao fluxo de retorno do fundo, localizado na zona de rebentação interior. No entanto, pode ocorrer transporte de grandes volumes de sedimentos ou mesmo alternância no transporte, devido à existência de ondas infragravíticas com energia suficiente e/ou com ocorrência numa faixa estreita. A resposta morfológica do sistema caracteriza-se por uma migração da barra para barlamar com uma redução simultânea da inclinação do talude junto à costa, resultando numa dissipação da onda incidente ainda mais pronunciada (Short, 1999b).

Todavia, estas praias tendem a ter uma morfologia relativamente estável, com mudanças mínimas da linha de costa (Short e Hesp, 1982). Este facto pode ser atribuído a diversos factores, tais como (Short, 1999b):

1. a baixa inclinação do perfil de praia e a reduzida dimensão dos sedimentos, tornando-se assim menos susceptível à mudança quando comparado com perfis mais inclinados e com sedimentos de maiores dimensões;
2. a capacidade de ajuste a ondas elevadas que ocorrem em situações de tempestade, levando a que o processo erosivo seja reduzido durante esses eventos;
3. conjugado com o ponto anterior, a praia pode ser atingida por ondas elevadas, visto que rebentam longe do talude de inclinação suave, dissipando a sua energia sobre a larga zona de rebentação;
4. a ocorrência de grandes dissipações conduz, por sua vez, ao aumento da elevação do nível da água do mar ("set-up") que acumulará um grande volume de água na costa.

4.5.3.2 Praias Intermédias

4.5.3.2.1 Introdução

As praias intermédias são as que apresentam uma maior dinâmica espacial e temporal. Esta tipologia de praias situa-se em termos morfológicos entre as praias dissipativas de alta energia e as praias reflectivas de reduzida energia (Short e Hesp, 1982; Wright e Short, 1984; Short, 1999b). Nestes sistemas, a transformação espacial da agitação é elevada, os taludes próximos da costa são bastante mais inclinados que os das praias dissipativas e as ondas incidentes tendem a rebentar em voluta, particularmente quando têm uma declividade relativamente baixa (Short, 1999b).

A característica mais óbvia das praias intermédias é a presença de uma zona de rebentação separada por barras e retornos. Estas praias surgem quando Ω se situa entre 2 e 5 e ε entre 2,5 e 20. Estas condições são favorecidas por uma alteração significativa das condições ambientais, variando a agitação de moderada a elevada (0.5 a 2.5 m), de períodos longos e a dimensão da areia de fina a média. Existe portanto uma variação substancial do carácter morfológico destas praias, podendo existir em quatro formas distintas (Wright e Short, 1984; Short, 1999b; Short, 2003 e 2006).

De acordo com estes autores, o primeiro estado morfológico possui características muito próximas das praias dissipativas, existindo uma barra e uma cava longitudinalmente à costa. A segunda forma corresponde à ocorrência de uma praia e de barras dinâmicas. A terceira forma diz respeito a praias com barras transversais e retornos e finalmente as praias com um pequeno terraço de maré (Wright e Short, 1984; Komar, 1998; Short, 1999b; Short, 2003).

Este grupo intermédio de praias apresenta um elevado nível de mobilidade na linha de costa, bem como na zona de rebentação, onde se verificam taxas de mobilidade das barras extremamente elevadas. Segundo Orme, 1985, referido por Short, 1999b, as taxas observadas variam entre 1 a 30 m/dia. A magnitude da taxa de migração pode ser atribuída em parte ao nível constante da energia da agitação incidente. A taxa pode variar desde zero numa situação sem ondas a 20 a 30 m/dia sob agitação moderada (H_b=1–1,5 m). As taxas de migração conferem duas facetas adicionais a estas praias: a primeira é que são inerentemente instáveis, como demonstra a dinâmica das barras; e a segunda como as barras migram e mudam a forma na zona de rebentação e na costa, o tipo de praia também muda (Short, 1999b).

Neste grupo de praias o processo erosivo é dominado pela presença de correntes de retorno, que se deslocam para barlamar, com a erosão máxima a ocorrer a sotamar destas correntes, sendo este fenómeno designado por erosão da baía de retorno (Short e Hesp, 1982). À medida que a altura de onda aumenta nas praias intermédias, a dimensão das correntes de retorno (e intensidade) também aumenta, bem como o seu espaçamento (Short, 1999b).

As praias intermédias sofrem também uma segunda fase de erosão, geralmente durante o processo de acreção da praia. Este facto é devido à variação longitudinal da própria dinâmica da zona de rebentação e do espraiamento, que provoca a formação de escarpas na baía de retorno (e progressão da sua extremidade) durante o processo de acreção geral. A linha de costa pode desta forma alternar entre baías de erosão e extremidades que progridem (acumulação de areias). Consequentemente, mesmo que esteja a ocorrer acreção ou enchimento, estas partes da praia a sotamar dos retornos encontram-se numa segunda fase de erosão, induzida pela agitação marítima, que pode ser mais intensa que a erosão da praia que ocorreu anteriormente (Short, 1999b).

A erosão das praias intermédias é por isso caracterizada por uma erosão máxima a sotamar das correntes de retorno. Quando os retornos são estacionários, como acontece na fase de acreção, podem surgir baías pronunciadas e escarpas de praias. Quando os retornos são móveis ou aumentam o seu espaçamento, os retornos estendem-se por toda a praia que, em conjunto com as ondas de erosão estacionária dissipativa, formam uma praia mais plana e linear (Short, 1999b).

4.5.3.2.2 Praias com Barra e Canal Longitudinal

Estas praias são caracterizadas por uma barra contínua, paralela à costa, localizada a uma distância da praia de 100 a 150 m. Entre a praia e a barra submersa existe geralmente um baixio (canal) com 2 a 3 m de profundidade e uma largura entre 50 e os 100 m. A face da

praia, à semelhança das praias dissipativas, é linear na direcção longitudinal. Contudo, dependendo da dimensão dos sedimentos, a inclinação do talude pode variar de pequena a moderada, podendo conter crescentes ou bermas. A linha de costa e o canal são relativamente lineares, embora a barra mantenha as suas características ou apresente formas rítmicas suaves e geralmente atravessadas por correntes de retorno, espaçadas de 250 a 500 m em costas dominadas por agitação do tipo swell (Figura 4.27 e Figura 4.28) (Wright e Short, 1984; Short, 1999b).

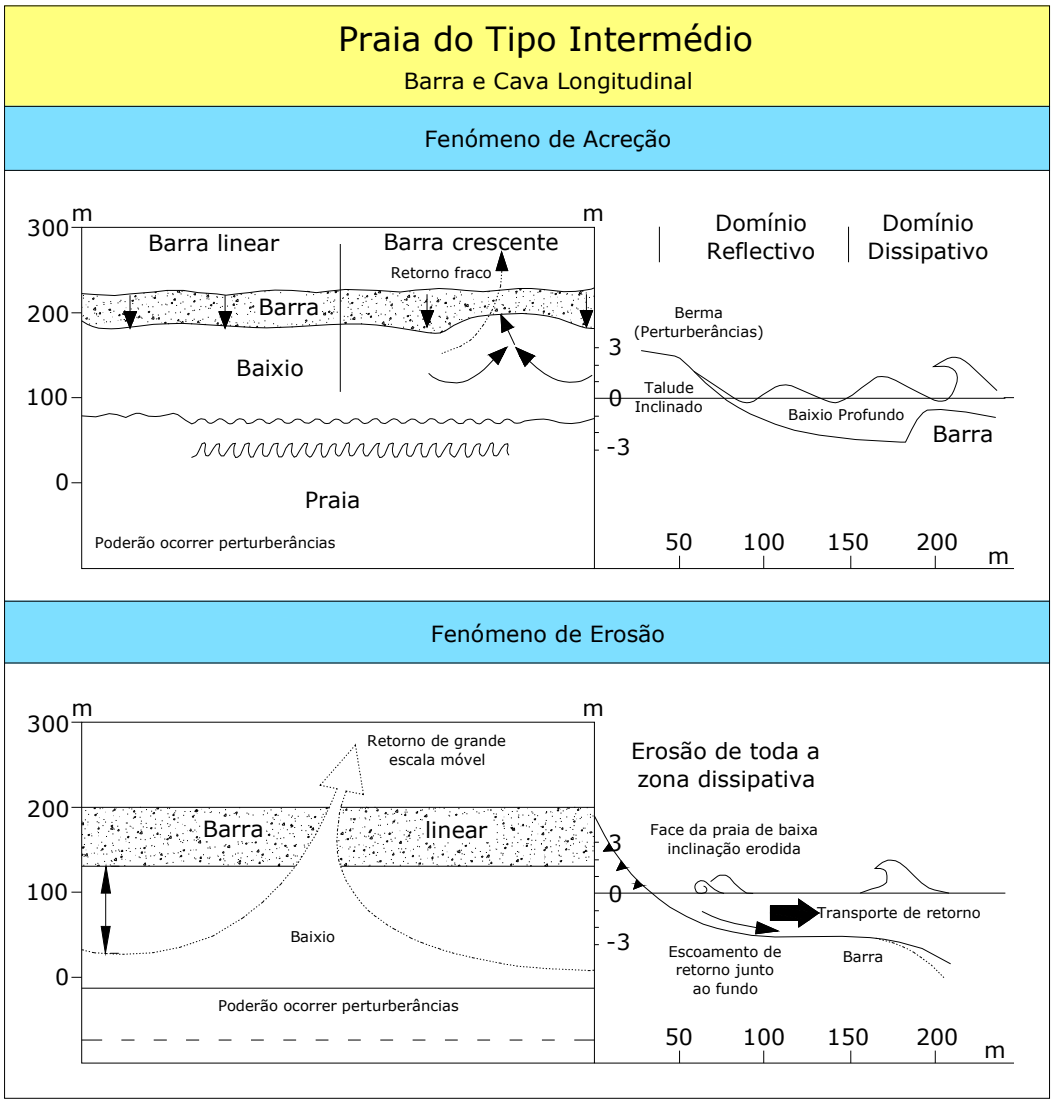


Figura 4.27 – Perfil e planta tipo das praias do tipo intermédio, canal e cava longitudinal.

Neste primeiro tipo de praias intermédias as ondas de grande dimensão tendem a rebentar progressivamente ou em voluta, continuadamente ao longo da barra, voltando a forma-se no canal. No entanto, as ondas de menor dimensão não rebentam na região dos canais de retorno, visto que ocorre um aumento da profundidade dos fundos (Wright e Short, 1984; Short, 1999b) (Figura 4.28).

A água que se desloca para sotamar retorna para barlamar por dois mecanismos. No primeiro, a água acumula-se ao longo do talude de praia como um aumento do nível da água do mar (*set-up*). À medida que ocorre o refluxo move-se de duas maneiras, ou como

uma onda estacionária (retorno pelo fundo) ou ao longo da costa, alimentando a corrente de retorno. No segundo caso alimenta a corrente de convergência adjacente, provocando a sotamar uma elevação suplementar do retorno. Este conjunto de elevações do nível da água do mar diminui quando o retorno se movimenta transversalmente à barra para barlamar, como uma corrente estreita mas de grande intensidade (Short, 1999b).

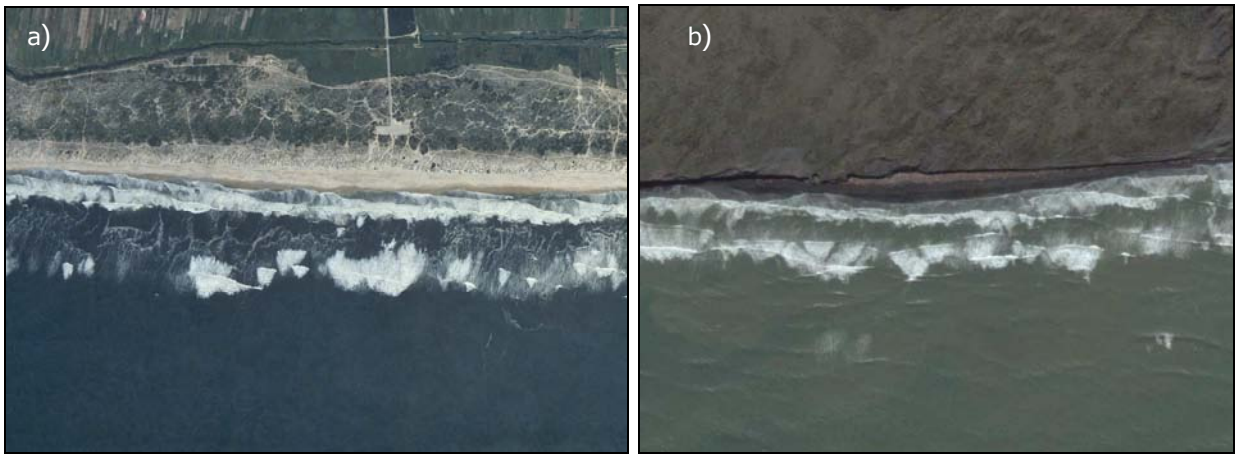


Figura 4.28 – Praia intermédia do tipo barra e canal longitudinal a) da Praia do Poço da Cruz, Portugal e b) Wanganui, Nova Zelândia (Google Earth, 2007)

No caso de ocorrer uma redução da dissipação da onda incidente, as ondas estacionárias infragravíticas enfraquecem e o escoamento de retorno de fundo é limitado espacialmente. O transporte sedimentar torna-se progressivamente dominado pela acção das ondas incidentes que tendem a transportar sedimentos para a costa. Deste modo a barra ou barras têm tendência a mover-se em direcção à costa. Por outro lado, existe uma variação do talude na direcção longitudinal, tal como acontece com a sua morfologia espacial que é característica das praias intermédias. Esta morfologia complexa contribui de igual modo para tornar os padrões de transporte sedimentar ainda mais complexos (Short, 1999b).

4.5.3.2.3 Praia e Barra Dinâmicas

Morfologicamente, este tipo de praias consiste numa barra longitudinal destacada com uma dinâmica própria (em forma de crescente), conjugada com uma linha de costa também com uma dinâmica sequencial. Esta barra apresenta uma variação longitudinal, sendo profunda na secção onde ocorre o fluxo das correntes de retorno, devido à formação de canais de retorno, localizados no centro das crescentes, e mais elevada nas extremidades das crescentes da barra (Figura 4.29) (Wright e Short, 1984; Short, 1999b).

A barra encontra-se, na sua totalidade, separada da costa por um canal. A praia apresenta geralmente um comportamento dinâmico sequencial, com mega-crescentes, com as extremidades localizadas a sotamar das secções mais elevadas da barra e com baías profundas na região anterior das correntes de retorno. As baías referidas anteriormente podem apresentar um talude erodido e escarpado, enquanto que as extremidades de acreção podem apresentar crescentes (Short, 1999b).

Geralmente, a zona de rebentação apresenta uma largura entre os 100 e os 150 m, estando a barra dinâmica sequencial e as correntes de retorno espaçadas de 150 a 500 m em costas

dominadas por agitação marítima do tipo "swell". Em costas dominadas por agitação do tipo "sea" estas estruturas encontram-se mais próximas, variando a distância entre os 50 e os 150 m (Short, 1999b).

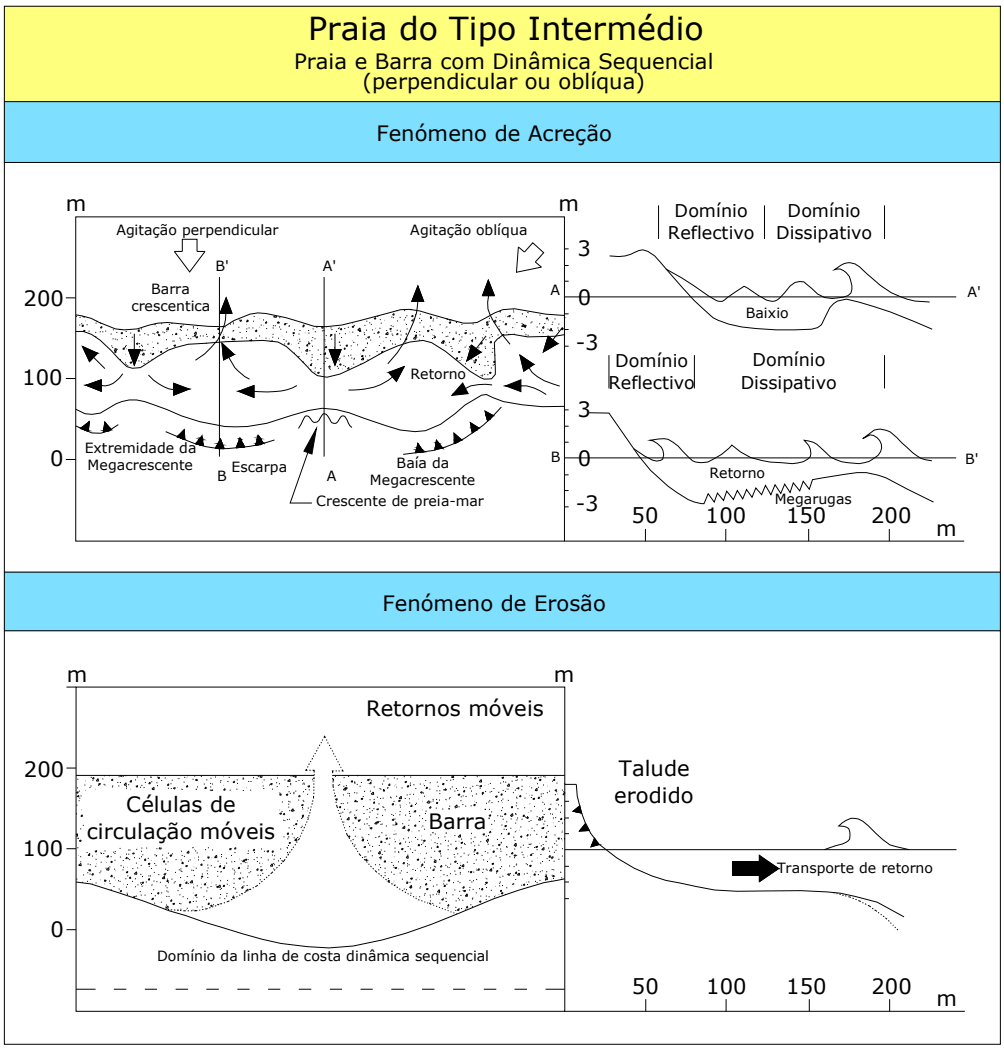


Figura 4.29 - Perfil e planta tipo das praias do tipo intermédio barra dinâmica.

De acordo com Wright e Short, 1984, referidos por Short, 1999b, em termos hidrodinâmicos, as ondas rebentam de forma progressiva sobre a secção mais elevada da barra, enquanto as ondas que não rebentam se movem com uma velocidade maior, ao longo da secção profunda do canal, produzindo uma variação ao longo da costa das características da rebentação e da direcção da linha de rebentação. A sotamar da secção da barra, a vaga move-se para o canal e, atingindo a linha de costa, é deflectida no sentido das baías adjacentes, alimentando as correntes de retorno (Figura 4.30).

O forte espraiamento causa, geralmente, uma erosão ligeira do talude da praia e corta a escarpa provocada pela maré-alta. O refluxo realizado através da baía junta-se com o fluxo dos canais adjacentes de alimentação das correntes de retorno. O nível de água aumenta, movimentando-se para barlamar com uma forte corrente de retorno. As velocidades das correntes de retorno são geralmente inferiores a 1 m/s (3,5 km/h), podendo aumentar para mais de 2 m/s sob condições de agitação elevada e durante a maré baixa (Short, 1999b).

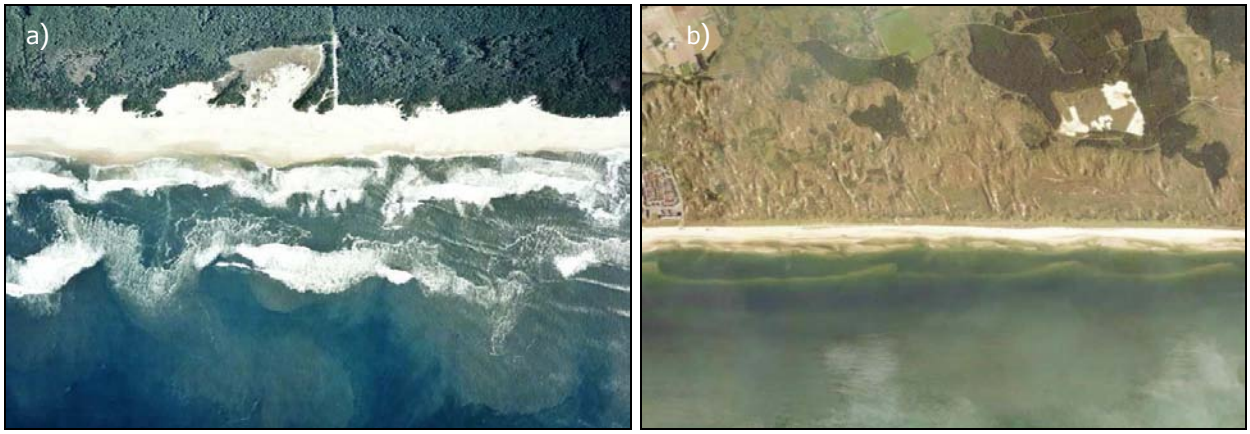


Figura 4.30 – Praias intermédias de barra dinâmica em a) a sul do Furadouro, 2001 e b) Egmond, Holanda (Google Eardth, 2007).

Nestes sistemas, a linha de costa com dinâmica sequencial é formada após a constituição da barra submersa. A variação ao longo da linha de costa da rebentação e da refracção da agitação conduzem à criação, em primeiro lugar, de pontos de agitação baixa (a sotamar das barras) e elevada (a sotamar dos retornos). Por outro lado, a refracção da agitação que ocorre nas barras pouco profundas converge a sotamar da barra, e diverge a sotamar do retorno, alternadamente. As alterações longitudinais resultantes da variação dos níveis de agitação/espraiamento e da direcção na linha de costa, conduz a um processo de erosão, embora ligeiro, a sotamar do retorno e a uma ligeira deposição sedimentar a sotamar da barra. Este facto conduz à formação de uma linha de costa dinâmica e sequencial, com as extremidades das crescentes da linha de costa a alguns metros para barlamar, e as baías geralmente escarpadas a sotamar dos retornos, devido ao processo erosivo (Short, 1999b).

4.5.3.2.4 Praia com Barra Transversal e Retornos

Este tipo de praias apresenta barras transversais ou perpendiculares à praia, semelhantes às anteriores, exceptuando o facto de estarem ligadas à praia, separando assim individualmente os sistemas de retorno (Wright e Short, 1984; Short, 1999b).

As barras e os retornos estão, em geral, regularmente espaçadas de 150 a 250 m, mas podem atingir espaçamentos de 700 m em costas dominadas por agitação do tipo swell, com energias elevadas. Surgem assim praias onde alternam as barras e os canais de retorno profundos, formando mega-crescentes com as extremidades ligadas às barras, e geralmente baías escarpadas a sotamar dos canais de retorno. As barras e as zonas de rebentação variam entre 50 a 150 m de largura (Figura 4.31 e Figura 4.32) (Short, 1999b).

Nestes sistemas a rebentação é do tipo mergulhante, rebentando fortemente sobre a barra (particularmente na maré baixa) dissipando muita da sua energia, enquanto que nos canais de retorno profundos ocorre pouca ou nenhuma rebentação, transportando mais energia para ser dissipada na rebentação mergulhante ou oscilante no talude da praia. Consequentemente, ao longo da zona de rebentação média e no talude da praia, existe uma alternância de convergência do espraiamento de baixa energia a sotamar da barra e uma

divergência do espraiamento/rebentação de elevada energia na costa a sotamar dos retornos (Short, 1999b).

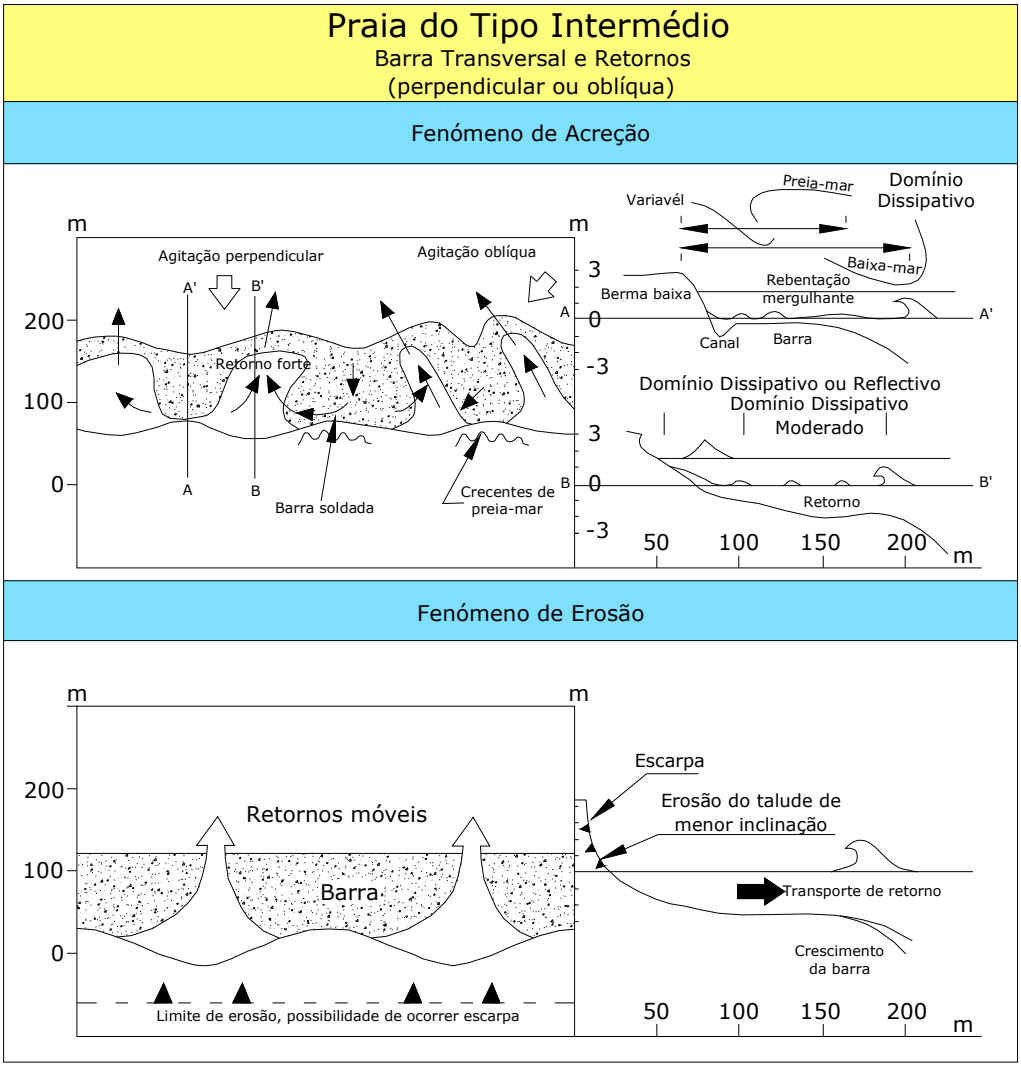


Figura 4.31 - Perfil e planta tipo das praias do tipo intermédio, barra transversal e retornos.

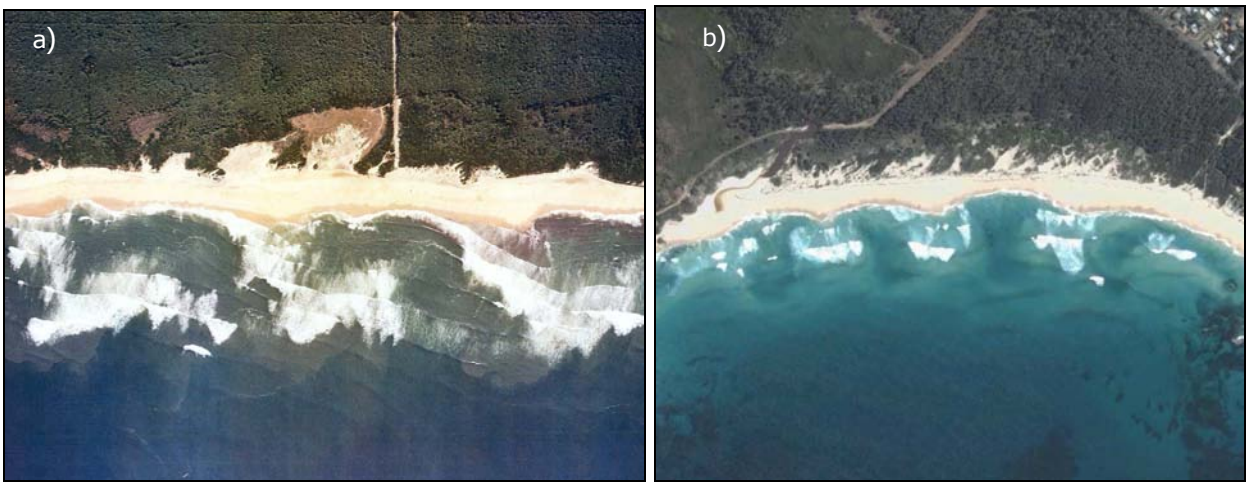


Figura 4.32 - Praias do tipo intermédio, barra transversal e retornos a) a sul do Furadouro, 2002 e b) na Nova Gales do Sul, Austrália (Google Earth, 2007).

A variação das velocidades das correntes de retorno situa-se acima dos 1,5 m/s, com grandes escoamentos que ocorrem durante a maré baixa, quando a corrente é mais forçada pela topografia (Short, 1999b).

4.5.3.2.5 Praia com Terraço de Baixa-mar

Estas praias são do tipo intermédio, mas de menor energia. São caracterizadas por uma inclinação do talude moderada (dependendo do tamanho dos sedimentos), existindo na maré baixa uma barra ou um terraço. A barra localiza-se geralmente a uma distância de 20 a 50 m da costa (que pode atingir os 100 m se a areia for fina), continuando, no entanto, ligada à praia. A barra anteriormente referida pode ser plana e sem formas, tendo uma ligeira crista central designada de duna (duna e canal), podendo ser interrompida em cada dezena de metros por pequenos e pouco profundos canais de retorno, designados como mini-retornos (Figura 4.33 e Figura 4.34) (Wright e Short, 1984; Short, 1999b).

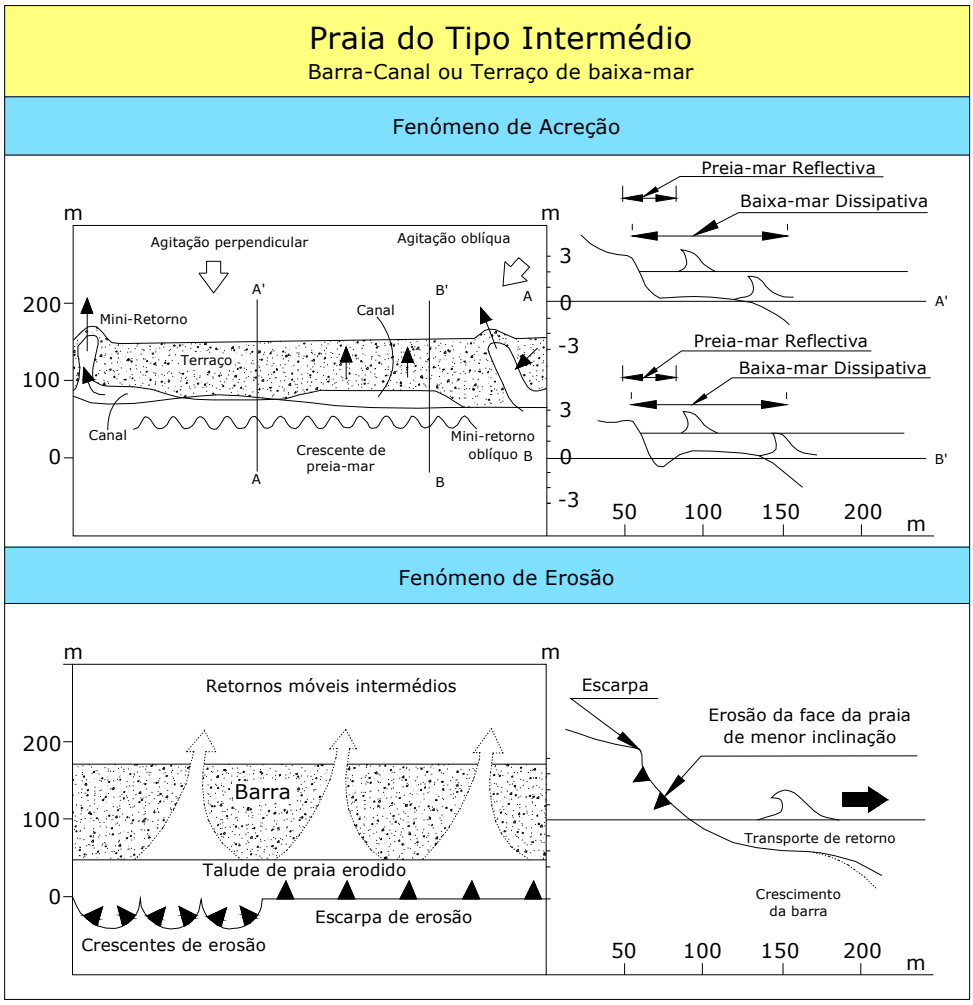


Figura 4.33 - Perfil e planta tipo das praias do tipo intermédio com terraço de baixa-mar.



Figura 4.34 – Praia intermédia com terraço de maré em a) na costa Oeste Australiana (Google Earth, 2007) b) Singing beach, Massachusetts, EUA (www.salemstate.edu/, 2007) e c) a Sul da praia de Mira (Foto Engenho, 2006)

4.5.3.3 Praias Reflectivas

As praias de areia do tipo reflectivo são de baixa energia, mas não ocorrem necessariamente em áreas de reduzida agitação. Estas praias surgem quando $\Omega<1$ e $\varepsilon<2.5$, o que se deve à combinação da agitação reduzida e/ou períodos longos ou sedimentos mais grosseiros. Se as praias forem compostas por areia de dimensões finas ou médias, a agitação terá que ser inferior a 1 m para formar praias reflectivas (Wright e Short, 1984; Short, 1999b, Short, 2003).

Por esta razão, em costas dominadas por agitação do tipo swell, estas praias encontram-se geralmente em regiões de baixa energia, tal como nas extremidades das praias em baía, dentro das entradas dos estuários, baías e portos, longe da energia elevada do "*swell*" marítimo. Em costas dominadas por agitação do tipo "*sea*" estes sistemas estão menos presentes, apesar de geralmente ser uma agitação de menor amplitude, devido aos

períodos de onda mais reduzidos e à inércia morfológica, após episódios de agitação elevada (Short, 1999b).

As praias constituídas por sedimentos grosseiros, como areia grossa ou godo, podem também tornar-se reflectivas com ondas de altura significativamente elevada. Por esta razão, as praias com sedimentos grosseiros tendem sempre a ser reflectivas, seja qual for a altura de onda (Figura 4.36b).

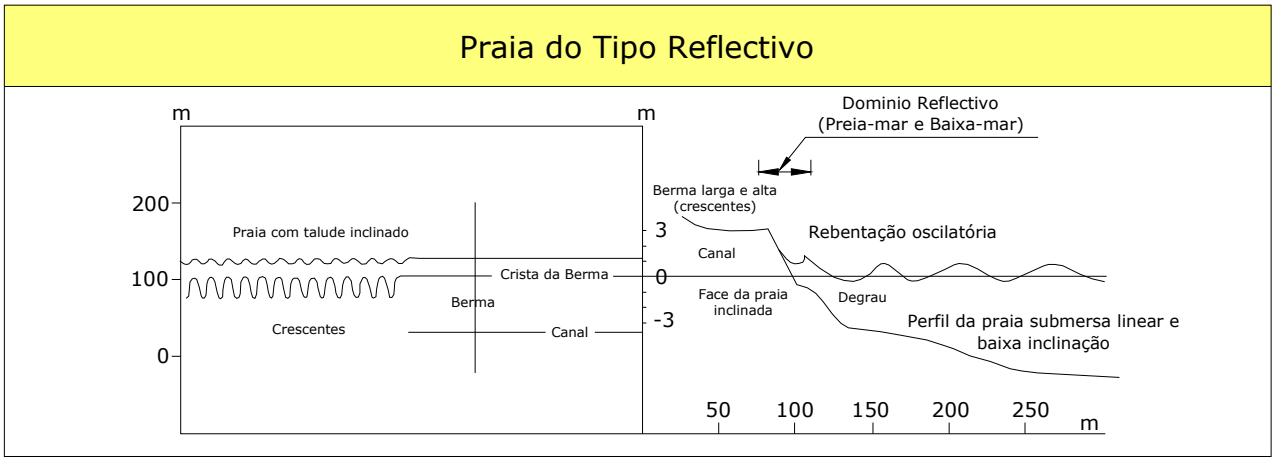


Figura 4.35 - Perfil e planta tipo das praias do tipo reflectivo.

Morfologicamente, as praias reflectivas têm sempre uma zona de espraiamento e de praia propriamente dita relativamente pequenas, geralmente com a presença de crescentes (Short e Hesp, 1982; Wright e Short, 1984; Short, 1999b; Woodroffe, 2002, Short, 2003). A zona de espraiamento é relativamente inclinada, dependendo contudo do tamanho dos sedimentos. No caso de existir uma variação do tamanho dos sedimentos, os de maior dimensão acumular-se-ão na base da zona de espraiamento formando um degrau (Short, 1999b; Woodroffe, 2002). Este degrau está sempre localizado na base da face da praia, situando-se mais ou menos junto à linha de delimitação da baixa-mar. Este elemento morfológico consiste numa faixa que contém o material grosseiro disponível, incluindo rochas, gravilha e mesmo godo e frequentemente conchas, desde alguns centímetros de altura até um máximo de aproximadamente 1 m (Figura 4.35) (Short, 1999b).

As crescentes surgem geralmente na região mais elevada do talude de praia e são um produto da onda longitudinal sub-harmónica, significando que a agitação tem um período duas vezes superior ao das ondas longitudinais à costa. Este período e o talude da praia determinam o seu comprimento que, por sua vez, determina o espaçamento das crescentes que, em costas dominadas por agitação do tipo swell, pode variar de 20 a 40 m (Wright e Short, 1984; Short, 1999b).

De acordo com Short, 1985, referido por Short, 1999b, imediatamente a barlamar do degrau, a praia submersa, com sedimentos finos, é baixa e sem formas, para além das rugas formadas pelas ondas. Este tipo de praia não possuiu barra ou zona de rebentação e as ondas deslocam-se até à costa sem rebentar onde colapsam ou mergulham no talude da praia (ξ_b>5) (Figura 4.36a, b e c).

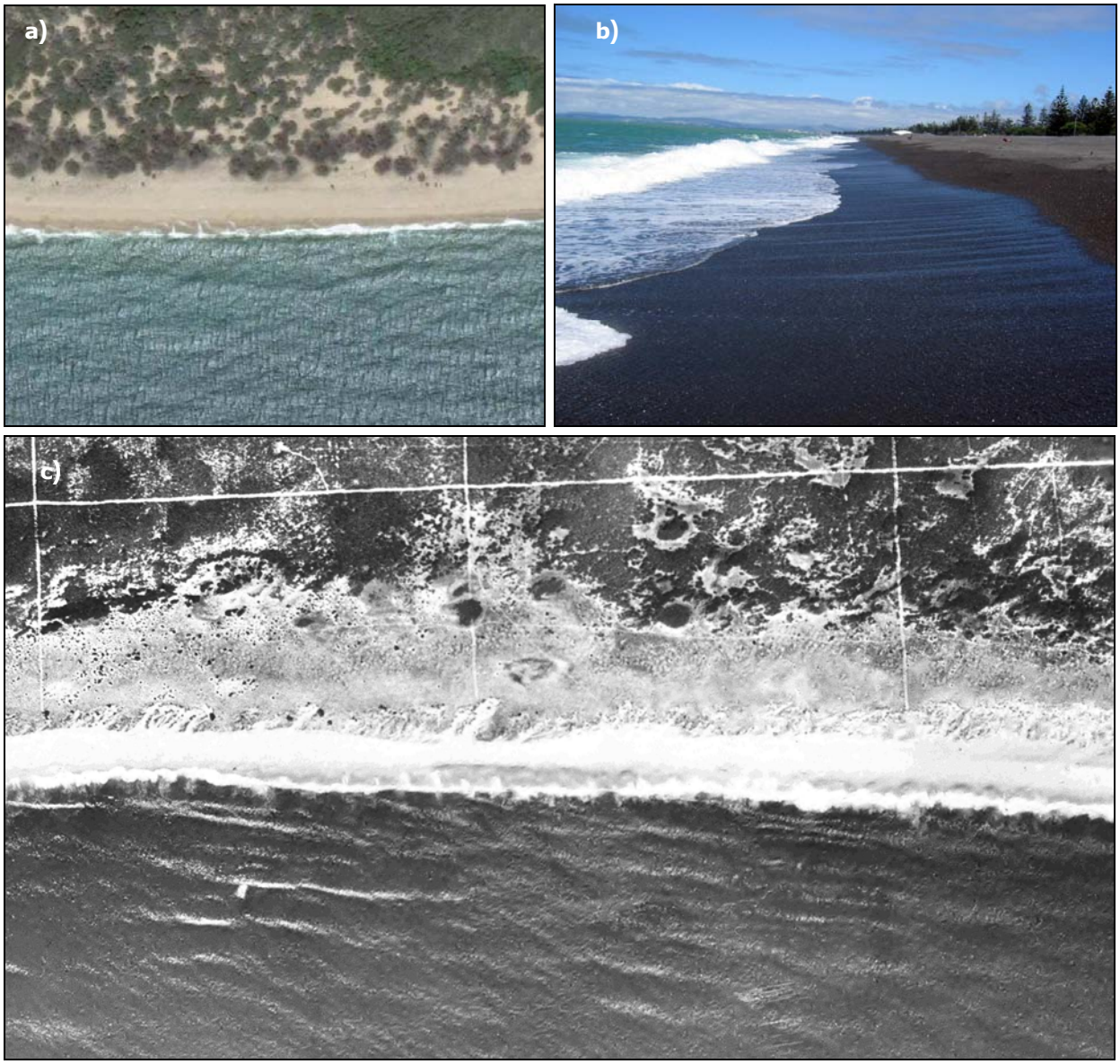


Figura 4.36 – Praias do tipo reflectivo a) em Round Hill, Queensland, Austrália, b) na praia Napier, Nova Zelândia (Google Earth, 2007) e c) praia de Maceda, 1958.

A morfologia das praias reflectivas é o resultado de dois factores. Primeiro, como em geral a agitação marítima a sotamar da zona de rebentação e do empolamento das ondas, induz os sedimentos da costa a movimentarem-se, em especial os de maior tamanho, e como não existe zona de rebentação, estes sedimentos acumulam-se na zona de espraiamento. Ao longo do tempo isto resulta numa praia submersa profunda, de reduzida inclinação, terminando na zona de espraiamento com um declive elevado (Short, 1999b). O segundo factor está relacionado com a rebentação da agitação marítima na base da face da praia, esgotando toda a sua energia, ainda presente na zona de espraiamento. A maior parte da energia acompanha o deslocamento ascendente da agitação após o espraiamento, construindo uma face da praia relativamente inclinada (ajustada pelos sedimentos grosseiros) e com um forte refluxo que é reflectido para barlamar como uma onda reflectida (Guza e Inman, 1975).

De um modo geral as praias reflectivas são relativamente estáveis. Este facto deve-se a três factores: (1) correspondem às praias de menor energia da gama de praias existentes, e, por isso, só se podem transformar num outro tipo, quando são erodidas por ondas maiores; (2) a agitação é geralmente baixa e deste modo induz poucas mudanças; e (3) quando o talude da praia é erodido, os sedimentos são geralmente depositados numa barra ou terraço na base da praia, de onde conseguem rapidamente voltar à costa (Short, 1999b). Short e Hesp (1982) referem também que estas praias apresentam zonas interiores estáveis.

Contudo, este tipo de praias também é erodido, sobretudo com o aumento da altura da onda incidente e da onda longitudinal sub-harmónica, em pequenos períodos de tempo e extensão limitada. Em primeiro lugar, o aumento do volume de espraiamento, saturando a praia, conduz à formação de escarpas de erosão, particularmente durante períodos de ondas curtas e/ou na baixa-mar. Durante a ocorrência de ondas longas e/ou durante a preia-mar, podem ocorrer galgamentos e um abaixamento da face da praia. Deste modo, surge a erosão da zona seca da praia, sendo os sedimentos depositados geralmente numa barra anexa ou no terraço de baixa-mar, localizado na base da praia. Em segundo, se a erosão é acompanhada pelo crescimento da onda longitudinal sub-harmónica, induz eventos máximos de erosão numa extensão determinada, levando à formação de crescentes de erosão (Short, 1999b).

4.5.4 Tipos de Morfologia de Praias em Costas Mesotidais/Macrotidais

4.5.4.1 Introdução

O efeito da maré na dinâmica das praias não tem sido suficientemente analisado, apesar de uma parte significativa das praias costeiras mundiais estarem localizadas em ambientes meso e macrotidais (Wright *et al*., 1982).

Short, 1991, apresentou uma retrospectiva da morfodinâmica das praias em ambientes macrotidais, concluindo que o conhecimento destes sistemas, quando comparado com as praias em ambientes microtidais é bastante mais limitado. De acordo com este autor, o grande problema para a realização de estudos em ambientes macrotidais era o encontrar uma plataforma-base de comparação. Para além deste factor, estas praias ocorrem em ambientes distintos, com vários tamanhos de sedimentos e com amplitudes de maré que variam entre os 3 e os 15 m.

Os efeitos da maré na hidrodinâmica e na morfologia da praia resultam da variação vertical do nível de água do mar, podendo ser resumido da seguinte forma: as marés diminuem a taxa de transporte sedimentar e as mudanças morfológicas; o aumento da amplitude de maré resulta na redução da inclinação total da praia; as marés inibem a formação de barras a barlamar; a célula de circulação na praia submersa é incrementada durante a baixa-mar; à medida que a amplitude de maré aumenta, as correntes de maré longitudinais tornam-se progressivamente dominantes na zona intertidal baixa e na zona subtidal (Masselink e Short, 1993).

Para além destes factores podem ainda adicionar-se outros três fenómenos típicos, que ocorrem em praias com amplitudes de maré elevadas. O primeiro diz respeito à mudança

lateral ao longo do perfil transversal da zona de espraiamento/refluxo, da zona de rebentação e de empolamento da onda com a variação da maré, influenciando de várias formas e cada um destes processos (Turner, 1995; Masselink e Hegge, 1995). O segundo prende-se com o facto do perfil da praia submersa não ser plano, mas geralmente côncavo, podendo mudar assim o estado morfológico da praia com o nível de maré (Wright *et al.,* 1982; Masselink e Hegge, 1995). Por último, Turner, 1993, referido por Masselink e Hegge, 1995, indica que a zona de percolação ocorre por vezes onde o nível freático aflora na praia, produzindo uma zona intertidal baixa saturada. A zona de percolação forma-se quando o nível freático apresenta um nível diferente do nível de maré descendente, podendo ter implicações importantes no desenvolvimento dos padrões transversais sedimentares e no perfil de praia.

Wright *et al.,* 1982, realizaram trabalho de campo numa praia macrotidal (amplitude máxima de maré igual 11 m) da costa Australiana, com o objectivo de verificar a variabilidade morfológica das zonas de sub-maré e na zona intertidal praia/praia submersa, em função da variação dos níveis de maré e determinar as leis dos diferentes processos da praia submersa e da zona de rebentação ao longo das diferentes regiões do perfil transversal. A praia estudada revelou-se semelhante a praias com amplitudes de maré baixas em relação a um aspecto importante: a agitação gerada pelo vento e o "*swell*" representam as acções principais sobre a zona de sub-maré e sobre o perfil intertidal, sendo os responsáveis pelo arrastamento e suspensão de sedimentos.

Contudo, a morfologia de praias microtidais é bastante modelada pela rebentação e pelos processos de espraiamento/refluxo. Em praias macrotidais, como a estudada por Wright *et al.,* 1982, este facto só é verdadeiro na zona de preia-mar, embora os processos actuem nesta zona de forma intermitente, ou seja existem períodos activos separados por períodos de inactividade. Dinamicamente, as zonas de média, baixa-maré e de sub-maré apresentam, provavelmente, mais semelhanças com as zonas de fronteira da praia submersa das praias microtidais. A influência nestas zonas do empolamento das ondas não rebentadas e, em menor grau, das correntes de maré, sugere que a sua condição de equilíbrio deve ser definida em termos destes processos em vez dos processos da zona de rebentação, visto que são significativamente modelados pela constante mudança do nível de maré.

A primeira tentativa de introduzir a maré na classificação das praias foi apresentada por Short, 1991, baseada na inclinação-topografia e na energia relativa "sea-swell", considerando como praias macrotidais, todas as que possuíam uma amplitude de maré superior a 3 m.

Masselink e Short, 1993, Figura 4.37, apresentaram um modelo conceptual incorporando o efeito das marés na morfologia das praias, no qual dividem os sistemas de praias em três grupos, de acordo com o valor de RTR. O primeiro grupo com um valor de RTR<3, e designado por praias dominadas pela agitação e com maior representatividade em costas microtidas; o segundo grupo para praias com valores de RTR entre 3 e 15, designadas por praias de maré modificada; e por último o grupo com o valor de RTR>15, sendo designado por praias dominadas pela maré.

Este modelo é de alguma forma uma continuação das classificações apresentadas por Wright e Short, 1984 e Short, 1991 (Masselink e Short, 1993).

Esta classificação incorpora factores dinâmicos e hidrodinâmicos. O parâmetro adimensional da velocidade de queda indica qual o tipo de zona de rebentação e de praia (reflectiva, intermédia ou dissipativa). Relativamente ao parâmetro de amplitude de maré, indica a importância relativa do espraiamento/refluxo, da zona de rebentação e do empolamento da onda, na determinação do perfil morfológico (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999).

Em geral, as praias com valores de RTR<3 encontram-se em ambientes microtidais, onde a agitação é dominante, podendo-se utilizar a classificação de Wright e Short, 1984. As praias com RTR entre 7 e 15 correspondem às praias do grupo 1 da classificação efectuado por Short, 1991, que descreve as praias macrotidais como tendo um perfil plano e côncavo na parte superior (Masselink e Short, 1993).

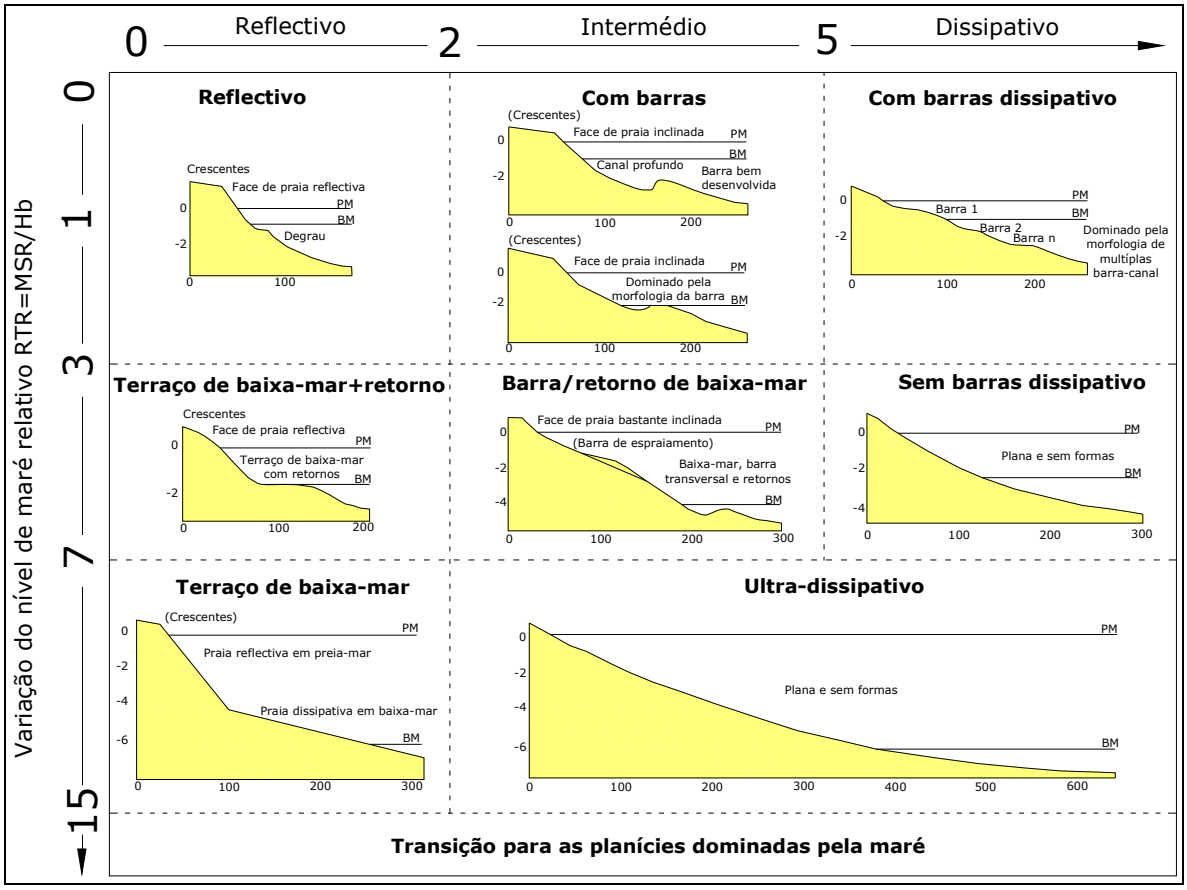


Figura 4.37 – Modelo de classificação de praias, Masselink e Short, 1993.

Relativamente às praias do grupo 2 (praias com sistema barra-canal) da classificação de Short, 1991, não foram identificadas como um tipo de praia independente do modelo conceptual de Masselink e Short, 1993. Este tipo de topografia é formado sob condições de energia moderada, pequenos períodos de onda, grandes amplitudes de maré e sedimentos finos, condições que surgem num conjunto variado de ambientes costeiros. Deste modo não é de surpreender que este tipo de morfologia tenha sido observado em praias de terraços de baixa-mar, praias com barra/retorno de baixa-mar e praias ultradissipativas. Deste

modo, mais do que identificar o sistema barra-canal, como um grupo de praias separado, esta forma topográfica será considerada como uma forma morfológica adicional que pode estar presente em praias com RTR>3 (Masselink e Short, 1993).

As praias do grupo 3, Short, 1991, são classificadas no modelo de Masselink e Short, 1993, como praias de transição para planícies de maré, com RTR>15. As praias com valores de RTR entre 3 e 7 apresentam energia da agitação que varia de alta a moderada, não sendo incluídas no modelo de Short, 1991 (Masselink e Short, 1993).

Contudo, o modelo com cinco tipos de praias apresentados por Masselink e Short, 1993, com valores de RTR de 3 a 15, foi simplificado tendo sido agrupados em três grupos principais (Figura 4.38), sendo geralmente encontrados em ambientes meso e macrotidais, (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999):

- praias com terraços de baixa-mar (*Low Tide Terrace*);
- praias com barras/retornos de baixa-mar (*Low Tide bar/Rip*);
- praias ultradissipativas (*Ultra-Dissipative*).

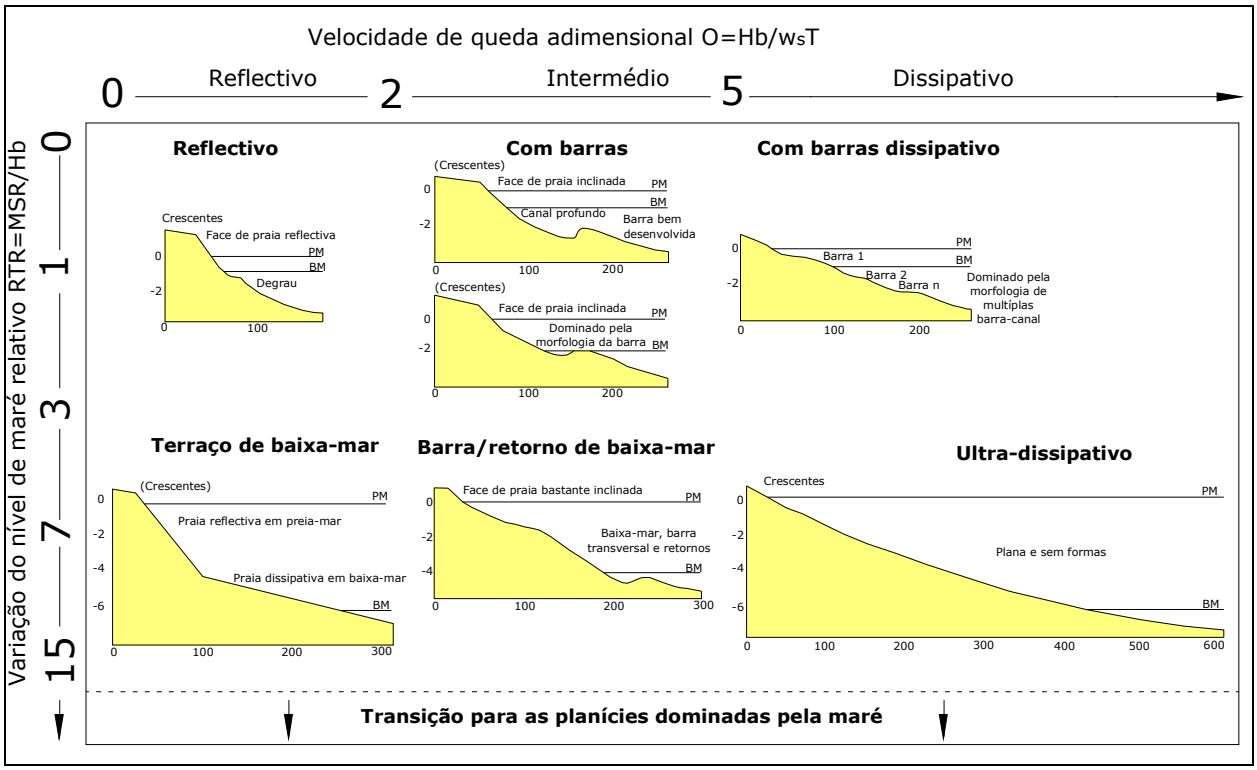


Figura 4.38 – Modelo de classificação de praias Masselink e Short, 1993, modificado (Masselink e Turner, 1999).

Masselink e Hegge, 1995, realizaram um conjunto de estudos e medições da morfologia, ondas e correntes longitudinais e transversais em duas praias de baixa e média energia da costa este Australiana. Este trabalho teve como objectivo a determinação: (i) de características morfológicas; (ii) da natureza e carácter dos processos hidrodinâmicos e as leis relativas aos processos ao longo do perfil intertidal; e (iii) da resposta morfológica à alteração das condições de agitação e de maré das praias em estudo. Uma síntese das características morfológicas dos três tipos de praia considerados são apresentados na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Características morfológicas das praias meso/macrotidais (Masselink e Turner, 1999)

Parâmetro/Processo	Reflectiva	Intermédia	Dissipativa
Ω	< 2	2 - 5	> 5
RTR	3-15	3-7	3-15
Perfil da zona intertidal superior em condições de preia-mar			
Dimensão dos sedimentos	>0.3 mm	0.2-0.4 mm	<0.3 mm
tan β	>0.05	0.03-0.05	0.02-0.04
ε	<5	5-20	5-30
Tipo de rebentação	Oscilatória (*surging*)/ Mergulhante, basculante ou em voluta (*plunging*)	Mergulhante, basculante ou em voluta (*plunging*)	Mergulhante, basculante ou em voluta (*plunging*)/Progressiva (*spilling*)
Coeficiente de atenuação	0.6-0.8	0.5-0.7	0.4-0.6
Processo dominante	Espraiamento/refluxo	Espraiamento/refluxo/ rebentação	Espraiamento/refluxo/ rebentação
Crescentes de praia	Comuns	Ocasionalmente	Raramente
Mudança da morfologia ao longo do ciclo de maré	Inclinado durante a maré morta; Suave durante a maré viva	Formação, destruição e migração de barra de espraiamento/refluxo,	Mínima, possível mudança de perfil devido à barra de espraiamento/refluxo
Resposta a tempestades	Processo erosivo mais acentuado na zona superior do perfil de maior inclinação	Erosão na zona superior da praia e na barra de espraiamento/refluxo	Erosão na zona superior
Perfil da zona intertidal inferior em condições de baixa-mar			
Dimensão dos sedimentos	<0.2 mm	<0.3 mm	<0.2 mm
tan β	<0.03	0.02-0.04	<0.03
ε	>30	>20	>30
Tipo de rebentação	Progressiva (*spilling*)	Mergulhante, basculante ou em voluta (*plunging*)/Progressiva (*spilling*)	Progressiva (*spilling*)
Coeficiente de atenuação	0.3-0.5	0.3-0.6	0.3-0.5
Processo dominante	Rebentação/empolamento	Rebentação	Rebentação/empolamento
Barra de espraiamento/refluxo	Ocasionalmente	Comuns	Ocasionalmente
Correntes de retorno	Retorno drenante em baixa-mar	Retornos na zona de rebentação em baixa-mar	Ausentes
Correntes de maré	Importantes	Pouco importantes	Importantes
Mudança da morfologia ao longo do ciclo de maré	Ausente	Reduzidas alterações na barra	Ausente
Resposta a tempestades	Deposição	Deposição e destruição da morfologia da barra	Deposição

No entanto, Short, 2006, apresenta um novo limite de RTR para estes tipos de praia, situado entre 3 e ≈10, estando no geral de acordo com a classificação de Masselink e Short, 1993. Apesar das características morfológicas se manterem, é apresentada uma ligeira alteração à designação das praias:

- reflectivas e terraço de baixa-mar (*Reflective plus Low Tide Terrace*) (Figura 4.39a);
- reflectivas e barras/retornos de baixa-mar (*Reflective plus Low Tide bar/Rip*) (Figura 4.39b);
- ultradissipativas (*Ultra-Dissipative*) (Figura 4.39c).

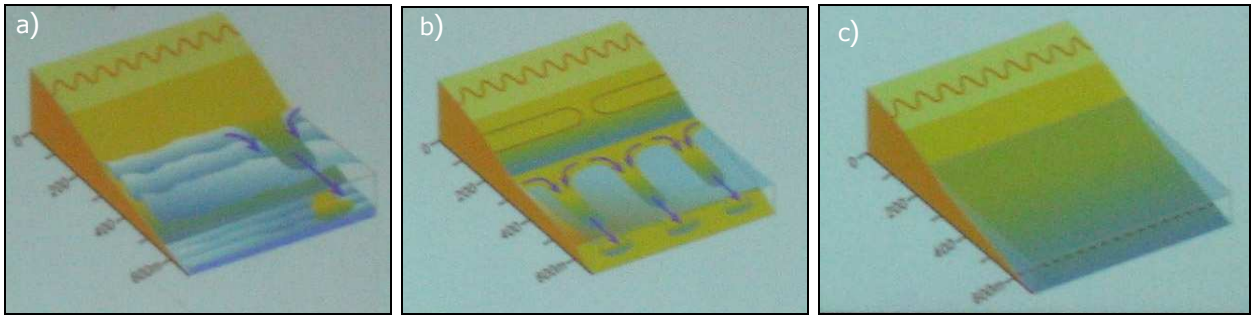


Figura 4.39 – Tipos de praia de maré modificada (Short, 2007).

Short, 2006, apresenta ainda uma classificação para praias com RTR com o limite inferior de ≈10 e o superior de 50, designadas por praias dominadas pela maré. Este conjunto de praias foi dividido em três tipos morfológicos:

- reflectiva e planície arenosa com rugas (Figura 4.40a);
- reflectiva e planície arenosa (Figura 4.40b);
- reflectiva e planície de maré arenosa/argilosa (Figura 4.40c).

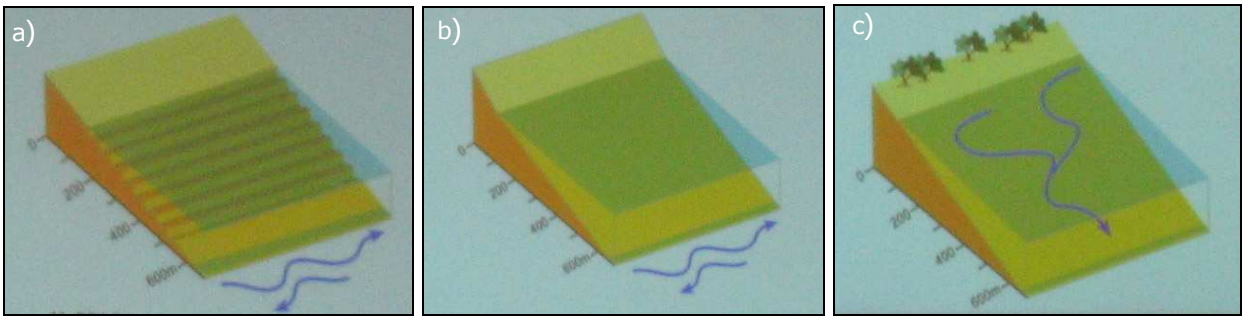


Figura 4.40 - Tipos de praia dominadas pela maré (Short, 2007).

Para além destes tipos morfológicos Short, 2006, apresenta ainda mais dois tipos de praia designados por praia com planície rochosa e praia com faixa de recifes de coral (Figura 4.41).

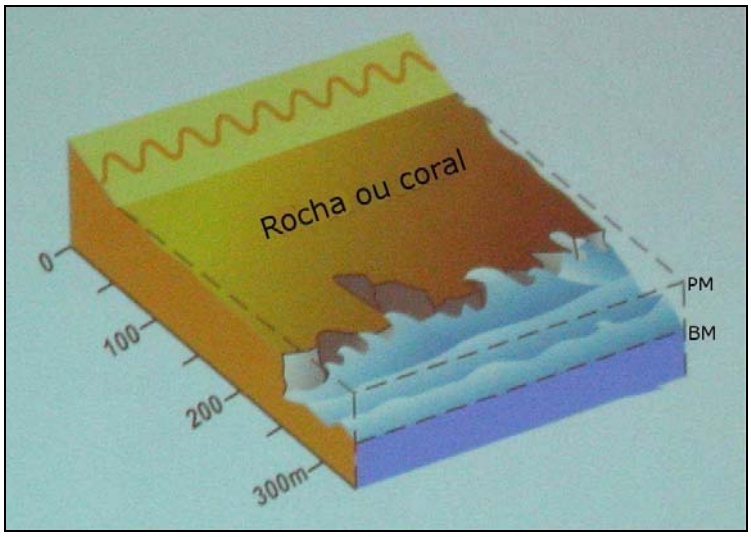


Figura 4.41 – Praia e planície rochosa/coral (Short, 2007).

4.5.5 Praias de Maré Modificadas

4.5.5.1 Praias Reflectivas com Terraços de Baixa-mar

As praias com terraços de baixa-mar são as praias de menor energia do grupo de praias de maré modificada, Figura 4.42, ocorrendo quando $3<RTR<15$ e $\Omega<2$ (Masselink e Short, 1993) e RTR de 9 e Ω médio de 2.2 (Short, 2006). Estas praias caracterizam-se por um perfil superior de elevada inclinação, constituído por sedimentos grosseiros e por sedimentos finos no terraço de baixa-mar. Nestas praias verifica-se uma grande diferença entre a morfodinâmica da preia-mar e a da baixa-mar. Em preia-mar prevalecem as condições reflectivas ou ocorre rebentação do tipo oscilatório/mergulhante na face da praia. Em baixa-mar verifica-se que a zona de rebentação é dissipativa com varias linhas de rebentação do tipo oscilatório (Masselink e Short, 1993; Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999; Short, 2006).

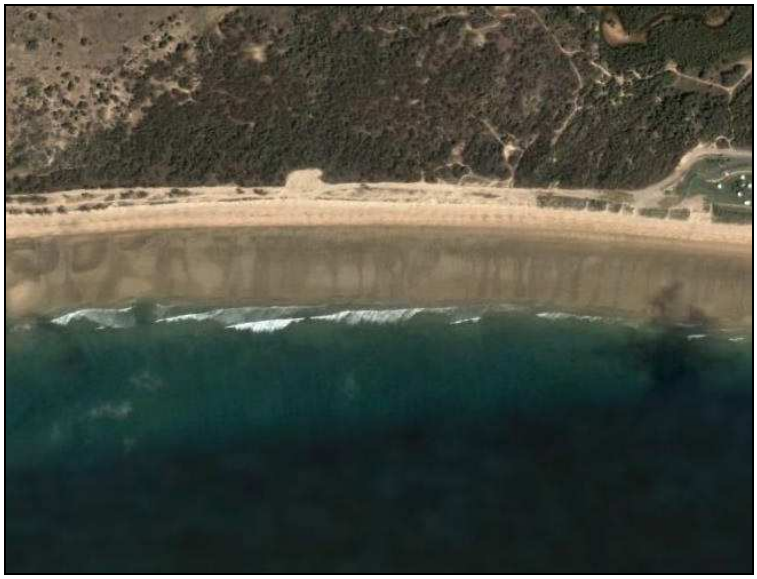


Figura 4.42 – Praia de maré modificada do tipo reflectivo e terraço de maré, Mackay, Queensland, Australia (Google Earth, 2007).

Neste tipo de praias é também habitual encontrar crescentes na preia-mar, e formação de retornos de escoamento no terraço de baixa-mar, durante este período de ocorrência do nível inferior de maré (Masselink e Short, 1993; Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999). Nestas praias as mudanças morfológicas são mínimas, exceptuando quando ocorrem tempestades em que o perfil superior é mais inclinado, podendo sofrer um processo de acentuada erosão, com a consequente deposição no terraço de baixa-mar (Masselink e Hegge, 1995).

As praias deste tipo apresentam uma zona intertidal superior dominada por processos de espraiamento/refluxo, enquanto que na zona intertidal média a morfodinâmica é controlada por processos de espraiamento/refluxo e de rebentação. A zona intertidal inferior é gerida por um misto do processo de rebentação e empolamento da onda, podendo apresentar uma morfologia dominante de barra/retorno. A zona submersa apresenta-se sempre inundada, sendo caracterizada por uma inclinação suave com ocorrência de empolamento das ondas, e

a presença de correntes longitudinais (Figura 4.43) (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999).

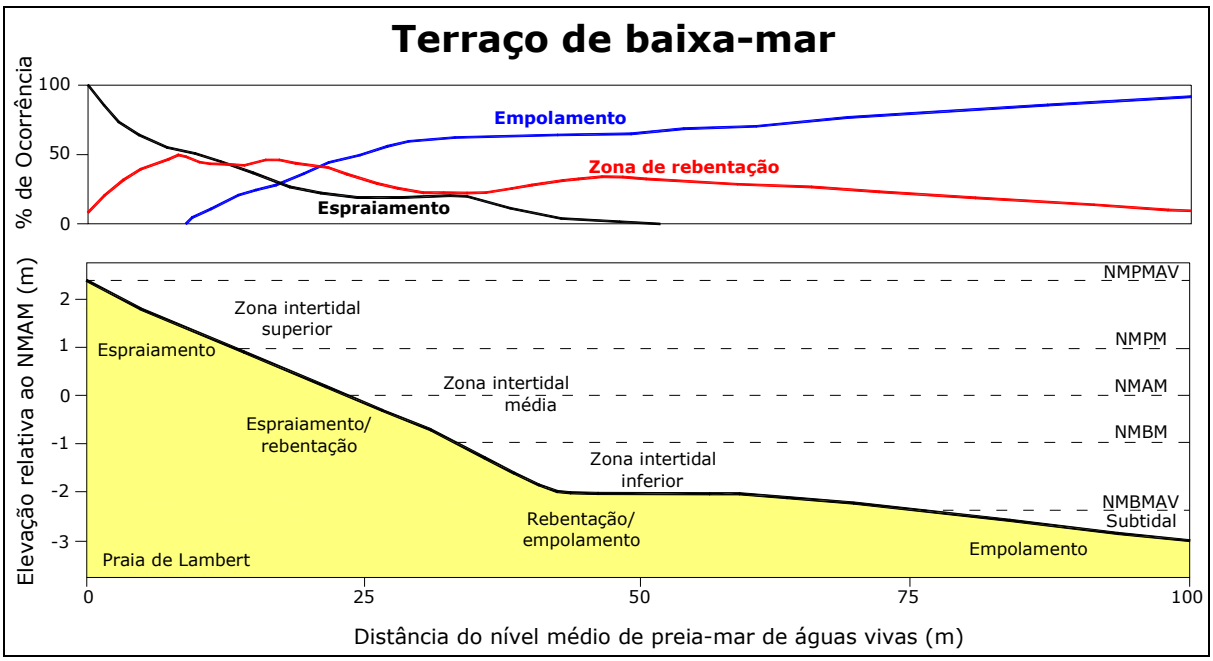


Figura 4.43 – Zonamento da maré e ocorrência relativa dos processos hidrodinâmicos em praias com terraços de baixa-mar (Masselink e Hegge, 1995).

4.5.5.2 Praias com Barras/Retornos de Baixa-mar

Este tipo de praia é caracterizado por uma morfologia de barra de espraiamento/refluxo intertidal e de barra transversal/retorno de baixa-mar, Figura 4.44a e b, formando-se para valores da velocidade de queda adimensional, Ω, entre 2 e 5 e para valores intermédios da amplitude de maré relativa, RTR, entre 3 e 7 (Masselink e Short, 1993; Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999). As condições de rebentação em preia-mar são também intermédias, com rebentação do tipo mergulhante, de reduzida largura, enquanto que em baixa-mar a rebentação das ondas é do tipo progressivo, ocorrendo sobre a barra, formando-se de seguida sobre a cava uma nova onda, mas de dimensões menores. Durante a preia-mar a morfologia da praia submersa está sob a influência do processo de empolamento, sendo a circulação celular na praia submersa mais elevada na baixa-mar (Masselink e Hegge, 1995).

Este tipo de praia apresenta uma variabilidade temporal significativa da sua morfologia, durante o ciclo de maré, devido às modificações morfológicas da barra intertidal e subtidal. Quando ocorrem tempestades a barra é destruída, tornando-se o perfil plano e côncavo na parte superior (Masselink e Hegge, 1995).

A morfologia da zona intertidal superior é o resultado de uma mistura dos processos de espraiamento/refluxo e da existência de uma zona de rebentação, podendo originar a ocorrência de uma morfologia de barra do tipo espraiamento/refluxo (Figura 4.45) (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999).

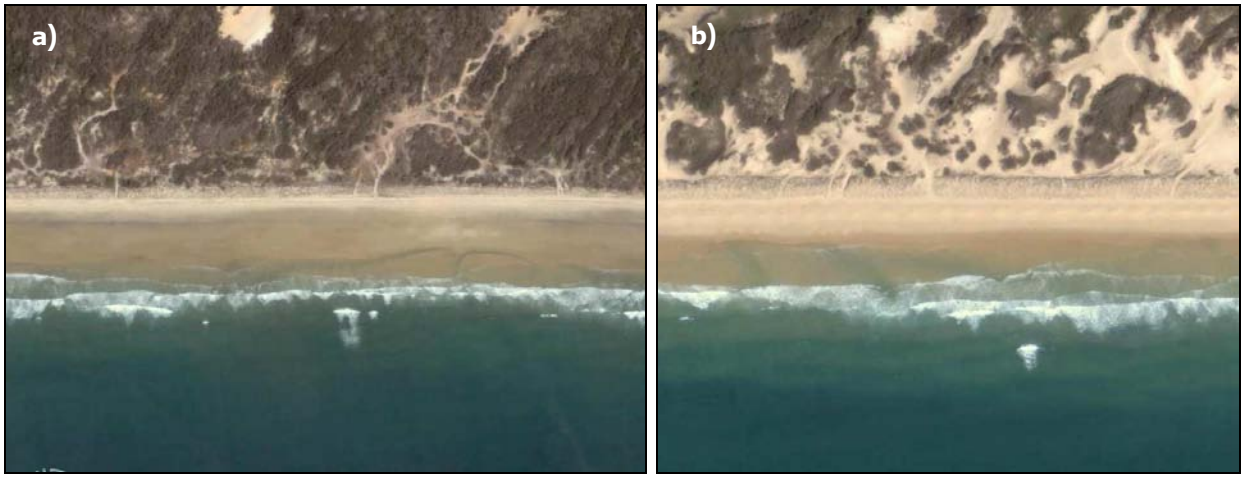


Figura 4.44 – Praia de maré modificada do tipo reflectiva e barra e correntes de retorno de baixa-mar, a) praia Nine Mile, Queensland, Australia e b) praia a Norte da praia Nine Mile, Queensland, Australia (Google Earth, 2007).

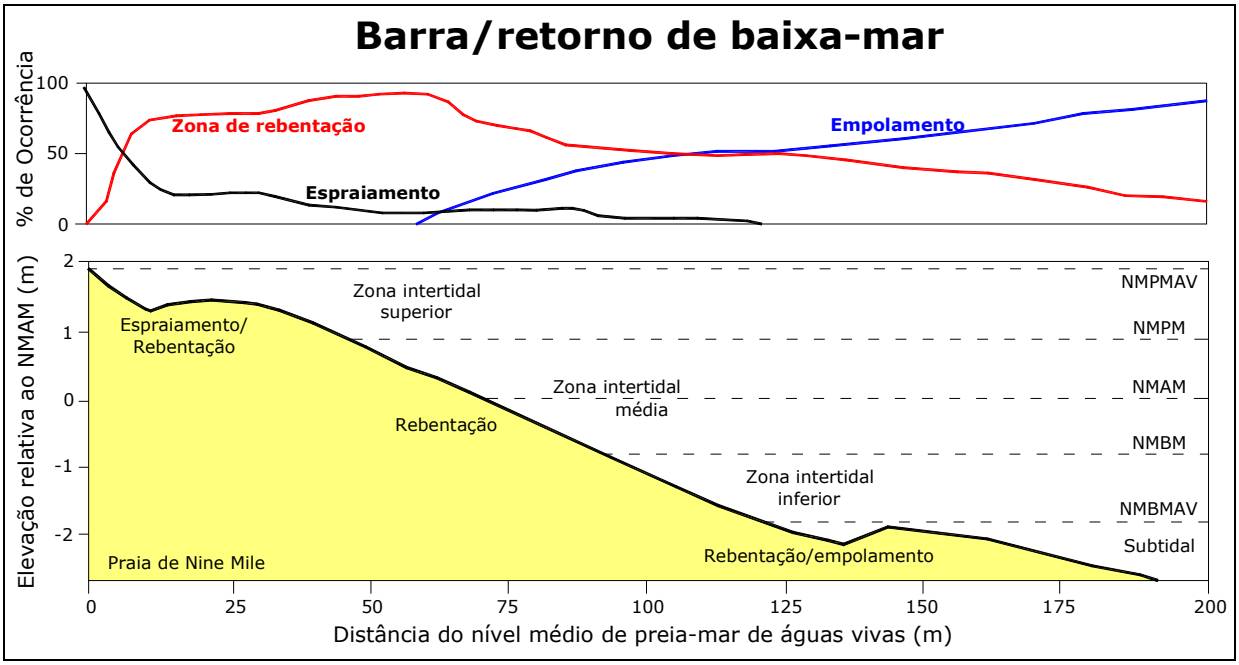


Figura 4.45 - Zonamento da maré e ocorrência relativa dos processos hidrodinâmicos em praias com barras/retornos de baixa-mar (Masselink e Hegge, 1995).

Relativamente às zonas intertidais médias e inferiores, são dominadas pelos processos que ocorrem numa zona de rebentação. No entanto, a morfologia típica da zona de rebentação (barra e retornos) não está presente devido aos efeitos da maré e dos processos não estacionários que ocorrem na zona de rebentação. A zona de rebentação e o empolamento das ondas controlam os processos na zona subtidal, resultando na morfologia dominada pelo conjunto de barras/retornos (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999).

4.5.5.3 Praias Ultradissipativas

As praias ultradissipativas apresentam geralmente um perfil de reduzida inclinação e sem formas, com uma ampla zona intertidal, Figura 4.46a e b (Masselink e Short, 1993; Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999), ocorrendo para valores da velocidade

de queda adimensional e para amplitudes de maré relativas elevadas, $\Omega>2$ e $7<RTR<15$ ou $\Omega>5$ e $3<RTR<15$ (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999). As condições da zona de rebentação são dissipativas, com rebentação do tipo progressivo ao longo do ciclo de maré, com excepção para as condições extremas do nível de maré, podendo a zona de rebentação apresentar condições que variam de intermédias a reflectivas e sendo do tipo mergulhante (Masselink e Short, 1993; Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999). Estas praias são muito estáveis, e mesmo quando ocorrem tempestades não é de esperar que o seu estado morfológico seja demasiado alterado, devido sobretudo ao perfil de reduzida inclinação. Contudo podem surgir pequenas modificações quando existem barras de espraiamento/refluxo (Masselink e Hegge, 1995).

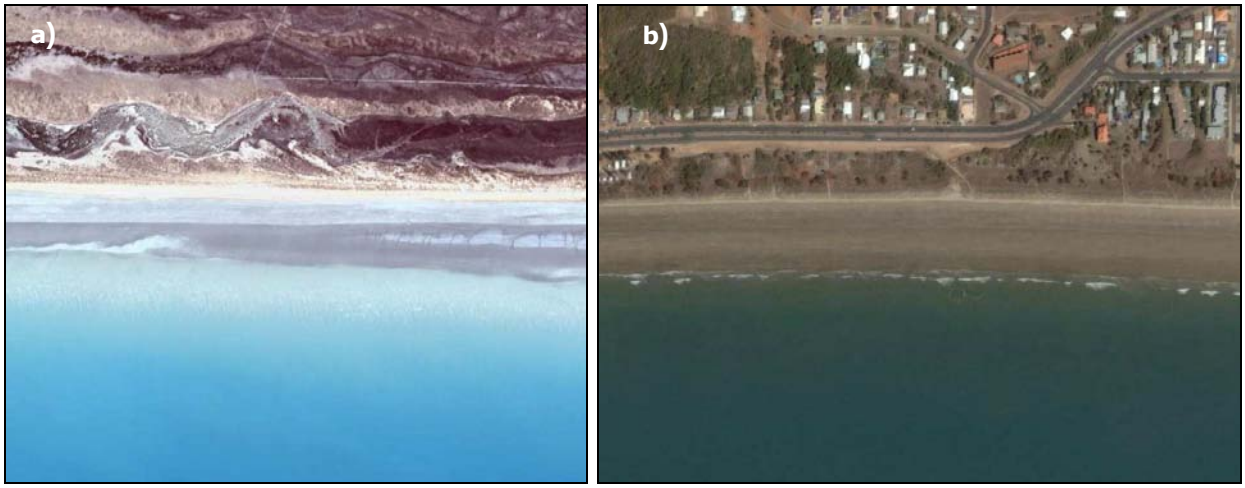


Figura 4.46 – Praia de maré modificada do tipo ultradissipativa a) Praia Eighty Mile, Oeste da Austrália, b) Mackay, Queensland, Austrália, (Google Earth, 2007).

Os processos de espraiamento/refluxo e da zona de rebentação controlam por sua vez os processos morfodinâmicos na zona intertidal superior, podendo formar barras de espraiamento/refluxo durante a preia-mar de águas vivas (Figura 4.47) (Masselink e Hegge, 1995).

Em relação às zonas intertidais médias e baixas, estas são sobretudo controladas por uma mistura dos processos que ocorrem na zona de rebentação e pelo empolamento. O processo de espraiamento/refluxo pode ser localmente importante formando barras (sistema barra-canal). A zona subtidal é dominada pelos processos de empolamento (Masselink e Hegge, 1995; Masselink e Turner, 1999).

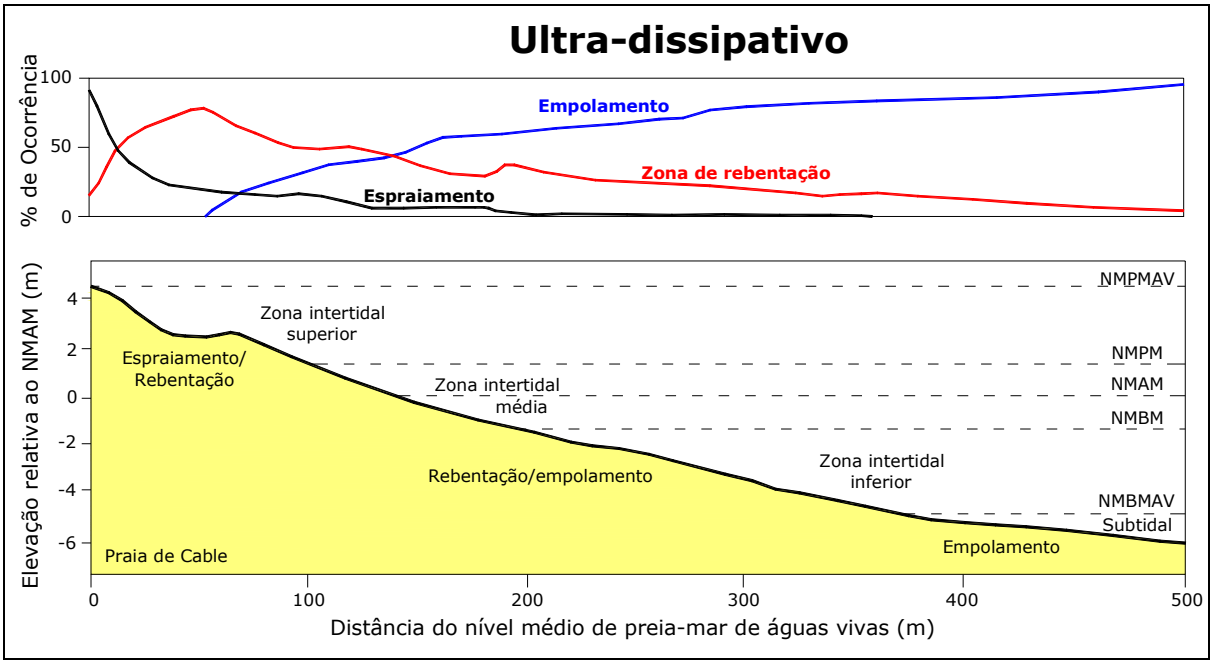


Figura 4.47 - Zonamento da maré e ocorrência relativa dos processos hidrodinâmicos em praias ultradissipativas (Masselink e Hegge, 1995).

4.5.6 Praias Dominadas pela Maré

4.5.6.1 Praia Reflectiva e Planície com Rugas

De acordo com Short, 2006, este é o tipo de praia dominado pela maré mais energético, surgindo em zonas cujo RTR médio é igual a 9, onde o vento tem energia suficiente (H_b=0.5) para gerar e manter as barras sedimentares múltiplas de pequena dimensão e igualmente espaçadas. Este tipo de praia apresenta um número de rugas que varia entre 1 e 28, e uma largura de praia da ordem dos 600 m. Apesar de serem necessárias ondas de altura reduzida para a formação das rugas, não foi ainda identificado o processo de formação desta morfologia (Figura 4.48).



Figura 4.48 – Praia dominada pela maré do tipo reflectiva e planície com rugas, (Google Earth, 2007).

4.5.6.2 Praia Reflectiva e Planície Arenosa

As praias reflectivas e planície arenosa (Figura 4.49) são caracterizadas por uma pequena praia de preia-mar reflectiva e por uma planície frontal de baixa energia, de reduzida inclinação e sem formas morfológicas, com uma largura média de 485 m. A agitação média nestas praias é de 0.26 m, com Ω médio de 0.9 e RTR de 20 (Short, 2006).



Figura 4.49 – Praia dominada pela maré do tipo refletiva e planície arenosa (Google Earth, 2007).

4.5.6.3 Praia Reflectiva e Planície de Maré Arenosa/Argilosa

Estes dois tipos de praias representam o ponto de transição para as planícies de maré. O primeiro, praia reflectiva e planície de maré arenosa (Figura 4.50a), consiste numa pequena praia de maré-alta reflectiva e numa planície de maré arenosa. Este tipo de praia distingue-se dos anteriores pelo facto de a corrente de maré influenciar a morfologia intertidal. Estes sistemas surgem em áreas de agitação reduzida (H_b = 0.2m) com um Ω médio de 0.7 e RTR de 32, com a planície arenosa em frente à praia a apresentar uma largura média de 475 m (Short, 2006).

Relativamente às praias reflectivas e com planície de maré argilosas (Figura 4.50b), são as menos energéticas deste grupo, com Hb baixo, 0.18 m, Ω médio de 0.6 e RTR de 48. Estas praias tendem a forma-se junto a fontes de argila, onde as ondas apresentam energia suficiente para formar uma praia de preia-mar com areia grossa, mas insuficiente para remover a planície argilosa intertidal. Estas praias apresentam uma largura média de 410 m, variando contudo de apenas 50 m até 4000 m (Short, 2006).

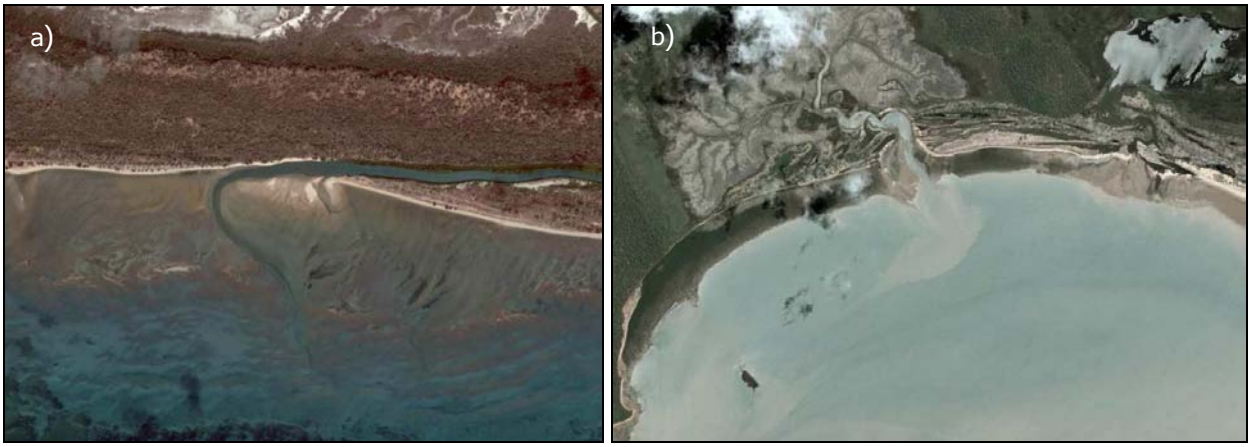


Figura 4.50 – Praias dominadas pela maré do tipo a) reflectiva e planície de maré arenosa, Este de Northern Territory, Austrália, b) reflectiva e planície de maré argilosa, Oeste de Northern Territory, Austrália, (Google Earth, 2007).

4.6 Morfodinâmica de Praias Confinadas

4.6.1 Introdução

A linha de costa raramente é linear. Alguns dos seus segmentos podem ser suavemente curvilíneos em planta, enquanto outros são mais pronunciados, ou mesmo com uma configuração mais complexa, com várias formas e dimensões. Estas plataformas tem várias designações, tais como baía, golfo e mar, dependendo do seu enquadramento e da magnitude da área da massa de água que a constitui (Silvestre e Hsu, 1997).

Estas praias surgem em zonas costeiras que apresentam pontos "fixos" naturais (cabos ou promontórios rochosos) ou artificiais (esporões, quebramares, etc.) e, em particular, quando a agitação tem uma direcção dominante, a linha de costa assume, em geral, uma forma côncava em relação ao mar, resultante da interacção causada pela agitação marítima (Coelho, 2004). Compreender a morfodinâmica destas praias torna-se importante, uma vez que uma parte considerável da zona costeira noroeste de Portugal, em particular os sectores em estudo, apresentam estruturas de defesa costeira, as quais aceleram os processos erosivos a sotamar, que por sua vez levam à formação deste tipo de praias.

São apresentadas diversas designações para estas estruturas morfológicas, como é referido por Silvestre e Hsu, 1997, Short e Masselink, 1999, Klein *et al*., 2003: baía zeta (Halligan, 1906; Silvestre *et al*., 1980); baía meio coração (Silvestre, 1960); baía em forma "crenulate" (Ho 1971; Silvestre e Ho 1972); praias em espiral (Krumbein 1944; Yasso, 1965; Le Blond 1972); praias em curva ou em forma de gancho (Rea e Komar 1975); praias de enseada (Le Blond 1979; Wong 1981; Phillips 1985); e praia encaixada (Silvester *et al*. 1980).

A orientação das baías é um excelente indicador da direcção dos movimentos sedimentares ao longo da costa. Observando estas formas pode-se concluir que a corrente litoral tem a mesma direcção ao longo de muitos quilómetros. Este conhecimento pode ajudar na previsão de futuras tendências de movimentação da linha de costa (Silvestre e Hsu, 1997).

Os processos dinâmicos das formas geológicas têm sido também estudados por muitos investigadores (Yasso, 1965; Zenkovich, 1967; King, 1972; Davies, 1973; Davis, 1973; Shepard, 1973; Bird 1984, 1985; e Carter, 1988), nomeadamente a sua estabilidade. Estas formas naturais surgiram há alguns milhares de anos, embora tenham sofrido um processo erosivo mais significativo e intenso nos últimos 100 anos, devido sobretudo à redução das fontes sedimentares (Silvestre e Hsu, 1997).

4.6.2 Forma das Praias Confinadas

4.6.2.1 Introdução

Ao longo do tempo diversos investigadores estudaram o equilíbrio geométrico de praias confinadas (Sweers, 1999). Uma característica típica destas praias é a estreita correspondência entre o talude da praia e os padrões de reflexão associados à agitação dominante. Se a baía está em equilíbrio com as condições hidrodinâmicas, a reflexão é de tal forma acentuada que o transporte longitudinal é eliminado, levando a que a agitação oblíqua rebente perpendicularmente ao longo de toda a baía. Podem também ocorrer correntes longitudinais de fraca intensidade embora dependendo do gradiente longitudinal da altura de onda. Nestas praias podem ocorrer ainda correntes de retorno nas suas extremidades (Short e Masselink, 1999).

Geralmente, este tipo de praias apresentam em planta uma forma assimétrica, Figura 4.51, caracterizada por uma secção quase circular a sotamar (zona de sombra) do primeiro ponto fixo (representado a azul), uma curva logarítmico-espiral no centro da baía e um trecho rectilíneo no extremo a sotamar, representados nas figuras referidas pelas cores vermelha, laranja e verde, respectivamente (Silvestre e Hsu, 1997; Short e Masselink, 1999; Sweers, 1999; Klein *et al*., 2003).

A agitação marítima na região a sotamar do primeiro ponto fixo sofre um processo de difracção, seguindo-se uma refracção, propagando-se posteriormente até à praia. A linha de costa na secção linear da baía apresenta geralmente uma configuração paralela às cristas da agitação dominante. Com base em testes de modelos e observações de campo, são conhecidas em planta algumas características de equilíbrio relativamente a este tipo de praias. Deste modo, uma comparação entre a geometria da baía observada e a prevista pode revelar a estabilidade das praias confinadas (Short e Masselink, 1999).

Com o objectivo de definir a forma destas estruturas morfológicas, existem diversos modelos matemáticos, destacando-se três grupos de equações empíricas: espiral logarítmica (Krumbein, 1944; Yasso, 1965), tangente hiperbólica (Moreno e Kraus, 1999; Martino *et al.,* 2003) e parabólica (Hsu e Evans, 1989; Silvestre e Hsu, 1997).



Figura 4.51 – Praia confinada natural – Costa de Angola (google, 2006).

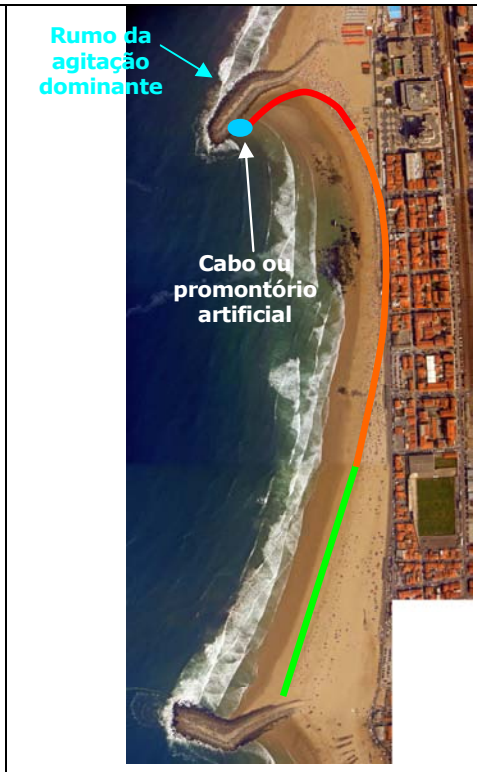


Figura 4.52 - Praia confinada artificial de Espinho (Fotoengenho, 2005).

4.6.2.2 Modelos em Forma de Espiral Logarítmica

Neste grupo distinguem-se dois modelos: modelo em forma de espiral logarítmica e modelo em forma de espiral logarítmica com trecho rectilíneo tangente.

O modelo em forma de espiral logarítmica foi sugerido pela primeira vez por Krumbein. Posteriormente, Yasso, 1965, estudou diversas praias confinadas na costa Este e Oeste dos Estados Unidos da América, concluindo que se aproximavam do modelo proposto por Krumbein. Contudo, o centro da espiral logarítmica não coincidia com o ponto de difracção da agitação apresentando um desvio entre 0.3 e 2000 m (Benedet *et al.,* 2004). Este modelo é definido pela seguinte equação, Figura 4.53:

$$\frac{R_2}{R_1} = \exp(\theta \cot \alpha) \qquad (4.37)$$

em que θ representa o ângulo entre R_2 e R_1, sendo $R_2 > R_1$ e α é um ângulo constante entre cada raio e a sua tangente com a curva (Pilarczyk e Zeidler, 1996; Benedet *et al.,* 2004). O valor constante do ângulo α pode ser obtido por aplicação da função que o relaciona com o ângulo β, sendo este ângulo formado pela onda incidente dominante com o alinhamento definido pela linha que une os dois pontos "fixos" da costa (Coelho, 2005).

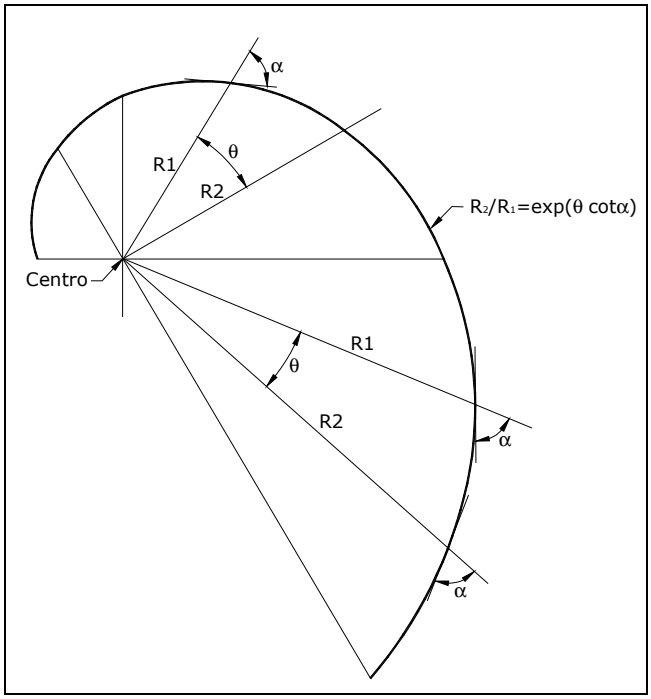


Figura 4.53 – Esquema da espiral logarítmica (adaptado de Pilarczyk e Zeidler, 1996).

Este modelo, no entanto, apresenta três limitações principais. A primeira está relacionada com o facto da curvatura constante da equação não traduzir a secção linear das praias confinadas. A segunda está relacionada com a impossibilidade de consideração do rumo da agitação e da extremidade do cabo ou promontório (ponto de difracção da onda), conduzindo assim à impossibilidade da verificação da influência da mudança da extremidade do cabo ou dos pontos de controlo. Por último, o centro geométrico da curva da espiral logarítmica está deslocado da extremidade do promontório, sendo identificado por tentativa-erro ou por aplicações informáticas (Klein *et al.,* 2003; Benedet *et al.,* 2004).

4.6.2.3 Modelo em Forma de Tangente Hiperbólica

Recentemente, Moreno e Kraus, 1999, propuseram o modelo em forma de tangente hiperbólica que se traduz pela seguinte expressão:

$$y = \pm a \tanh^{m}(bx) \tag{4.38}$$

em que y representa a distância transversal à linha de costa, x a distância ao longo da linha de costa, *"a"* uma constante paramétrica (unidades de comprimento), e *"b"* (unidades de 1/comprimento) e *"m"* (adimensional) são coeficientes empíricos determinados.

Esta forma apresenta três propriedades muito úteis para a engenharia costeira: 1) a curva é simétrica relativamente ao eixo dos xx, como é observado frequentemente na natureza; 2) os valores y=±a definem duas assímptotas, em particular a de valor y=+a dá a posição da linha de costa a sotamar, para além da influência do cabo ou ponto fixo. Contudo, a curva correspondente aos valores negativos de y, assímptota y=-a, não surge muito na natureza, não representando nada do ponto de vista físico; 3) a inclinação dy/dx para x=0 é infinita para m<1, e deste modo, perpendicular à tendência geral da linha de costa (Martino *et al.,* 2003).

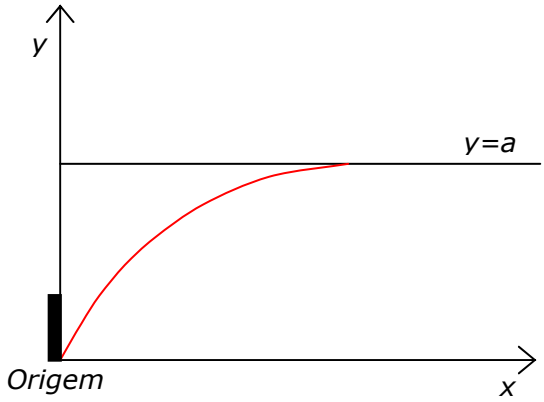


Figura 4.54 – Representação do modelo de tangente hiperbólica de Moreno e Kraus, 1999.

Para aplicar a forma hiperbólica, é estabelecido um sistema de coordenadas em que o eixo dos xx é paralelo à tendência geral da linha de costa e em que o eixo dos yy são pontos na costa, seguindo a direcção da tangente local à praia da origem de coordenadas relativas. De acordo com Martino *et al.,* 2003, para a maioria das praias, este parâmetro é diferente paralelo à direcção média da agitação. O parâmetro *"a"* controla a magnitude da assímptota (distância entre a origem das coordenadas relativas e o sector da linha de costa recto), *"b"* é o factor de escala que controla a aproximação do limite assimptótico e *"m"* controla a curvatura da forma. Moreno e Kraus (1999) referem que $m \approx 0.5$ e $ab \approx 1.2$ são uma boa aproximação (Martino *et al.,* 2003).

Para ajustar a forma da tangente hiperbólica a uma determinada linha de costa, é necessário determinar seis variáveis: a localização da origem relativa do sistema de coordenadas, os coeficientes *a*, *b* e *m* e a rotação do sistema de coordenadas relativo em relação ao sistema de coordenadas absoluto (Moreno e Kraus, 1999).

O ajuste da forma da tangente hiperbólica é sensível à estimativa inicial da posição da origem do sistema de coordenadas relativo. De notar que se podem obter ajustes teóricos de grande precisão, embora sem significado físico.

4.6.2.4 Modelo em Forma Parabólica

O termo parabólico foi referido pela primeira vez por Mashima, 1961, sendo expresso pela equação (4.39) e representado esquematicamente na Figura 4.55 (Pilarczyk e Zeidler, 1996; Silvestre e Hsu, 1997; Sweers, 1999; Coelho, 2005):

$$y = px^2 - b \tag{4.39}$$

em que b representa a máxima distância da linha que une os pontos "fixos" de costa e p o coeficiente aplicado à coordenada x do sistema ortogonal de referência XY.

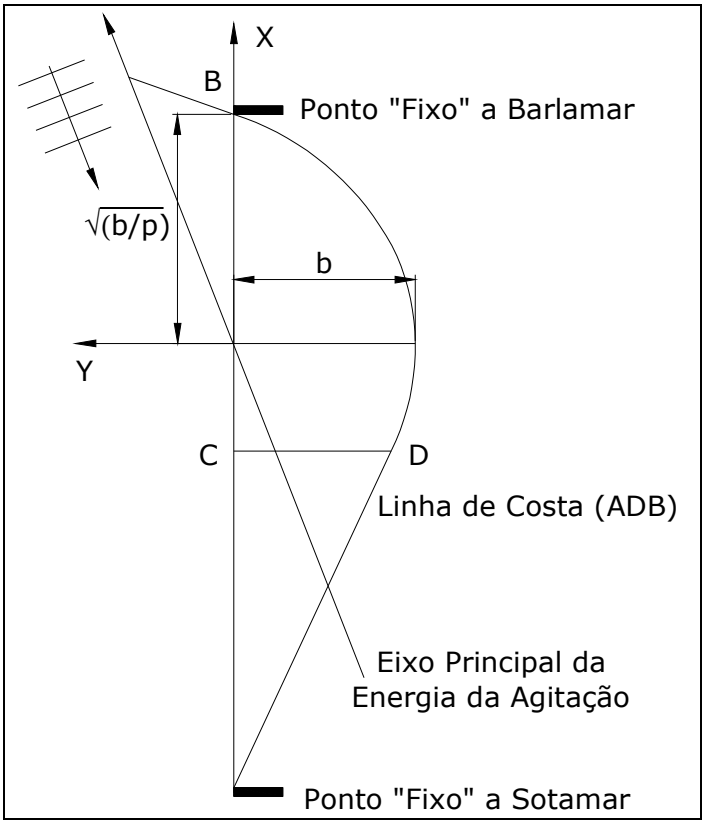


Figura 4.55 – Parábola definida por Mashima (1961)
(adaptado de Silvestre e Hsu, 1997).

Esta aproximação apresenta várias dificuldades, tais como: localizar os eixos da parábola para qualquer baía e a não consideração da difracção e da obliquidade da agitação (Silvestre e Hsu, 1997).

Este modelo foi reavaliado e surgiu uma nova aproximação, Hsu *et al.,* 1987, a fórmula da espiral parabólica. Esta nova aproximação é traduzida pela seguinte equação, Figura 4.56:

$$\frac{R}{R_0} = \frac{0.81\beta^{0.83}}{\theta^{0.77}} \tag{4.40}$$

em que R representa o raio desde o ponto de difracção (ponto "fixo" a barlamar), fazendo ângulos θ com a linha da crista das ondas, R_0 a distância entre os pontos "fixos" da linha de costa, definido também como linha de controlo, com a qual é estabelecido o ângulo da agitação incidente β. Ao contrário da espiral logarítmica, o ângulo θ é definido desde a crista de agitação dominante (Silvestre e Hsu, 1997; Klein *et al.,* 2003).

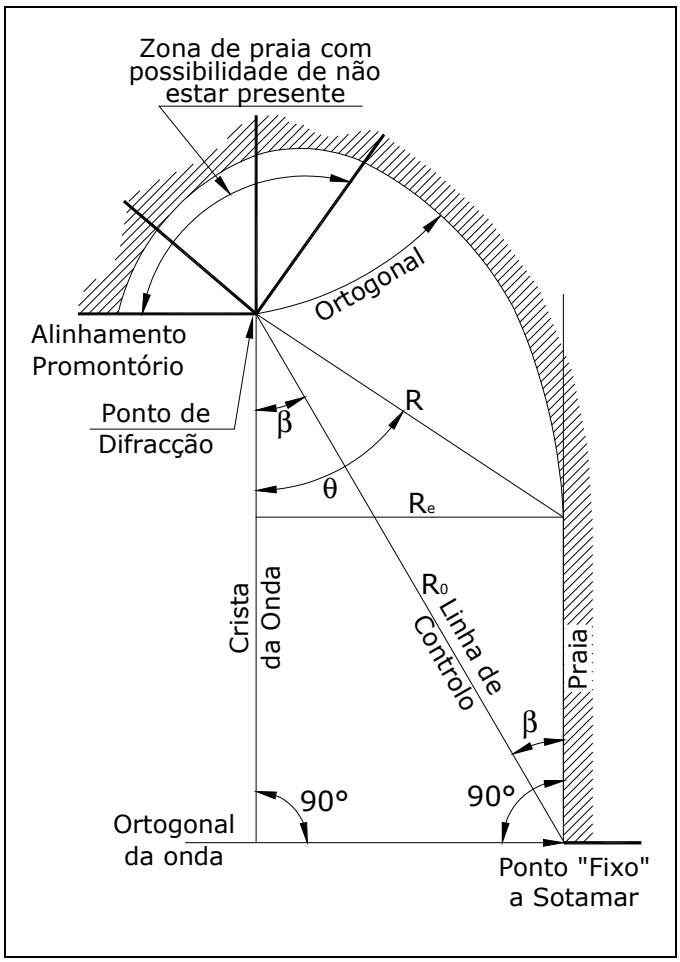


Figura 4.56 – Esquema do tipo parabólico
(adaptado de Silvestre e Hsu, 1997; Sweers, 1999).

Para uma linha de costa em equilíbrio, a linha de controlo fará o mesmo ângulo β com a crista das ondas e com a tangente à linha de costa no ponto "fixo" a sotamar. Esta equação para valores de θ entre 45º e 90º traduz com sucesso a forma da linha de costa, embora para valores de θ superiores, entre 120º e 180º, a linha de costa seja traduzida com menor precisão, em especial na zona de sombra do ponto fixo a barlamar (Silvestre e Hsu, 1997; Coelho, 2005).

Uma explicação para este facto está relacionado com o facto de a velocidade de remoção de sedimentos desta zona ser muito reduzida devido à elevada difracção e à existência de ondas de pequena altura, sendo a evolução da linha de costa lenta, que é anulada em condições de tempestade, não evoluindo assim para uma configuração estável, traduzida pela equação (4.40) (Sweers, 1999).

A determinação do ponto de máximo recorte da linha litoral, que se traduz também pelo ponto onde a linha de costa se torna paralela com o rumo da agitação, supondo o critério adoptado por Sweers (1999), é efectuada com a análise da componente de R paralela à direcção de propagação das ondas. Desta forma, designando esta componente por R_e , de acordo com a Figura 4.56, tem-se que:

$$R_e = R\sin\theta \qquad (4.41)$$

Substituindo R em função de R_e na equação (4.40), obtém-se:

$$R_e = R_0 \operatorname{sen}\theta \frac{0.81 \quad \beta^{0.83}}{\theta^{0.77}} \tag{4.42}$$

O máximo desta expressão corresponde ao recorte litoral máximo e é obtido no ponto onde a derivada da equação (4.42) em ordem a θ é igual a zero, valor esse que é constante e aproximadamente igual a 45º (Coelho, 2005).

Utilizando dados de linha de costa de baías-protótipo, consideradas em equilíbrio estático, e modelos físicos, Hsu e Evans, 1989, apresentaram uma nova equação parabólica, baseada na equação (4.40) (Silvestre e Hsu, 1997; Benedet *et al.,* 2004). Esta expressão designada por espiral parabólica polinomial ou simplesmente espiral polinomial, é traduzida pela seguinte equação, Figura 4.56, (Silvestre e Hsu, 1997; Short e Masselink, 1999):

$$\frac{R}{R_o} = C_o + C_1\left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_2\left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \tag{4.43}$$

em que R, R_0, β e θ possuem significado idêntico ao definido para a espiral parabólica e C_o, C_1 e C_2 são constantes que dependem de β. A Figura 4.57 representa as funções para a obtenção dos coeficientes com base no ângulo β.

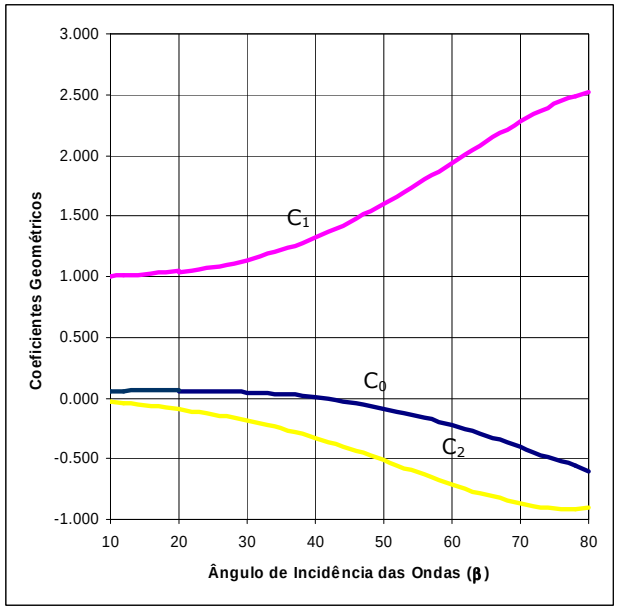


Figura 4.57 – Valores dos coeficientes da forma de espiral parabólica polinomial, em função do ângulo β (adaptado de Silvestre e Hsu, 1997).

Segundo Sweers, 1999, a equação (4.43) é a que actualmente melhor representa a forma da linha de costa de praias confinadas. No entanto, devido à inclusão de três constantes, cuja expressão matemática ainda não é conhecida, torna a fórmula menos eficaz na geração de diferentes batimetrias e outras simulações numéricas. Contudo, Klein, 2004, expressa estes coeficientes como polinómios de quarta ordem.

$$C_o = 0.0707 - 0.0047\beta + 0.000349\beta^2 - 0.00000875\beta^3 + 0.00000004765\beta^4 \quad (4.44)$$

$$C_1 = 0.9536 + 0.0078\beta - 0.00004879\beta^2 + 0.0000182\beta^3 - 0.000001281\beta^4 \quad (4.45)$$

$$C2 = 0.0214 - 0.0078\beta + 0.0003004\beta^2 - 0.00001183\beta^3 + 0.0000000\beta^4 \quad (4.46)$$

Numa análise matemática rápida e simplista e de acordo com a Figura 4.56, verifica-se que quando θ é igual a β, o valor de *R* deveria resultar igual ao de R_0. Para que isto suceda, o somatório dos coeficientes C_0, C_1 e C_2 deveriam ser iguais à unidade, para qualquer valor de β. Pela análise da Figura 4.57 rapidamente se verifica que tal não acontece, principalmente para valores elevados do ângulo β (Coelho, 2005).

Esta equação de configuração de praias confinadas representa uma boa ferramenta para aplicação em trabalhos de engenharia, nomeadamente na gestão da zona costeira, de intervenções costeiras e de praias, Vargas *et al*., 2000 e 2002, Klein *et al*. 2003a, 2003b, 2004, Benedet *et al.* 2004, e Hsu *et al*., 2004. Estes autores desenvolveram uma aplicação informática com base na equação parabólica polinomial designada por *MEPBAY* (Model for Equilibrium Planform of BAYed baches) que permite efectuar a análise das praias confinadas utilizando fotografia aérea.

4.6.3 Morfodinâmica de Praias Confinadas

As praias confinadas (por cabos, rochas, recifes e estruturas de defesa) têm impactos de vária ordem nas praias e na zona de rebentação, devido à sua influência no fenómeno da refracção e da atenuação da agitação, assim como na limitação do desenvolvimento de correntes longitudinais e de retorno, muito embora por vezes alimentem os retornos.

Quando as alturas de onda ao largo, H_o, entram numa baía com uma dada largura (C_ℓ), a energia da onda será redistribuída ao longo da sua linha de costa (S_ℓ), sendo a energia na linha de costa traduzida por:

$$E_b = H_o^2 \left(\frac{C_\ell}{S_\ell} \right) \quad (4.47)$$

Se o empolamento e o atrito do fundo forem desprezáveis então a altura de rebentação da onda (H_b) é dada por:

$$H_b = \sqrt{H_o^2 \left(\frac{C_\ell}{S_\ell} \right)} \quad (4.48)$$

Considerando uma inclinação da zona de rebentação igual a k, a largura (X_s) desta zona pode ser expressa por:

$$X_s = kH_b \quad \Rightarrow \quad X_s = k\sqrt{H_o^2\left(\frac{C_\ell}{S_\ell}\right)} \tag{4.49}$$

Neste tipo de praia a circulação total pode sofrer eventualmente impactos nas extremidades, associados aos efeitos do aumento da altura de onda e/ou com à diminuição da distância entre os cabos. Em condições extremas, quando a altura de onda excede alguns metros, os sistemas de retorno são controlados topograficamente, obtendo-se os designados megaretornos ("*megarips*") (Short e Masselink, 1999).

Para além das classificações morfológicas e dos parâmetros referidos anteriormente, Short e Masselink, 1999, apresentaram um novo parâmetro designado por parâmetro de escala da baía adimensional (δ'), traduzido pela seguinte expressão:

$$\delta' = \frac{S_\ell^2}{kC_\ell H_b} \tag{4.50}$$

em que k representa a inclinação da zona de rebentação, S_ℓ o comprimento da linha de costa da baía e H_b a altura da onda na rebentação (Klein, 2004).

Assim, de acordo com este parâmetro, quando δ'<8 ocorre uma circulação celular, para δ'=8–20 ocorre uma circulação de transição, e quando δ'>20 a circulação ocorre perpendicularmente à praia (Short e Masselink, 1999; Klein, 2004).

A circulação em células ocorre quando a topografia (efeitos extremos) domina a circulação no interior de toda a baía. As correntes longitudinais dominam o interior da baía, com fortes correntes de circulação para barlamar ("*megarips*") ocorrendo num ou em ambos os lados da baía, e em baías de grande dimensão ocorrem também afastadas dos cabos. A circulação de transição ocorre quando a dimensão da baía e a forma influenciam a circulação da zona de rebentação, fazendo com que, inicialmente, as correntes longitudinais se desloquem na direcção dos cabos, enquanto continuam a manter alguma circulação perpendicular à praia longe dos cabos. Por último a circulação perpendicular à praia é a que foi descrita anteriormente para praias com características micro e macrotidais (Short e Masselink, 1999).

Para estas praias foi estabelecido que o espaçamento médio das correntes de retorno se situa entre 4 a 8 vezes a largura da zona de rebentação. Usando uma média do espaçamento das correntes de retorno de 4 vezes a largura da zona de rebentação, então quando δ'<8 somente uma ou no máximo duas correntes de retorno naturais estarão presentes na baía (Figura 4.58c). Estão localizadas nas extremidades da baía, sendo a circulação da zona de rebentação completamente controlada por estas correntes. Se δ' se situa entre 8 e 20 podem existir cerca de 4 correntes de retorno, duas nas extremidades e duas no meio (Figura 4.58b). Quando δ'>20, a circulação efectua-se em condições naturais, não sendo forçada pelos efeitos finais (Figura 4.58a) (Short e Masselink, 1999).

As baías, e em particular as células ou correntes de retorno de larga escala, podem influenciar a erosão da praia e a extensão para barlamar da circulação da zona de

rebentação. Os retornos normais à praia começam geralmente a dissipar-se a barlamar na zona de rebentação, tendo sido já observadas "mega-retornos" com escoamentos de grande velocidade a 1 km além dessa zona. Este fenómeno tem importantes implicações na erosão da praia e no transporte sedimentar, devido ao facto da circulação celular estar limitada por cabos, a descarga de água da zona de circulação, ocorre com velocidades das correntes de retorno elevadas, atingindo 2 m/s ou mais (Short e Masselink, 1999).

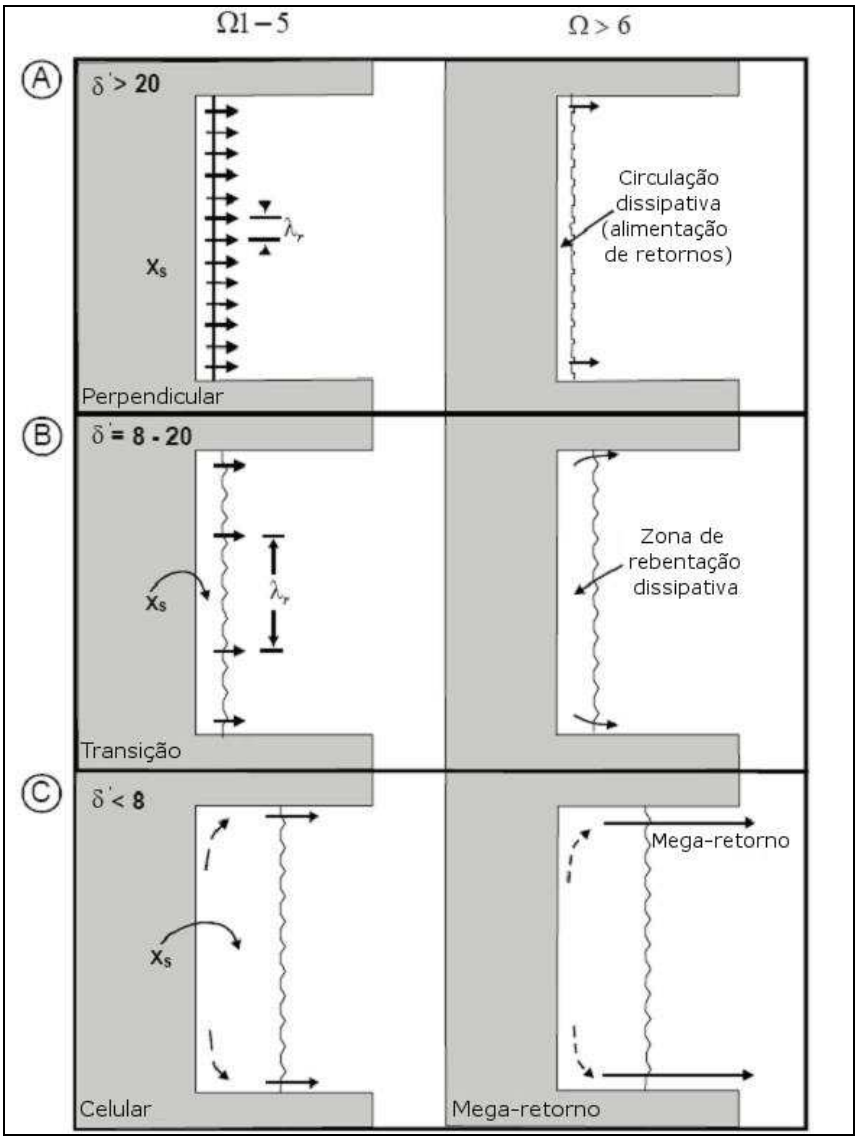


Figura 4.58 – Representação esquemática do impacto do confinamento na circulação da zona de rebentação, baseada nos parâmetros δ' e Ω (Short e Masselink, 1999).

Este facto origina, por sua vez, grandes erosões na praia, sendo mais intensas a sotamar da corrente de retorno. Sendo as velocidades mais elevadas, as correntes de retorno podem transportar material mais grosseiro, para mais longe da costa e para maiores profundidades. Como resultado global, o processo erosivo nestas praias é mais rápido e mais intenso, com os sedimentos erodidos a serem depositados mais longe da costa e demorando, consequentemente, mais tempo a regressar à costa, geralmente 2 a 5 anos depois de uma forte erosão. Estes sedimentos podem também sair do sistema, para os depósitos da plataforma costeira média ou distante (Short e Masselink, 1999).

CAPÍTULO 5

Caracterização Geral da Zona em Estudo e Metodologia de Análise

5. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ZONA EM ESTUDO E METODOLOGIA DE ANÁLISE

5.1 Introdução

O conhecimento da dinâmica das zonas costeiras ao longo do tempo é vital para os investigadores, engenheiros e gestores costeiros. Quer a gestão quer a concepção de estruturas de defesa, requerem informação relacionada com a zona costeira no presente e no passado, assim como para a previsão da sua evolução no futuro.

Como foi referido anteriormente diversos trabalhos foram desenvolvidos para a zona costeira portuguesa, em particular no que diz respeito a zona emersa, isto é acima da linha de água, nomeadamente na utilização de indicadores que traduzam o recuo da linha de costa, alterando-se este cenário para a zona intertidal e submersa.

Porém, é importante melhorar o conhecimento da interacção entre os fenómenos hidrodinâmicos e morfodinâmicos na zona costeira submersa e intertidal, assim como acrescentar, aos indicadores de recuo da linha de costa, padrões hidrodinâmicos e morfológicos que poderão auxiliar na compreensão do processo erosivo localizado e na identificação de pontos de maior risco erosivo, ajudando na tomada de decisão e na gestão da zona costeira.

Para a zona costeira portuguesa não existem, em geral, muitos registos de parâmetros como H_b e W_s, enquanto os levantamentos batimétricos estão indisponíveis ou simplesmente não existem. Deste modo, a análise da morfologia da zona costeira, com base em imagens aéreas para diferentes anos e a sua comparação com os esquemas apresentados por Wright e Short (1984) e Short (1999 e 2006) é uma boa aproximação para compreender e classificar a morfologia costeira portuguesa.

Assim, com o desenvolvimento deste trabalho espera-se contribuir para a melhoria do conhecimento da zona submersa e intertidal, bem como para a identificação de padrões e a tipificação de formas que ajudem a prever e identificar zonas de maior risco erosivo.

Deste modo, após a definição das partes constituintes da zona costeira e dos principais processos hidrodinâmicos que aí ocorrem, da morfologia e morfodinâmica associadas a essas formas, serão abordadas neste capítulo aspectos relacionados com as características gerais da zona de estudo, nomeadamente no que diz respeito à agitação marítima, aos níveis de maré, à sedimentologia, à geomorfologia, à inclinação do talude de praia e ao nível médio da água do mar. Neste ponto, para cada levantamento aéreo-fotográfico utilizado é efectuada uma análise detalhada das características hidrodinâmicas (altura de onda, período e rumo) e de maré.

Por último é apresentada a metodologia desenvolvida nesta dissertação, com o objectivo de permitir a identificação de padrões morfológicos e hidrodinâmicos e a tipificação morfológica das formas costeiras.

A zona de estudo localiza-se na costa Noroeste de Portugal, na região Centro, distrito de Aveiro, com uma extensão linear total de cerca de 47 km. A zona de estudo foi dividida nos seguintes três sectores:

- Sector A – Esmoriz (esporão Sul de Paramos)/Furadouro (11.4 km);
- Sector B – Furadouro/Torreira (13.3 km);
- Sector C – Quebramar Sul da Embocadura da Ria de Aveiro – Praia de Mira (22 km).

Como se pode observar na Figura 5.1, os sectores A e B localizam-se a Norte da embocadura da Ria de Aveiro. Em particular o sector A localiza-se no enraizamento da restinga Norte e o Sector B, imediatamente a Sul do sector A, ou seja na região inicial da restinga Norte. Relativamente ao sector C, localiza-se a Sul da embocadura da Ria de Aveiro, mais concretamente na restinga Sul desta estrutura lagunar.



Figura 5.1 – Sectores em estudo.

5.2 Caracterização da Zona em Estudo

5.2.1 Agitação Marítima

A faixa costeira do Noroeste de Portugal é uma das mais energéticas no contexto europeu, devido às características da agitação marítima incidente. Os registos sistemáticos de agitação marítima são relativamente recentes, datando as primeiras observações ao largo da década de 50 do século passado, apresentando diversas lacunas de registos ao longo do tempo.

Carvalho e Barceló, 1966, apresentam um estudo sobre a agitação marítima na costa Oeste de Portugal, tendo como base as observações feitas na Figueira da Foz entre 1954 e 1960.

Neste trabalho concluiu-se que a classe de alturas de onda significativas mais frequentes corresponde ao intervalo entre 1 e 2 m (com 45% de ocorrências), enquanto que as alturas de onda superiores a 3 m apresentavam uma frequência de 15%. Relativamente ao período da onda, o intervalo mais representativo estava compreendido entre os 9 e 11 s, não tendo sido observados períodos inferiores a 6 s e superiores a 18 s. Relativamente à direcção os rumos mais frequentes estão compreendidos entre o quadrante W e o NW.

De acordo com Barata *et al*. 1996, utilizando os valores da bóia ondógrafa da Figueira da Foz, entre 1990 e 1993, a altura de onda significativa mais representativa corresponde ao intervalo entre 1.5 e 2.5 m (35%), seguindo-se o intervalo compreendido entre 0.5 e 1.5 m (26%). Relativamente ao período médio o intervalo com mais representatividade é o compreendido entre 6 e 7 s, com aproximadamente 25% das ocorrências. Quanto ao rumo, o de maior representatividade é o de NW com 45% das ocorrências. O conjunto dos rumos WNW, NW e NNW contém mais de 85% dos valores para o rumo médio da ondulação e de 90% para o rumo médio do período de pico.

Neste trabalho, a análise global da agitação marítima é baseada nos registos obtidos para a bóia ondógrafa de Leixões, entre 1981 e 2003, adaptado de Coelho, 2005. Este conjunto de registos apresenta diversas falhas, variando temporal e espacialmente a localização das estações ondógrafas, Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Localização das estações ondógrafas de Leixões ao longo do tempo.

Período de Observação	Profundidade (m)	Latitude (N)	Longitude (W)
Out 81 – Jan 85	30	41º 10′ 42″	8º 44′ 48″
Jul 93 – Jul 96	110	41º 12′ 12″	9º 05′ 18″
Jul 96 – Dez 03	83	41º 19′ 00″	8º 59′ 00″

De acordo com a análise global dos dados e como se pode observar na Figura 5.2, cerca de 72% dos registos de alturas de onda significativas estão localizados no intervalo entre 0.5 e 2.5 m, distribuídos em cerca de 40% para o intervalo de 0.5-1.5 e 31% para o intervalo de 1.5-2.5 m. Neste conjunto de dados pode constatar-se que cerca da 20% dos registos apresentam valores entre 2.5 e 4.5 m. De referir ainda que a frequência das alturas de onda significativas superiores a 4.5 m é de cerca de 8%, salientando-se o registo de ondas com alturas significativas superiores a 8.5 m.

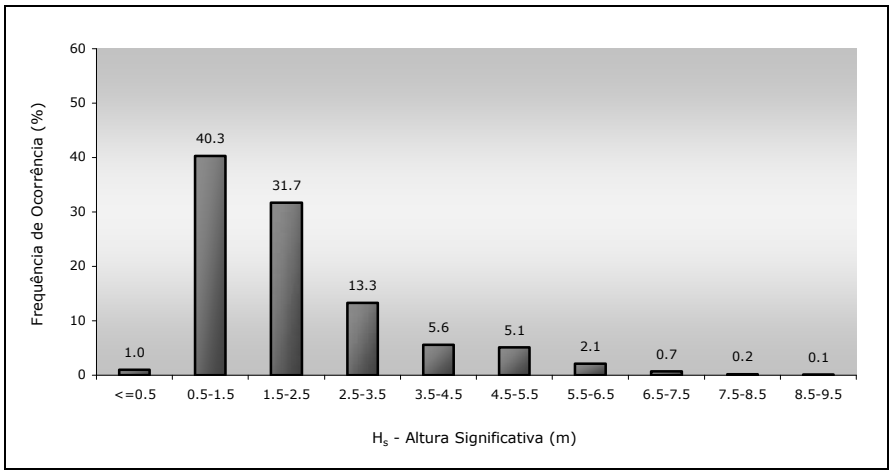


Figura 5.2 – Alturas de onda significativas (adaptado de Coelho, 2005 – dados do Instituto Hidrográfico para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1981 e 2003).

Numa análise mais detalhada, mensal, verificam-se diferenças significativas quando são comparados os registos dos meses de Inverno com os meses de Verão. Nos meses de Verão, a média dos valores das alturas de onda diminui, não se verificando nenhum registo com valores superiores a 4.5 m para os meses de Junho, Julho e Agosto (Coelho, 2005).

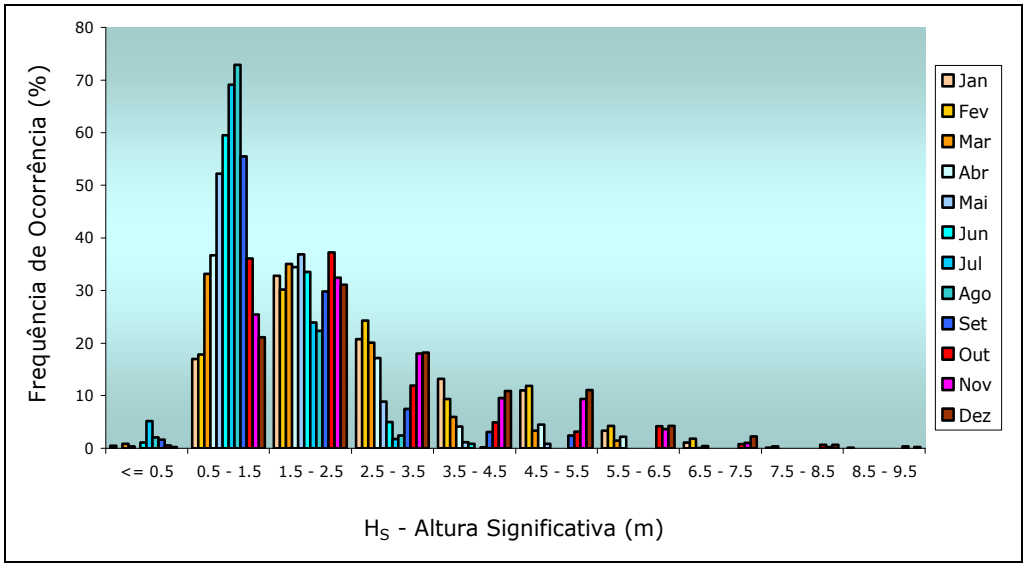


Figura 5.3 - Alturas significativas mensais (adaptado de Coelho, 2005 - dados do Instituto Hidrográfico para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1981 e 2003).

Para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro, os registos inferiores a 1.5 m representam cerca de 20% do total de registos do próprio mês, enquanto para os meses de Julho e Agosto ultrapassam os 70%. Relativamente às ondas entre 1.5 m e 2.5 m de altura significativa, os registos dos diversos meses aproximam-se de média de 31.7%, ou seja não existe predomínio dos meses de Verão ou Inverno. A partir desta classe, os meses de Verão passam a ter um número muito reduzido de registos, enquanto que os meses de Inverno (Novembro a Março) têm ainda resultados significativos. De referir ainda que para as classes superiores a 3.5 m, que representam 13.8% do total de registos, praticamente só contribuem os meses de Inverno (Coelho, 2005).

Quanto ao período médio, analisando a Figura 5.4, verifica-se que os registos inferiores a 8 s representam 30.9% do total, ao passo que para as classes entre 8 s e 12 s representam mais de 54% dos registos. Os restantes registos (superiores a 12 s) representam 15.0% do total.

A análise mensal dos períodos de onda permite retirar conclusões semelhantes às da altura de onda significativa, distinguindo-se os registos de Verão e Inverno, ou seja nos meses de Inverno as percentagens obtidas nas classes inferiores a 7 s não têm representatividade e nos meses de Verão perdem significado as classes superiores a 13 s. Deste modo, verifica-se que para alturas de onda superiores correspondem também períodos de onda mais elevados (períodos de Inverno) e de forma análoga, a alturas de onda inferiores correspondem frequências maiores e menores períodos de onda (meses de Verão) (Coelho e Veloso Gomes, 2003). Para os meses de Maio a Agosto não há registos de períodos

superiores a 15 s, observando-se que os máximos registados ocorrem para as classes de 6 a 7 s e 7 a 8 s nos meses de Verão, e para classes de 10 a 11 s e 11 a 12 s nos meses de Inverno.

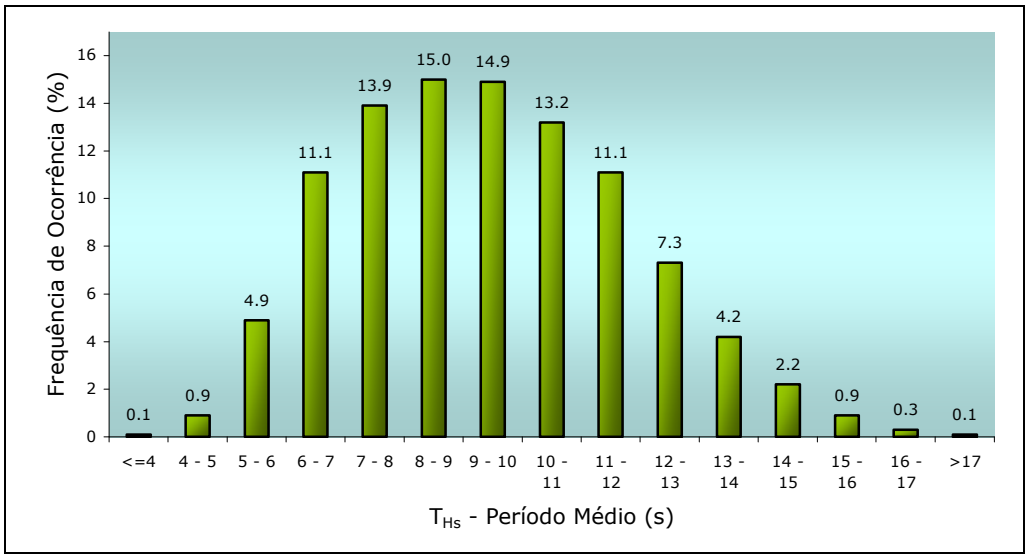


Figura 5.4 – Período de onda médio (adaptado de Coelho, 2005 – dados do Instituto Hidrográfico para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1981 e 2003).

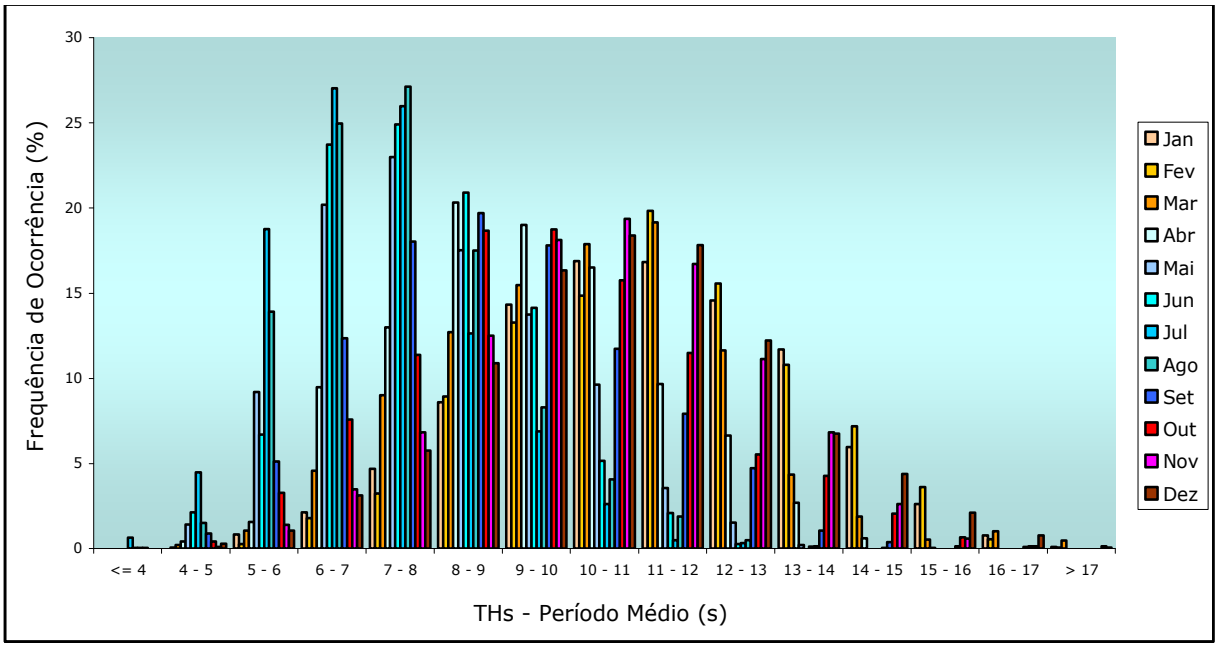


Figura 5.5 - Período de onda mensal médio (adaptado de Coelho, 2005 - dados do Instituto Hidrográfico para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1981 e 2003).

Relativamente aos rumos dominantes da agitação e de acordo com a análise efectuada por Coelho, 2005, para o período de registos existente (1993 a 2003), verifica-se que o quadrante de noroeste é aquele com maior predominância, com 88,4% dos registos, no qual se incluem os 42.4% de NW, os 33.9% de WNW e os 12.1% de NNW (Figura 5.6).

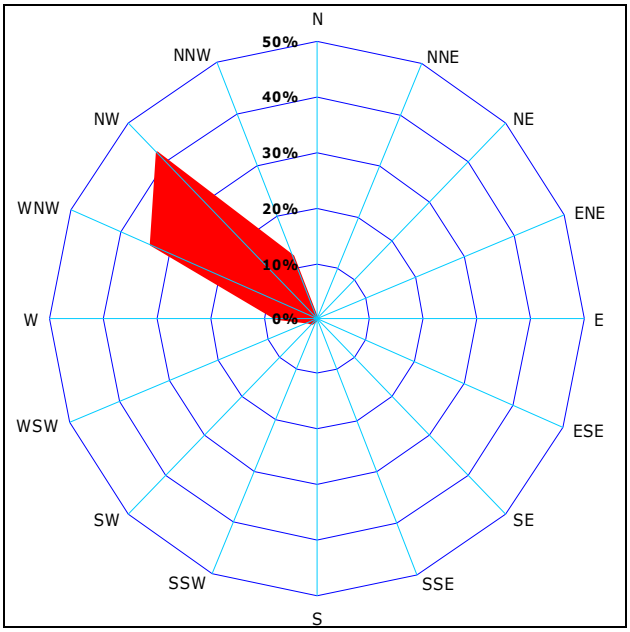


Figura 5.6 – Rosa de rumos com a representação das classes de direcção de ondulação (adaptado de Coelho, 2005 – dados do Instituto Hidrográfico para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1993 e 2003).

Analisando os meses de Inverno e Verão separadamente, verifica-se que a predominância de rumos é diferente. Para os meses de Inverno existe um equilíbrio percentual entre rumos de NW e de WNW, enquanto que nos meses de Verão se verifica uma tendência acentuada para os rumos com orientação de NW.

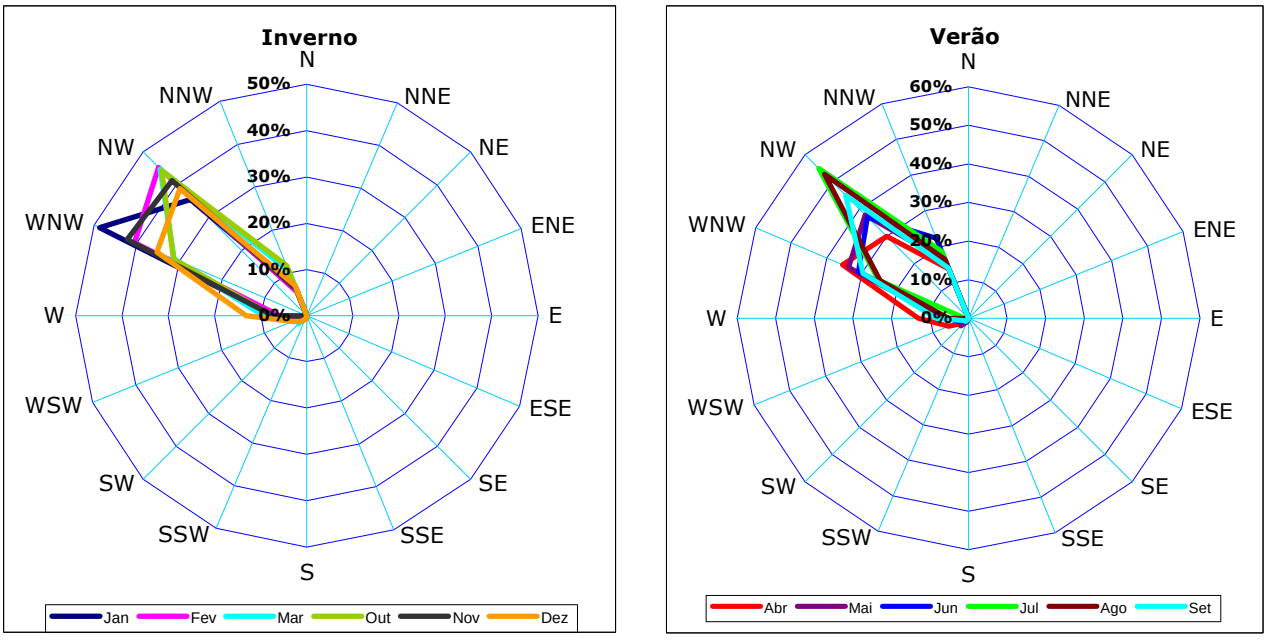


Figura 5.7 – Rosa de rumos sazonal, com a representação das classes de direcção de ondulação (adaptado de Coelho, 2005 – dados do Instituto Hidrográfico para a bóia de Leixões, recolhidos entre 1993 e 2003).

Coelho, 2005, alerta para uma ligeira rotação da tendência de proveniência de rumos mais para WNW, retirando alguma importância ao rumo de NW e NNW. No entanto, salienta o facto de os anos de 1993 e 1995 serem representados por um número de registos

relativamente baixo, e para o facto do período da série temporal abranger apenas onze anos, sendo por isso insuficientes para validar a tendência anteriormente mencionada.

5.2.2 Nível de Maré

A costa oeste portuguesa continental, apresenta genericamente uma amplitude máxima até 4 m, de acordo com os valores apresentados a Tabela 5.2, LNEC, 1996, sendo as marés do tipo semi-diurnas, ou seja com um ciclo de maré de aproximadamente 12h e 25m.

Tabela 5.2 – Níveis de maré em Leixões (LNEC, 1996).

Níveis de maré	Cota (m)
Valor médio teórico de preia-mar de águas vivas (PMAV)	+3.50 (ZH)
Valor médio teórico de baixa-mar de águas vivas (BMAV)	+0.50 (ZH)
Valor médio teórico de preia-mar de águas mortas (PMAM)	+2.68 (ZH)
Valor médio teórico de baixa-mar de águas mortas (BMAM)	+1.32 (ZH)
Valor máximo teórico de preia-mar de águas vivas (PMAV)	+3.88 (ZH)
Valor máximo teórico de baixa-mar de águas vivas (BMAV)	+0.12 (ZH)

De acordo com as amplitudes de maré apresentadas, pode-se afirmar que a zona costeira pode ser classificada como mesotidal.

Para além da variação das marés astronómicas anteriormente referidas, podem ocorrer sobreelevações do nível do mar (*storm surge*) de origem meteorológica, sendo o seu efeito de carácter temporário relativamente ao nível das águas do mar, podendo ocorrer durante horas ou dias. Este facto resulta de uma diminuição ou aumento da pressão atmosférica ou da acção de ventos fortes e persistentes (Coelho, 2005).

No caso da costa portuguesa as sobreelevações estão pouco caracterizadas, embora as mais significativas sejam associadas a condições de agitação de elevada altura e a tempestades de rumos entre NW a SW, Andrade e Freitas, 2002. Gama *et al*., 1994 caracterizou as marés meteorológicas para um período entre Junho de 1986 e Maio de 1988, associadas a 15 tempestades, com base em dados de 7 marégrafos distribuídos ao longo da costa portuguesa (Tabela 5.3).

Tabela 5.3– Limite das classes de sobreelevação (cm) entre os diferentes marégrafos distribuídos ao longo da costa portuguesa (adaptado de Gama *et al*., 1994).

Sobreelevação	Probabilidade de ser excedida	Marégrafo						
		Viana (cm)	Aveiro (cm)	Cascais (cm)	Lisboa (cm)	Tróia (cm)	Sines (cm)	Lagos (cm)
Significativa	95%	39	31	26	23	28	29	33
Muito significativa	99%	54	42	34	29	34	35	43
Extremamente significativa	99.9%	90	67	43	39	41	43	60
Máximo observado		110	78	52	48	51	47	75

A sobreelevação do nível do mar combinada com as marés vivas e as alturas de onda elevadas, aumentam a possibilidade de ocorrência de galgamentos, de quebra e de arrastamento de sedimentos de dunas, de restingas, de praias, etc., bem como a destruição de defesas costeiras como esporões, quebramares, obras aderentes, etc.

5.2.3 Sedimentologia

A caracterização sedimentológica da costa portuguesa carece, em geral, de dados. No entanto é apresentado um conjunto de dados que permite caracterizar a zona de estudo, em especial o Sector A e o Sector C. Relativamente ao Sector B não é possível apresentar uma caracterização sedimentológica, uma vez que não existem dados disponíveis para este sector.

De acordo com Ferreira, 1998 e Coelho, 2005, a primeira caracterização granulométrica da face da praia foi efectuada por Pureza e Araújo em 1956, para diversas praias entre o Porto e a Figueira da Foz. Neste estudo foram recolhidas amostras na zona intertidal, ou seja na zona de preia-mar e na zona de baixa-mar. Dos resultados obtidos, embora a dispersão dos valores fosse elevada, os valores do diâmetro médio correspondente à zona de preia-mar são, em geral, inferiores aos de baixa-mar.

Ferreira, 1998, apresenta uma súmula de diversos trabalhos (Hidrotécnica Portuguesa, 1980; Ferreira, 1993; Pinto, 1993; Teixeira, 1994; Tomás, 1995; Boto, 1997) desenvolvidos que caracterizam granulometricamente a zona emersa da zona costeira entre Espinho e o Cabo Mondego.

Segundo Ferreira, 1998, os sedimentos da face da praia mostram uma variação da granulometria média entre 0.32 mm e 0.54 mm, com uma média para o total das amostras de 0.48 mm, muito semelhante à obtida por Tomás, 1995, (Figura 5.8).

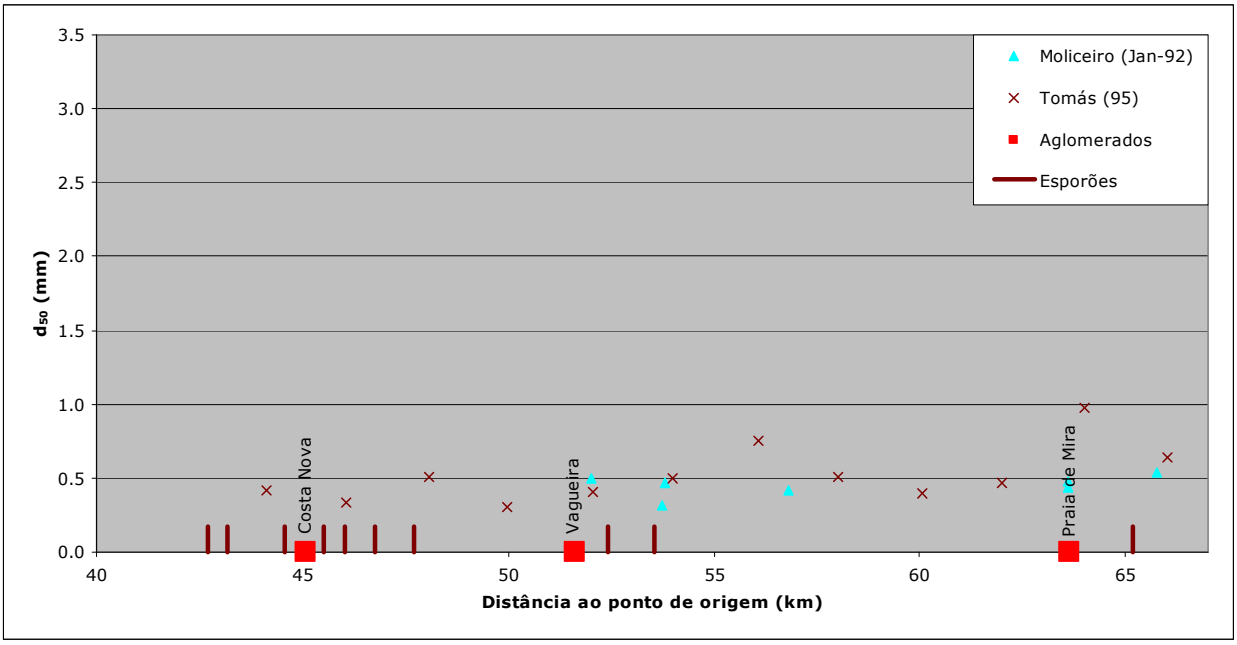


Figura 5.8 – Distribuição espacial da granulometria média (adaptado de Ferreira, 1998).

Pereira, 2001, efectuou a análise granulométrica dos sedimentos recolhidos na zona intertidal, para 10 estações localizadas entre a Costa Nova e o Poço da Cruz, num total de 112 amostras. Os sedimentos recolhidos apresentavam dimensões dos sedimentos mínimas de 0.063 mm e máximas de 2.0 mm, valores característicos das areias, verificando-se que a granulometria média apresentava valores extremos de 0.26 mm e 1.13 mm, com se pode observar na Tabela 5.4.

Tabela 5.4 – Dimensão granulométrica média - d_{50} (mm) (Pereira, 2001).

km[1]	1998						1999					
	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Out	OutDT	Nov	Dez
47.2	0.35	0.30	0.32	0.62	0.34	0.32	0.54	0.39	0.45	0.35	0.28	0.27
48.1	0.43	0.34	0.34	0.66	0.35	0.34	0.60	0.44	0.41	0.37	0.27	0.29
48.7	---	0.39	0.35	---	0.42	0.31	---	0.72	0.35	0.49	---	0.26
51.8	0.50	0.31	0.34	0.34	0.50	0.46	0.41	0.63	0.41	0.50	0.31	0.30
54.2	0.38	0.38	0.50	---	0.80	0.43	0.61	0.62	0.41	---	---	---
55.0	0.57	0.49	0.38	0.76	0.59	0.76	0.38	0.57	0.56	0.42	0.47	0.48
57.1	0.44	0.42	0.40	0.80	0.42	0.37	0.74	0.36	0.44	0.35	0.42	0.28
57.9	0.49	0.40	0.49	1.13	0.41	0.36	0.48	0.47	0.50	0.33	0.36	0.33
59.1	0.49	0.47	0.44	0.66	0.48	0.36	0.44	0.97	0.36	0.35	0.46	0.33
60.4	0.40	0.44	0.42	1.07	0.41	0.40	0.34	0.42	0.36	0.35	0.46	0.64
Média	**0.45**	**0.39**	**0.40**	**0.75**	**0.47**	**0.41**	**0.51**	**0.56**	**0.43**	**0.39**	**0.38**	**0.35**

Pereira, 2001, refere que as condições de agitação marítima influenciam a deposição de sedimentos. Para condições de fraca agitação as partículas de menor dimensão acumulam-se na praia, tendo com resultado a diminuição da dimensão média dos sedimentos. Contudo, com base na figura anterior, pode-se observar que nos meses de Inverno, em que o clima de agitação em média é mais severo, o valor de dimensão sedimentar é menor (Ex: Novembro e Dezembro de 1999) do que os valores de Verão (Ex: Maio e Junho de 1999) (Figura 5.9).

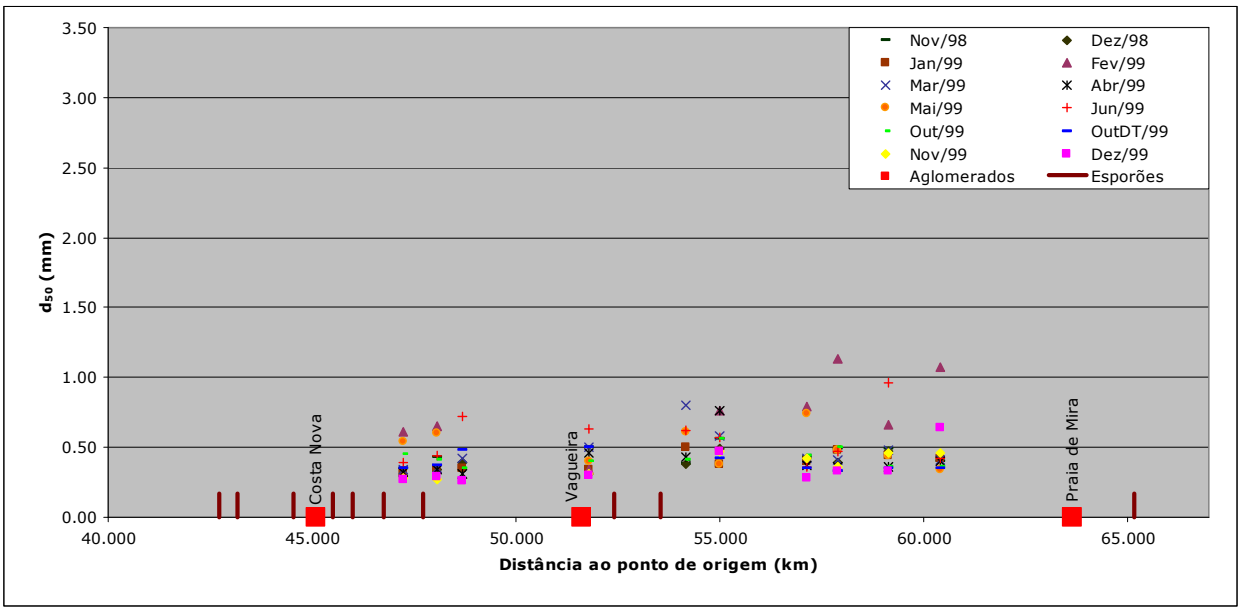


Figura 5.9 - Distribuição espacial da granulometria média (adaptado de Pereira, 2001).

De acordo com dados fornecidos por Coelho, 2005, e posteriormente actualizados, Tabela 5.5, a campanha que apresentou menor dispersão de valores foi a de Outubro de 2003, oscilando os valores de d_{50} entre 0.26 mm e 0.65 mm. Por outro lado, a campanha efectuada em Junho de 2005 apresenta a maior dispersão do conjunto de dados, com os valores extremos a variarem de 0.196 mm a 3.029 mm. Relativamente aos valores médios de d_{50} para as diversas campanhas realizadas, estão compreendidos entre os 0.44 mm (Fevereiro de 2005) e 0.84 mm (Junho de 2003). Por último refira-se que o valor médio de

[1] Limite norte do concelho de Espinho.

d_{50} para a campanha de Junho é superior à média obtida para Fevereiro e Outubro, para os três anos apresentados.

Tabela 5.5 - Dimensão da granulometria média - d_{50} (mm) (Coelho, 2005).

km	2003			2004			2005		
	Fev	Jun	Out	Fev	Jun	Out	Fev	Jun	Out
6.5	0.76	0.64	0.61	0.64	0.62	0.56	0.64	0.47	0.56
8.0	0.40	0.62	0.47	0.62	0.58	0.59	0.37	0.62	0.42
8.5	0.54	0.68	0.56	0.51	0.61	0.50	0.41	0.51	0.60
9.6	0.37	0.53	0.37	0.36	0.39	0.38	0.38	0.39	0.45
10.7	0.54	0.62	0.53	0.43	0.44	0.54	0.39	0.61	0.58
15.8	0.66	0.81	0.64	0.71	0.75	0.69	0.73	0.71	0.71
16.1	0.80	1.30	0.62	0.68	0.75	0.71	0.68	0.69	0.74
16.8	0.45	0.59	0.63	0.51	0.69	0.72	0.50	0.39	0.59
42.9	0.32	0.29	0.26	0.20	0.23	0.24	0.20	0.20	0.19
43.2	0.34	0.33	0.35	0.32	0.36	0.35	0.38	---	0.37
45.4	0.34	0.54	0.37	0.81	0.57	0.53	0.42	0.61	0.41
46.0	0.40	0.56	0.40	0.43	0.52	0.64	0.39	0.43	0.56
46.7	0.36	0.65	0.39	0.60	0.42	0.42	0.36	0.58	0.47
48.0	0.32	0.35	0.39	0.49	0.58	0.35	0.40	0.63	0.40
51.7	1.87	0.74	0.60	0.74	0.89	0.58	0.41	1.19	0.63
52.3	0.38	1.86	0.66	0.79	0.61	0.46	0.38	3.03	0.83
52.6	0.52	3.14	0.46	0.60	1.38	0.36	0.41	0.49	0.52
54.4	0.62	1.30	0.40	1.53	2.88	0.59	0.51	0.40	0.66
56.7	0.42	0.70	0.38	0.66	1.74	0.63	0.38	0.76	0.68
57.0	0.42	0.61	0.34	0.39	0.38	0.35	0.40	0.61	0.38
Média	**0.54**	**0.84**	**0.47**	**0.60**	**0.77**	**0.51**	**0.44**	**0.70**	**0.54**

Estes valores foram divididos em dois grupos (Figura 5.10 e Figura 5.11). O primeiro grupo corresponde aos dados entre Esmoriz e a Torreira e o segundo grupo entre o quebramar sul da embocadura da Ria de Aveiro e a Praia de Mira. As amostras do primeiro grupo caracterizam fundamentalmente o Sector A, apresentando uma pequena dispersão de d_{50} e mostrando ser constituído por sedimentos com dimensões entre 0.36 mm e 0.81 mm, excepto para uma amostra com dimensão média de 1.30 mm. Relativamente ao Sector B apenas apresenta um local de amostragem, manifestando a mesma tendência que o Sector A.

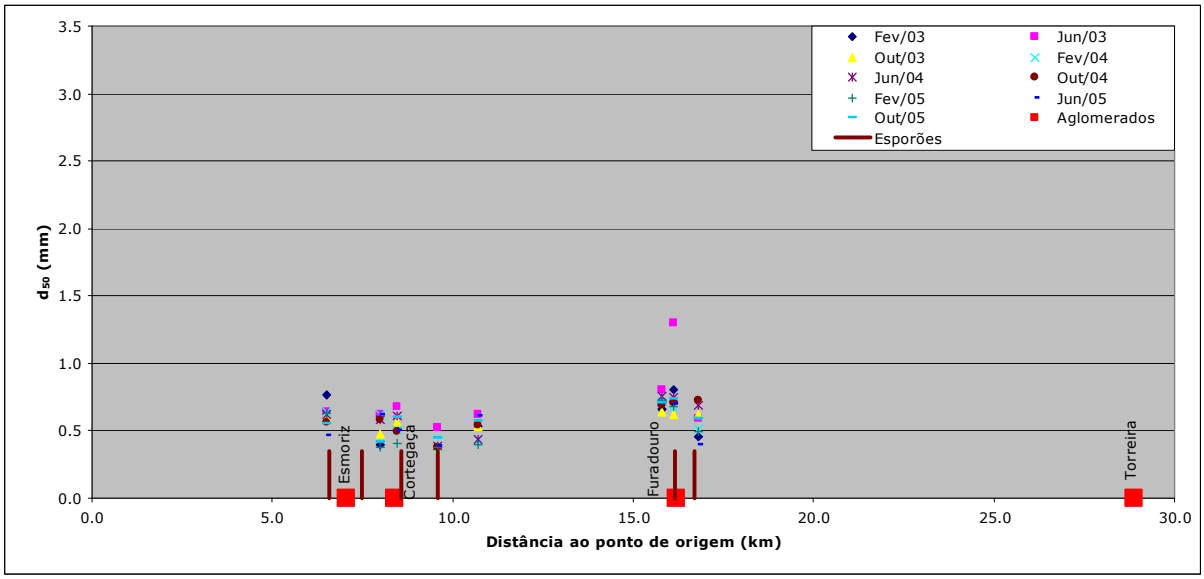


Figura 5.10 - Distribuição espacial da granulometria média (dados de Coelho, 2005).

O segundo grupo, correspondente ao Sector C da zona de estudo, apresenta dois subsectores distintos. O primeiro, situado entre a embocadura da Ria de Aveiro e o 5º esporão da Costa Nova, apresenta uma dispersão reduzida, variando entre 0.19 mm e 0.81 mm. De referir que os valores de menor dimensão dos sedimentos localizam-se a Norte do quebramar Sul da embocadura da Ria de Aveiro, com uma variação entre 0.19 mm e 0.32 mm. O segundo subsector, localizado entre a Vagueira e a Praia de Mira, apresenta uma grande dispersão dos valores médios, com variação entre 0.34 mm e 3.14 mm.

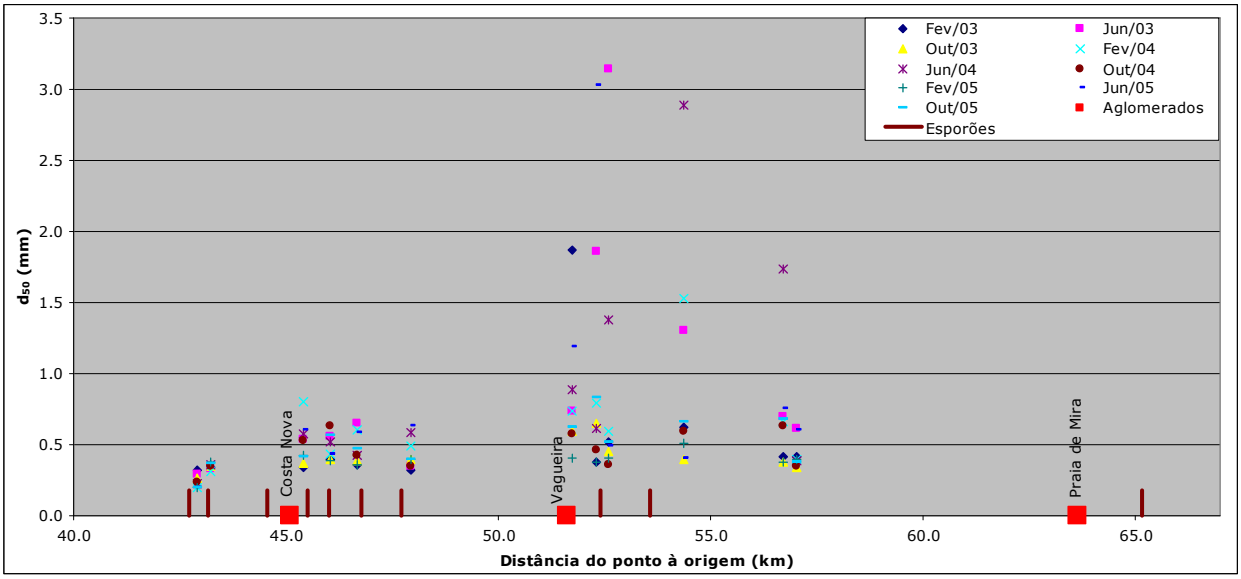


Figura 5.11 - Distribuição espacial da granulometria média (dados de Coelho, 2005).

Comparando, para o sector C, os valores apresentados por Ferreira, 1998 (0.48 mm), por Pereira, 2001 (0.45 mm) e Coelho, 2005 (0.60 mm), verifica-se que o valor da dimensão média dos sedimentos é relativamente semelhante.

5.2.4 Geomorfologia

A área em estudo é caracterizada por uma extensa praia com cerca de uma centena de quilómetros de comprimento, correspondendo a uma zona plana de baixa altitude e grande uniformidade topográfica (Figura 5.12), típica das planícies costeiras, praticamente lineares e com orientação NNE-SSW, interrompida pela embocadura da Ria de Aveiro.

Esta zona costeira é dominada pela lagoa de Aveiro, na qual desagua o rio Vouga. Este sistema lagunar comunicava no passado com o oceano Atlântico através de canais, formados naturalmente, tendo a actual embocadura sido fixada artificialmente em definitivo em 1808 por dois quebramares (Figura 5.13).

A zona costeira de Aveiro sofre, desde o início do século XX, uma inversão do seu comportamento morfológico. Após um período de sedimentação acentuado, que se traduziu na formação da estrutura geomorfológica actual, verifica-se um processo erosivo generalizado, devido à redução do volume de sedimentos na fonte (Rio Douro e Ria de Aveiro) que, em algumas áreas da zona costeira em estudo, é extremamente intenso e grave, pondo em risco as frentes urbanas e habitats existentes.

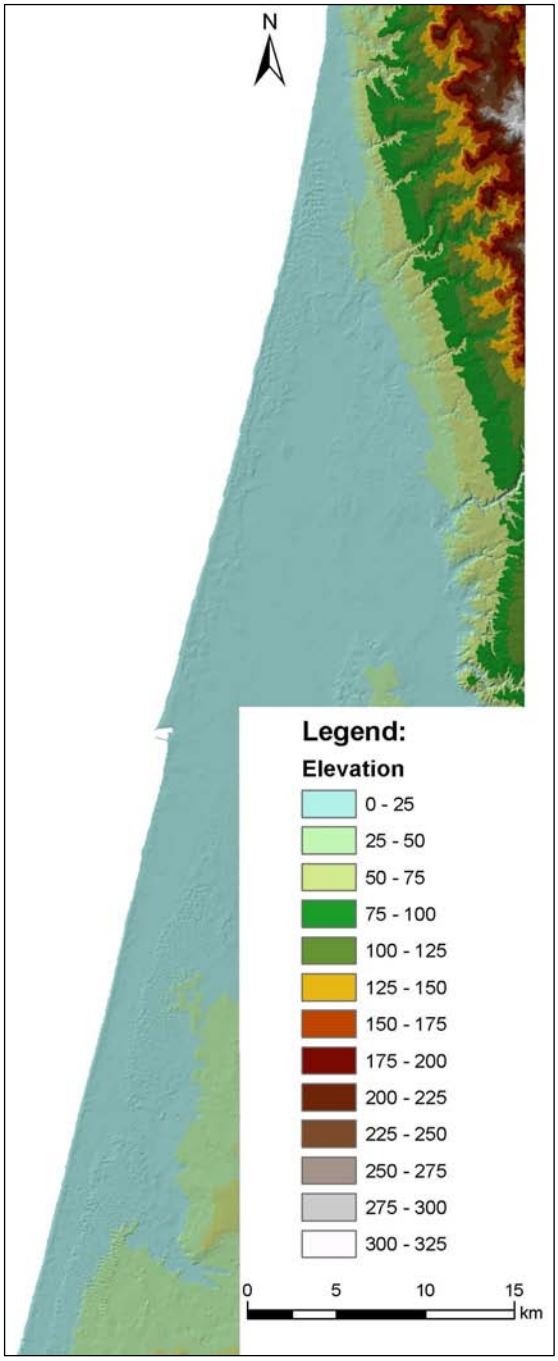


Figura 5.12 – Modelo digital do terreno.

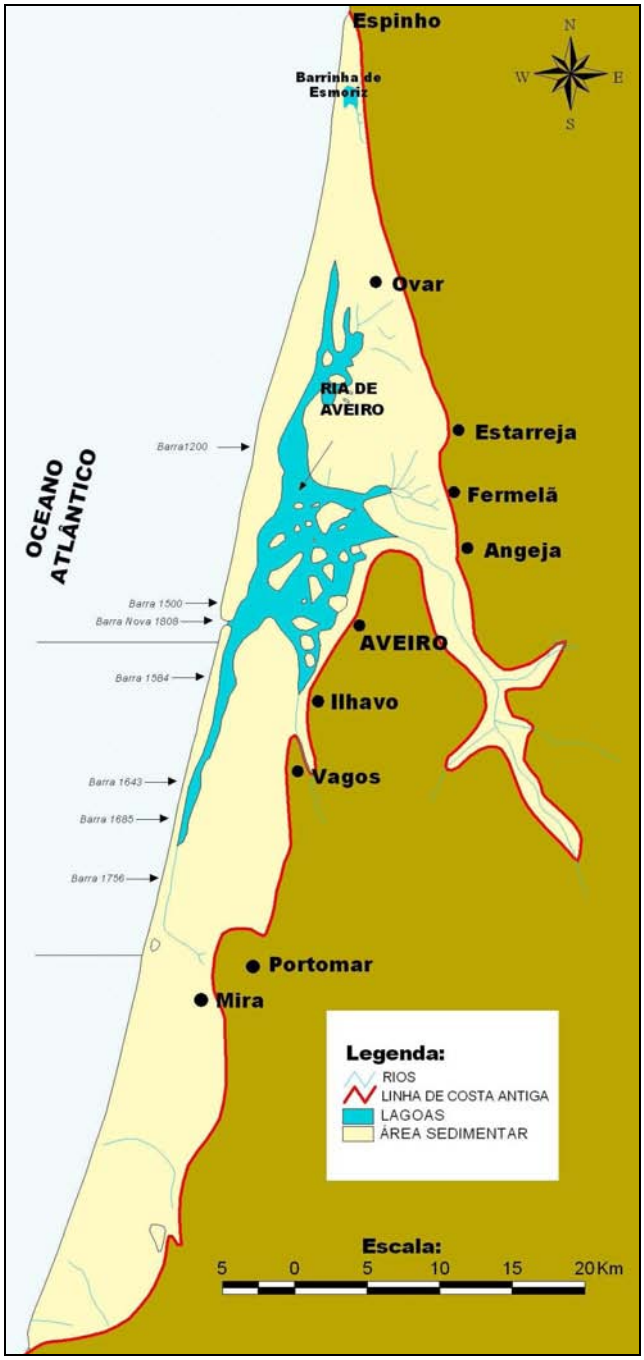


Figura 5.13 - Antiga linha de costa e posição das embocaduras de 1200 a 1756 (adaptado de Delgado e Choffat).

De acordo com a nomenclatura apresentada no capítulo 4, esta zona costeira pode ser classificada em função do que ocorreu em duas épocas distintas. A primeira foi dominada por uma forte acumulação de sedimentos e a segunda, bem mais recente, por um processo de forte erosão. Com base na classificação de Shepard, esta zona costeira pode ser classificada como uma zona costeira secundária modelada primariamente por agentes ou organismos marinhos, podendo ou não ser uma costa primária antes de ser modelada pelo mar.

Em relação ao primeiro período, a zona costeira de Aveiro corresponde a uma costa com deposição marinha (sedimentação), devido à agitação, às correntes e ao volume de sedimentos disponíveis e transportados ao longo da costa. Assim esta zona pode ser classificada da seguinte forma:

- **Costa-Barreira (Lagoa de Aveiro);**

- Cordões-barreira – restinga que fechou completamente a baía (antes de 1808), embora com diversos episódios de abertura e fecho de embocaduras por meios naturais;
- Restingas-barreira – Restingas ligadas a terra (após 1808 devido à abertura artificial da embocadura);
- Praias planas – Extensões planas de areia diferindo das barreiras por não possuirem lagoa (Espinho – Furadouro e Mira – Cabo Mondego).

Relativamente ao segundo período (actualmente) trata-se de uma costa em erosão, provocada pela agitação e pela redução do volume sedimentar transportado, entre outras causas.

Segundo alguns autores não é fácil atribuir-lhe uma génese nem uma classificação (Granja, 1996; Freitas, 1996). Contudo, referem que este sector costeiro se pode enquadrar nos sistemas de barreira.

Esta zona costeira é dominada pela lagoa de Aveiro, na qual desagua o rio Vouga. Este sistema lagunar comunicava no passado com o oceano Atlântico através de canais, formados naturalmente, tendo a actual embocadura sido fixada artificialmente em definitivo em 1808 por dois quebramares (Figura 5.13).

A lagoa de Aveiro, nomeadamente o canal de S. Jacinto e o canal de Ovar a Norte e o canal de Mira a Sul, estão separados do Oceano Atlântico por dois cordões arenosos (restingas). Estas restingas apresentam uma largura variável, apresentando a restinga Norte uma largura média de cerca de 1500 m, enquanto que a restinga Sul apresenta uma largura média de cerca de metade deste valor, e uma largura mínima de cerca de 200 m.

A área de estudo apresenta no limite Norte e Sul duas pequenas lagoas, a Barrinha de Esmoriz e a Barrinha de Mira. A Barrinha de Esmoriz é uma pequena bacia lagunar, separada do mar apenas por uma lingueta de areia de grande instabilidade fisiográfica, onde afluem as Ribeiras de Cortegaça e a de Rio Maior (Teixeira e Assunção, 1963). Actualmente, esta pequena lagoa encontra-se em processo de colmatação por deposição de materiais fluviais. Relativamente à Barrinha de Mira é uma pequena lagoa (800 m de largura por 1000 m de comprimento), pouco profunda e de contornos, em grande parte, artificializados (Ferreira, 1998).

Nesta região podem ser observadas, por quase toda a área, dunas holocénicas apenas interrompidas por povoações. Podem também distinguir-se dois tipos principais de dunas, sendo um o cordão dunar frontal propriamente dito e outro de dunas interiores, que se podem diferenciar em várias formas e orientações. A vastidão dos campos dunares reflecte o fornecimento sedimentar abundante que ocorreu no passado que foram, e posteriormente, remobilizados eolicamente (Ferreira, 1998).

Actualmente, e devido ao fenómeno erosivo, o cordão dunar frontal tem sofrido perdas sedimentares muito significativas, em especial pela acção da agitação, com a ocorrência de tempestades e consequentes galgamentos e ruptura do cordão dunar frontal. Em algumas áreas da zona em estudo o cordão frontal é praticamente inexistente, variando em largura de norte para sul. Um exemplo deste facto é a restinga sul entre a Vagueira (0 m) e a Praia de Mira (100 m).

5.2.5 Inclinação da Face da Praia

A definição de um declive representativo do talude de praia é algo subjectivo, face á existência de perfis transversais com geometrias complexas e variáveis no tempo.

É raro observar na natureza uma praia que apresente uma inclinação uniforme e plana, pois manifestam geralmente um perfil côncavo com inclinações variáveis entre as diversas formações ao longo da costa (crescentes, megacrescentes).

A determinação do declive da face da praia pode ser efectuada com a utilização de fórmulas elaborda por diversos autores, como por exemplo: Komar, 1976; Sunamura, 1984; Kamphuis, 1986; Kriebel *et al*., 1991. Contudo, para serem aplicadas é necessário obter parâmetros da agitação como a altura de onda na rebentação (H_b) e o período de rebentação (T_b).

A utilização de um único valor médio para a obtenção dos parâmetros morfodinâmicos é comum. Contudo, o resultado desses parâmetros não é constante, quer por variações no pendor da praia, quer por variações das condições de agitação no espaço e no tempo. Desta forma, os parâmetros morfodinâmicos, apesar de serem descritores úteis dos sistemas de praia e pré-praia, não permitem a comparação desses sistemas (Ferreira, 1998).

Ferreira, 1998, dividiu a praia em diferentes sectores, correspondentes aos vários locais onde ocorre transformação das condições de ondulação e rebentação. Deste modo considerou três sectores para sete praias entre a Vagueira e Cabo Mondego: a face da barra externa, a face da barra interna e a face da praia. Com base em levantamentos batimétricos de 1987 e 1990, obteve pendores médios para a barra externa e para a barra interna de 0.022 e 0.023. Para o cálculo de pendores médios para a face de praia, Ferreira, 1998, utilizou cinco levantamentos efectuados entre Setembro de 1992 e Junho de 1993, sendo obtido um valor médio para os cinco levantamentos de 0.09.

Pereira, 2001, determinou para a região compreendida entre Sul da Costa Nova e o Poço da Cruz 10 perfis e para um período de 12 meses, o declive da face da praia, calculando a tangente dos ângulos da face da praia, a partir dos perfis obtidos, utilizando a razão entre a diferença de cotas e a diferença de distâncias horizontais correspondentes a dois pontos. Durante este período os pendores médios para os 10 perfis estavam compreendidos entre 0.070 e 0.116, apresentando um valor médio global de 0.084.

Baptista, 2006, realizou um conjunto alargado de levantamentos (14 levantamentos entre Novembro de 2001 e Janeiro de 2004) da praia emersa utilizando GPS entre o Esporão sul da Vagueira e o Poço da Cruz. Após a geração de modelos digitais de terreno determinou um grupo de perfis com um espaçamento de 200 m, obtendo uma inclinação média da face da praia de 0.075, com um pendor máximo e mínimo de 0.176 e 0.017 respectivamente. Contudo, analisando estes dados para o ano de 2002 e 2003 verifica-se que os valores médios da face da

praia são de 0.067 e 0.085 respectivamente, variando para 2002 entre 0.155 e 0.017 e para 2003 entre 0.176 e 0.029.

No decorrer deste trabalho foram também determinados cerca de 190 perfis da face da praia para os sectores em estudo, utilizando os levantamentos fotogramétricos resultantes dos levantamentos fotográficos de 29 de Setembro de 1996 e 17 de Setembro de 2001. Assim, a inclinação média obtida para 1996 e para 2001 para o sector A foi de 0.074 e de 0.077, para o sector B de 0.076 e 0.077 e para o sector C de 0.084 e 0.088.

Contudo, em especial para os sectores A e C, nos quais apresentam um número considerável de obras de defesa, deve-se distinguir as zonas com esporões e zona "natural". Deste modo, para o sector A a zona com esporões e a zona "natural" apresentam um pendor da face da praia para 1996 de 0.075 e 0.074 e para 2001 de 0.074 e 0.078, respectivamente. Relativamente ao sector C podem ser distinguidas duas zonas com esporões, a primeira entre a praia da Barra e a Costa Nova com um declive da face da praia de 0,07 para ambos os anos analisados, e a segunda a zona entre os esporões da Vagueira, que apresenta um declive de 0.122 e 0.111 para os anos de 1996 e 2001. Quanto à zona "natural" podem ser igualmente distinguidas duas zonas, a primeira localizada entre a Costa Nova e a Vagueira a qual apresenta valores de 0.067 e 0.076 para 1996 e 2001 e a segunda zona entre o esporão sul da Vagueira e a Praia de Mira cujos valores do pendor da face da praia para 1996 é de 0.092 e para 2001 é de 0.097.

5.2.6 Nível Médio do Mar

Para além das flutuações diárias do nível da água do mar produzidas pela maré, são também detectadas variações sazonais devido a variações da temperatura da água, grandes chuvadas ou flutuações no caudal desaguado dos rios para o mar (Coelho, 2005). Outra variação importante do nível da água do mar deve-se ao avanço e recuo glaciar ao longo de milhares de anos. Nos últimos 20 mil anos o nível médio do mar mudou mais de 100 m e estas variações estendem-se por mais de 3 milhões de anos (Komar, 1998).

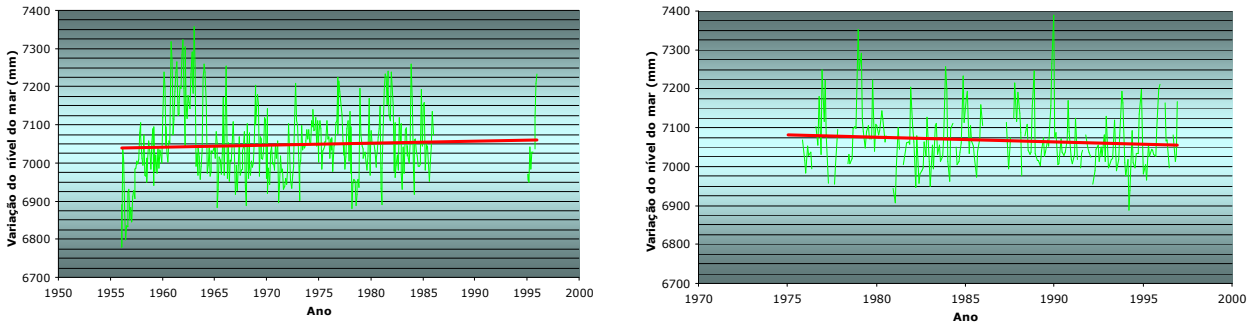
O estudo da evolução recente do nível médio da água do mar conta, actualmente, com duas importantes abordagens, nomeadamente as séries maregráficas e os dados de altimetria por satélite (Baptista, 2006).

O estudo da mudança relativa do nível médio da água do mar ao longo da costa portuguesa, é baseado em registos dos marégrafos de Cascais e Lagos, com séries de dados de 118 e 92 anos respectivamente, indicando uma tendência de elevação do nível médio de 1.3±0.1 mm/ano e 1.5±0.2 mm/ano (Andrade e Freitas, 2002), Figura 5.14 c) e d).

No entanto esta tendência diminui de valor para Leixões, sendo mesmo invertida a tendência para Aveiro onde se verifica uma descida do nível médio do mar (Figura 5.14 a) e b)). Este facto está sobretudo relacionado com o número de registos existente para cada um dos marégrafos. No entanto, se forem analisados para os quatro marégrafos o período compreendido entre 1975 e 1996, observa-se que a tendência da subida do nível médio do mar, apresenta uma desaceleração para Cascais e Lagos, mantendo-se mesmo estável para Leixões (Figura 5.15).

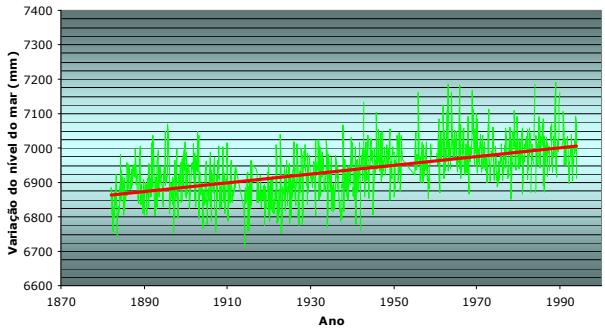
Araújo, 2002, analisou séries de dados para 20 marégrafos localizados na Península Ibérica, sendo a tendência da maioria das estações para um aumento do nível médio do mar, muito

embora o valor dessa subida seja muito diferente de estação para estação, existindo mesmo estações com tendências decrescentes.

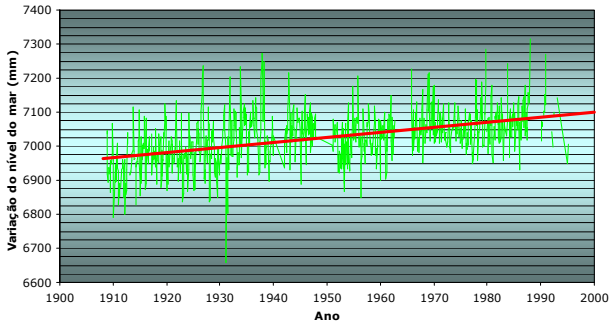


a) Variação do nível do mar em Leixões (1956-1996)

b) Variação do nível do mar em Aveiro (1975-1996)



c) Variação do nível do mar em Cascais (1882-1992)



d) Variação do nível do mar em Lagos (1909-1999)

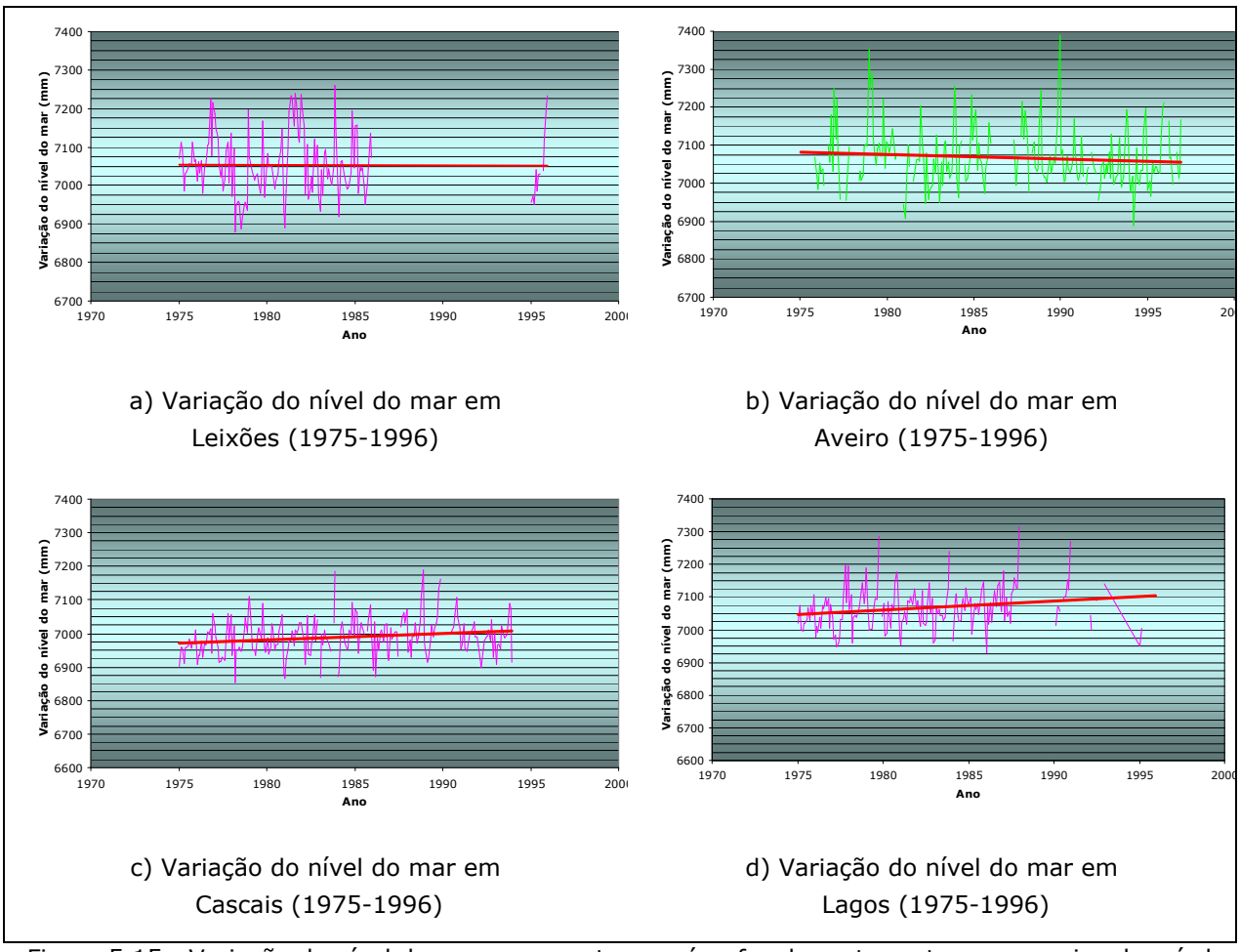
Figura 5.14 – Variação do nível médio do mar para quatro marégrafos da costa portuguesa (http://www.pol.ac.uk/psmsl/psmsl_individual_stations.html).

Segundo estes dados, durante o século XX, o nível médio em Portugal subiu cerca de 15 cm. Esta subida comparada com os registos de temperatura da superfície do Atlântico Norte sugerem que a expansão térmica do oceano é responsável pela subida observada em Portugal (Andrade e Freitas, 2002).

De acordo com Andrade e Freitas, 2002, o contributo para a erosão costeira da costa portuguesa, da subida do nível do mar após 1950 está compreendido entre 10 e 15%. A quantidade de sedimentos eventualmente perdida para a plataforma continental e o necessário reajustamento da forma da linha de costa e dimensão do perfil litoral é reduzido quando comparadas com os volumes de sedimentos movimentados, em zona de praia submersa de baixa profundidade, pelo transporte longitudinal induzido pela agitação. Assim, este factor é por isso um factor secundário no que diz respeito às mudanças da linha de costa em escalas temporais típicas de engenharia.

Barbosa *et al*., 2004, referido por Baptista, 2006, utilizaram dados de altimetria por satélite para o estudo das variações do nível médio do mar, considerando séries temporais que incluem a quase totalidade de dados disponíveis, referentes ao período compreendido entre 1992 e 2004. Os resultados obtidos para o Atlântico Subtropical, que inclui a latitude de

Portugal continental, indicam uma subida de 2 mm/ano, o que está de acordo com os apresentados por Andrade e Freitas, 2002.



a) Variação do nível do mar em Leixões (1975-1996)

b) Variação do nível do mar em Aveiro (1975-1996)

c) Variação do nível do mar em Cascais (1975-1996)

d) Variação do nível do mar em Lagos (1975-1996)

Figura 5.15 - Variação do nível do mar para quatro marégrafos da costa portuguesa em igual período (1975-1996), (http://www.pol.ac.uk/psmsl/psmsl_individual_stations.html).

No entanto, a maior parte dos trabalhos apresentados nos últimos anos, são unânimes em admitir a tendência da subida global do nível médio do mar, embora as causas, as taxas e as tendências futuras apresentem alguma controvérsia.

5.3 Metodologia de Identificação de Hidroformas e Hidromorfologia Costeiras

5.3.1 Introdução

A metodologia para o estudo de hidroformas e hidromofologias costeiras locais apresenta duas fases: a criação e desenvolvimento da base de dados e a interpretação e análise de fotografias aéreas usando métodos distintos.

Este trabalho foi iniciado com uma pesquisa pormenorizada da informação aéreo-fotográfica existente, de modo a que a análise a realizar no futuro não ficasse comprometida por falta de dados. Nesse sentido, foram realizados contactos com o Instituto Geográfico Português (IGP) e o Instituto Geográfico do Exército (IGEOE), o Instituto da Água (INAG) e outras instituições.

Após a recolha da informação, esta foi analisada qualitativa e quantitativamente, procedendo-se à sua inserção na referida base de dados SIG. Posteriormente estes dados aéreo-fotográficos foram interpretados/analisados utilizando três metodologias distintas. A primeira baseia-se na interpretação visual em ambiente SIG e as outras duas em métodos de processamento digital de imagem.

Nesta base de dados, a informação e os dados aéreo-fotográficos revelam-se vitais. É importante referir que os dados foram analisados, tendo em consideração os parâmetros de agitação, de maré, de inclinação do talude, entre outros. Assim, para além da integração dos dados aéreo-fotográficos no SIG foram também reunidos e armazenados outro tipo de dados, designadamente, da agitação, do nível de maré, da dimensão média dos sedimentos, da inclinação do talude de praia, do nível do mar, etc. Nesta base de dados foram ainda integrados/armazenados os dados resultantes da análise da fotografia aérea.

A metodologia desenvolvida nesta dissertação, apresentada nos próximos subcapítulos foi já resumidamente apresentada em Barbosa *et al*., 2003, 2005a, 2005b, 2005c e 2007.

5.3.2 Base de dados SIG

5.3.2.1 Introdução

Como foi referido anteriormente, o SIG tem um importante papel na integração e análise de dados geográficos. Deste modo, e com o intuito de atingir os objectivos desta dissertação, foi construída uma base de dados SIG, na qual foram armazenados diversos tipos e formatos de dados espaciais e alfanuméricos, existentes e gerados.

O SIG desenvolvido, numa plataforma ArcGIS, possibilitou a integração de vários tipos de dados existentes, de dados resultantes das análises e de novos conjuntos de dados de uma forma simples, assim como a sua sobreposição e a sua comparação. Esta base de dados permitiu e elevou a capacidade de análise e visualização dos diversos dados espaciais como a evolução da linha de vegetação, a medição e evolução de formas costeiras, a identificação e localização de padrões hidrodinâmicos e morfológicos ao longo do tempo, potenciando a apresentação dos resultados finais.

Para a construção da base de dados foi elaborado um esquema prévio. No desenvolvimento desta base de dados surgiram algumas dificuldades e dúvidas, visto que é composta por elementos da parte marinha e da parte terrestre. Deste modo, estruturou-se a base de dados de acordo com o tipo e o formato de informação/dados (Figura 5.16). Com esta estrutura pretendeu-se sistematizar os processos de conversão, de armazenamento, de manipulação e de análise.

Foram também definidos um conjunto de procedimentos com o objectivo de minimizar erros e melhorar o resultado final dos dados obtidos com base nos dados aéreo-fotográficos.

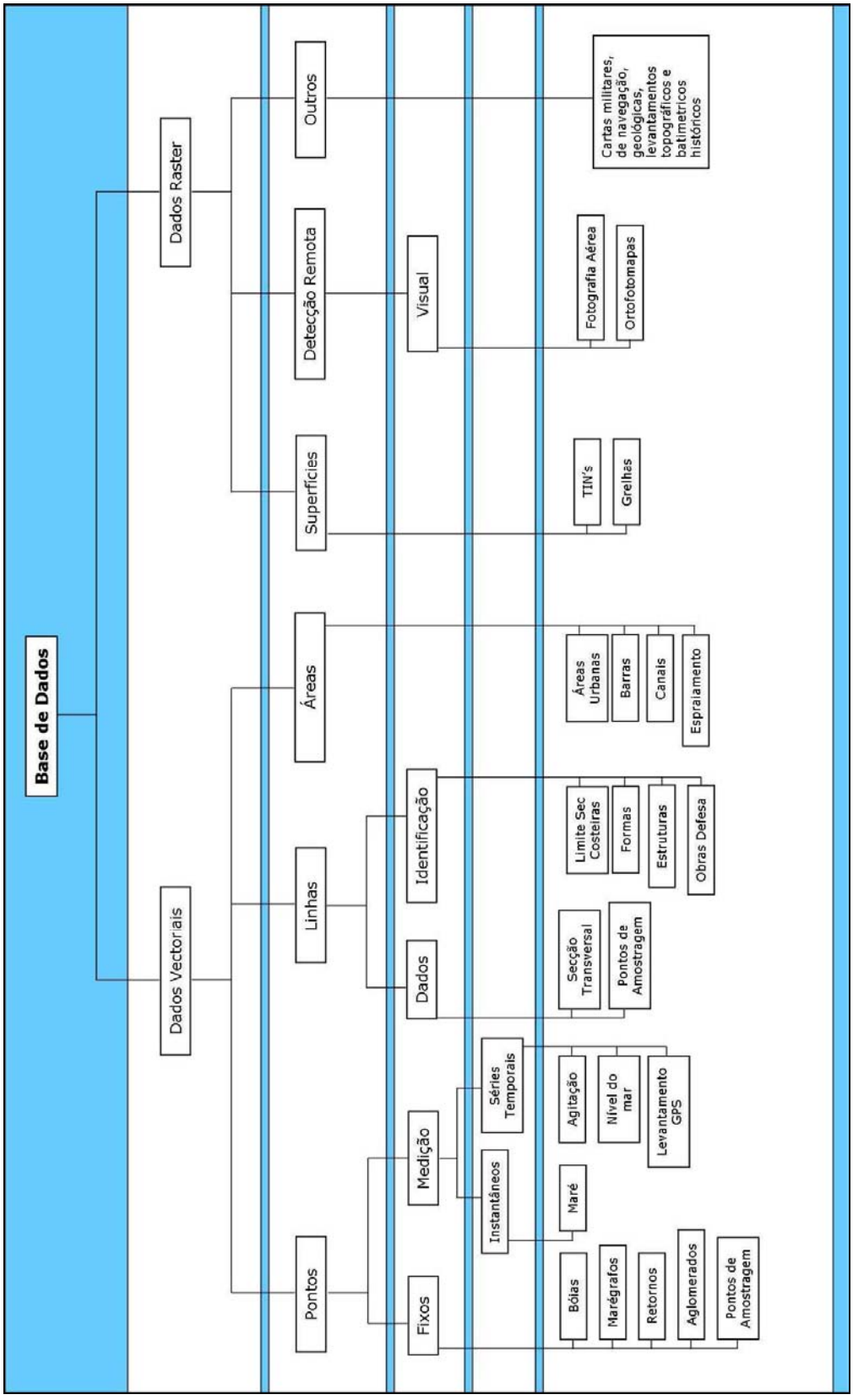


Figura 5.16 – Estrutura da base de dados SIG.

5.3.2.2 Recolha e Aquisição de Informação/Dados

Uma primeira dificuldade encontrada no decorrer desta dissertação foi a reunião/localização de dados aéreo-fotográficos.

Assim e com o intuito de reunir o maior volume possível de informação/dados aéreo-fotográficos, foi realizada uma pesquisa exaustiva da informação existente/disponível, tendo sido contactadas diversas instituições destacando-se o Instituto Geográfico Português (IGP), o Instituto Geográfico do Exército (IGEOE) e o Instituto da Água (INAG).

Com o desenrolar desta pesquisa verificou-se que, ao contrário do que se pensava numa fase inicial da dissertação, o conjunto de dados fotográficos existente era representativo, embora se encontrasse disperso por diversas instituições.

O resultado dessa pesquisa foi a recolha/aquisição de informação aéreo-fotográfica de 18 voos, realizados em 13 anos distintos, sendo o mais antigo de 12 de Junho de 1958 e o mais recente de 28 de Outubro de 2002 (Tabela 5.6).

Tabela 5.6 – Características das fotografias aéreas adquirida.

Tipo	Formato	Origem	Ano	Mês	Dia	Sistema Coordenadas	Escala	Sector A	Sector B	Sector C
Vertical	Digital	ND	1958	Junho	12	N	1:25 000			✓
Vertical	Digital	ND		Junho	13	N	1:25 000	✓	✓	
Vertical	Digital	ND		Julho	7	N	1:25 000			✓
Vertical	Digital	IGP	1965	Agosto	8	N	1:15 000			✓
Vertical	Digital	IGP	1967	Outubro	11	N	1:15 000	✓	✓	✓
Vertical	Digital	ND	1970	ND	ND	N	1:25 000		✓	✓
Ortofoto	Digital	IGP	1979	Setembro	2	S	1:10 000			✓
Vertical	Digital	IGP	1989	Maio	19	N	1:15 000			✓
Vertical	Digital	IGP	1991	Maio	3				✓	
Vertical	Digital	IGP		Outubro	16					✓
Vertical	Digital	IGP	1992	Agosto	5	N	1:15 000			✓
Ortofoto	Digital	IGP	1995	Agosto	27	S	1:40 000	✓	✓	✓
Vertical	Papel	INAG	1996	Setembro	29	N	1:8 000	✓	✓	✓
Vertical	Digital	ND	1998	Junho	12	N	1:22 000	✓	✓	✓
Vertical	Papel	INAG	2001	Setembro	17	N	1:8 000	✓	✓	✓
Vertical	Digital	Foto Engenho	2002	Agosto	13	N		✓	✓	✓
Vertical	Digital	INAG		Outubro	28	N	1:8 000	✓	✓	

Após a aquisição/reunião dos dados, estes foram submetidos a uma primeira análise qualitativa, revelando os seguintes inconvenientes:

- Informação aéreo-fotográfica com sistemas de coordenadas distintos ou sem qualquer sistema de coordenadas;
- Alguns dos levantamentos cobrem parcialmente os sectores em estudo;
- Os conjuntos fotográficos apresentam formatos diferentes;
- Estado de conservação da imagem;
- Pontos de controlo das imagens com erros num intervalo compreendido entre os 100 e os 200 m; e

- Parâmetros de voo e da câmara fotográfica desconhecidos;

Com base nesta análise foram definidos os procedimentos a realizar com o objectivo de integrar toda a informação adquirida num SIG. De seguida são apresentados os procedimento utilizados na uniformização e compatibilização dos dados aéreo-fotográficos.

5.3.2.3 Homogeneização da Informação/Dados

Ao contrário do previsto inicialmente, um elevado volume de informação não se encontrava no formato desejado, nem no sistema de coordenadas definido. Deste modo, optou-se por dividir a informação em 6 grupos distintos:

- Grupo 1 – Fotografias aéreas/ortofotomapas em formato digital e georeferenciadas;
- Grupo 2 – Fotografias aéreas/ortofotomapas em formato digital e georeferenciadas num sistema de coordenadas diferente do utilizado;
- Grupo 3 – Fotografias aéreas em formato digital mas não georeferenciadas;
- Grupo 4 – Fotografias aéreas em formato digital incompatível (*.rgb e *.cmp) e não georeferenciadas;
- Grupo 5 – Fotografias aéreas em papel;
- Grupo 6 – Levantamentos fotograméticos em AutoCad (*.dwg e *.dxf).

Deste modo, com o objectivo de uniformizar toda a informação, quer ao nível do formato, quer ao nível do sistema de coordenadas, foi efectuado um processo de homogeneização da informação. Neste processo realizaram-se essencialmente dois procedimentos: a conversão das imagens em formato convencional (papel) para formato digital – rasterização; a conversão das imagens em formato digital incompatível para formato compatível com o software SIG; a transformação do sistema de coordenadas da informação/dados com um sistema diferente do utilizado (de Lisboa, Hayford-Gauss, IGEO, ou Lisboa, Hayford-Gauss, IPCC para Datum73, Hayford-Gauss, IPCC); e a georeferenciação, de toda a informação/dados em formato digital sem sistema de coordenadas.

As fotografias em formato papel resumem-se aos levantamentos de 1996 e de 2001. Para realizar a conversão para formato digital foi utilizado um scanner, com uma resolução de rasterização de 300 dpi. Após a rasterização as imagens sofreram um processo de tratamento digital com o objectivo de melhorar a qualidade da fotografia e de visualização.

Outro processo de conversão efectuado teve como finalidade converter os formatos dos levantamentos de 1958, 1970 (*.cmp) e 1998 (*.rgb) incompatíveis com o software SIG, para um formato compatível. Numa primeira fase as imagens foram convertidas do formato original para formato "*.tif", através de uma aplicação da *Intergraph* designada por "*ImageStation Raster Utilities*". Contudo, constatou-se que o tamanho do ficheiro das imagens em formato *.tif era elevado, tendo sido convertidas para o formato "*.jpg" com ajuda do PCI Geomatica 8.3.

Relativamente aos levantamentos fotogramétricos foram convertidos para coberturas de ArcInfo, sendo posteriormente segmentados e transformados em shapefile, nomeadamente os dados altimétricos (pontos e linhas), de acordo com a extensão de cada sector. Estes dados foram utilizados na geração de modelos 3D, dos quais resultaram o conjunto de 190 perfis atrás referidos.

5.3.2.4 Georeferenciação

Na etapa seguinte foi efectuada a transformação dos dados/informação com sistemas de coordenadas diferentes para o sistema utilizado. As imagens georeferenciadas apresentam um ficheiro de texto auxiliar onde é armazenada informação relativa à dimensão do pixel (x,y) e a coordenada do canto superior esquerdo. Esta coordenada foi lida e transformada pela ferramenta de transformação online do Instituto Geográfico do Exército e posteriormente substituída pelo par de coordenadas obtido. Estas imagens, essencialmente ortofotomapas, foram posteriormente utilizadas como base na recolha de pontos para o processo de georeferenciação e de base comparativa no processo de validação da georeferenciação.

A etapa final da homogeneização foi o processo de georeferenciação, vital para a qualidade final do trabalho aqui apresentado. No início deste processo e com o objectivo de minimizar os erros de georeferenciação, foram solicitados os pontos de controlo das imagens fornecidas pelo IGP, bem como as características da câmara respectiva para cada uma das imagens. Contudo, e após a recepção dos dados fornecidos pelo IGP, verificou-se que os pontos de controlo apresentavam erros da ordem dos 100 e dos 200 m, tendo-se de imediato abandonado a possibilidade de utilização destes pontos.

Para além da inexistência de pontos de controlo para as imagens, o processo de georeferenciação é ainda dificultado pelo facto de alguns dos voos serem antigos, o que torna difícil a correspondência de pontos comuns, em especial fora das zonas urbanas.

Deste modo, numa primeira fase, optou-se pela georeferenciação das fotografias aéreas dos anos de 1996 e de 2001, uma vez que ambas apresentavam levantamentos fotogramétricos.

Esta fase constou de duas etapas. A primeira consistiu no ajuste das imagens de 1996 e 2001 aos levantamentos fotogramétricos correspondentes, bem como aos ortofotomapas e às cartas militares. Este procedimento foi realizado com recurso ao AutoCad Map, utilizando a sua função de Rubber Sheet e ajustes manuais para melhorar o resultado final (Figura 5.17).

Posteriormente, os pares de coordenadas das marcas fiduciais foram lidos e registados, sendo usados no processo de georeferenciação no ArcInfo 7.2.1, utilizando uma transformação de primeira ordem do tipo afim com quatro pontos. As imagens que não possuíam marcas fiduciais, foram-lhes adicionados previamente pontos nos cantos de cada imagem. Após a georeferenciação de cada imagem dos levantamentos anteriormente referidos, foi integrada na base de dados SIG. Na Figura 5.18 apresenta-se um exemplo do resultado final da georeferenciação.

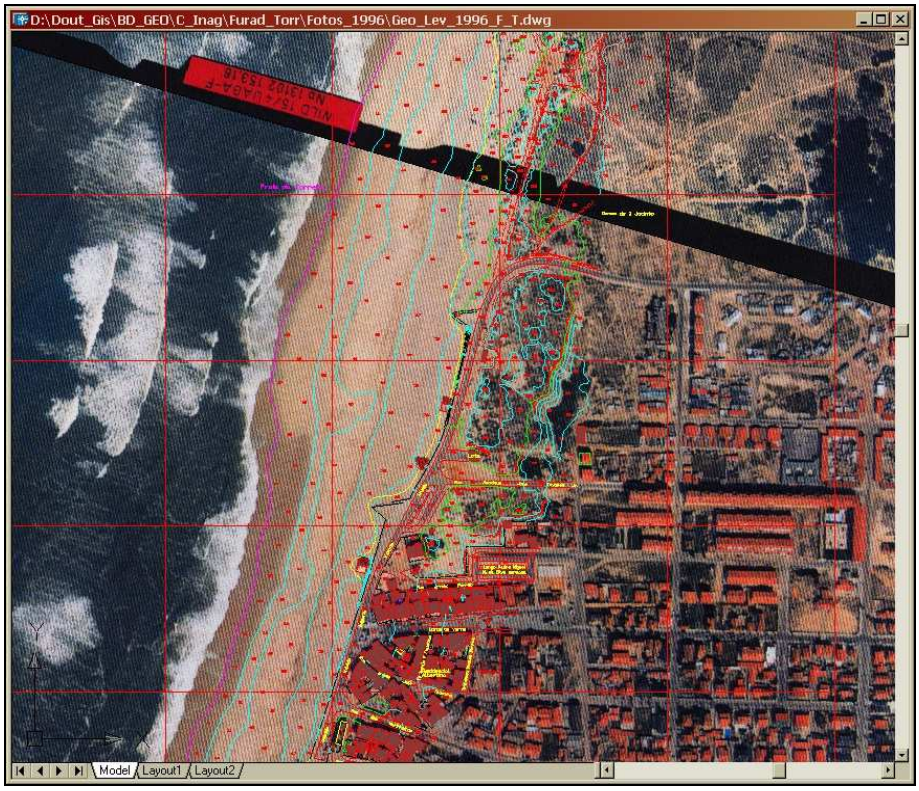


Figura 5.17 – Resultado parcial do ajuste entre as imagens de 1996 e o levantamento aéreo-fotográfico correspondente.

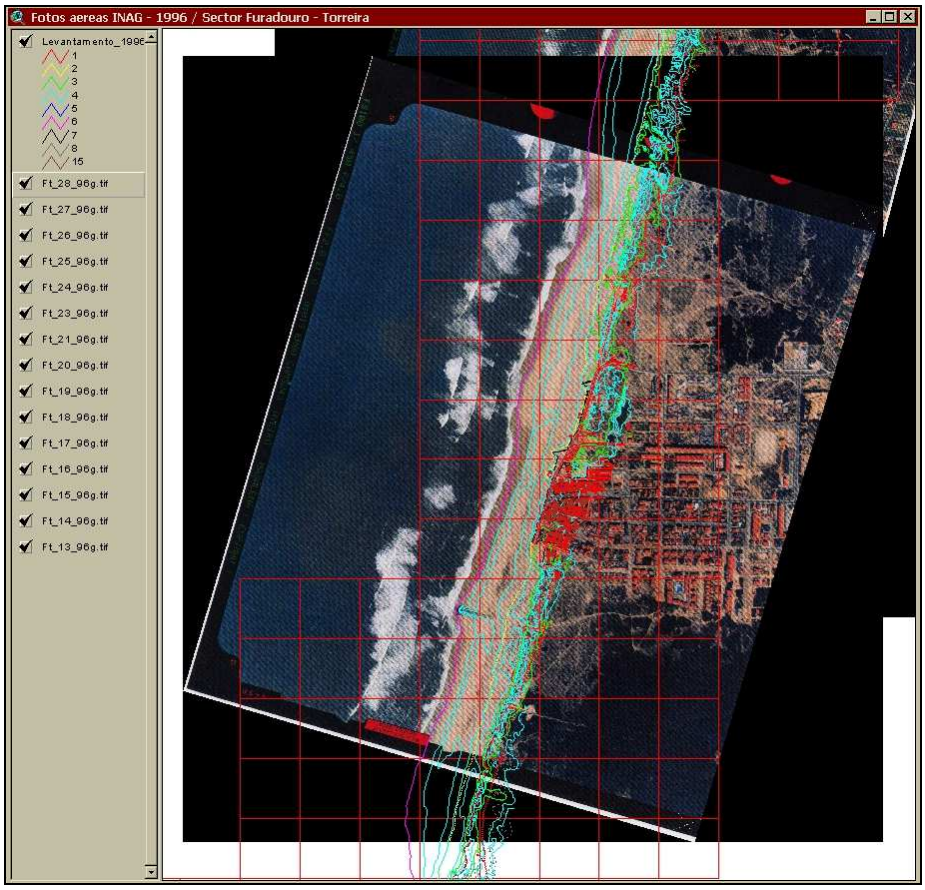


Figura 5.18 – Resultado final da georeferenciação – primeira etapa.

As imagens dos restantes voos foram também georeferenciadas, do ano mais recente para o mais antigo, utilizando este método, com a excepção do voo de 13 de Agosto 2002. No entanto, após finalização deste processo, validação, análise e discussão dos resultados, verificou-se que em alguns dos levantamentos os resultados poderiam ser melhorados.

Assim foi usado uma segundo procedimento de georeferenciação, utilizando uma plataforma SIG, o ArcGis 8.3 (Figura 5.19). Todas as imagens foram novamente georeferenciadas, utilizando-se transformações de 1ª (afim) ou de 2ª ordem, de acordo com o menor erro médio quadrático e o melhor ajuste obtido. Para a transformação de 2ª ordem foram introduzidos no mínimo 7 pontos e um máximo de 11 pontos. Com a utilização da transformação de 2ª ordem teve-se como objectivo principal a diminuição de erros de distorção das imagens resultantes da conversão para formato digital e da obliquidade.

De referir que o voo de 13 de Agosto 2002 foi apenas georeferenciado utilizando a segunda técnica, umas vez que apresentava particularidades e características distintas dos dados aéreo-fotográficos tradicionais. Este levantamento foi realizado com uma câmara fotográfica digital de 15 M pixel, apresentando uma pequena obliquidade, uma vez que não estava fixa no avião utilizado.

Esta segunda aproximação teve a mesma organização temporal, iniciando-se com os levantamentos de 1996 e 2001, seguindo a georeferenciação dos restantes voos por ordem decrescente.

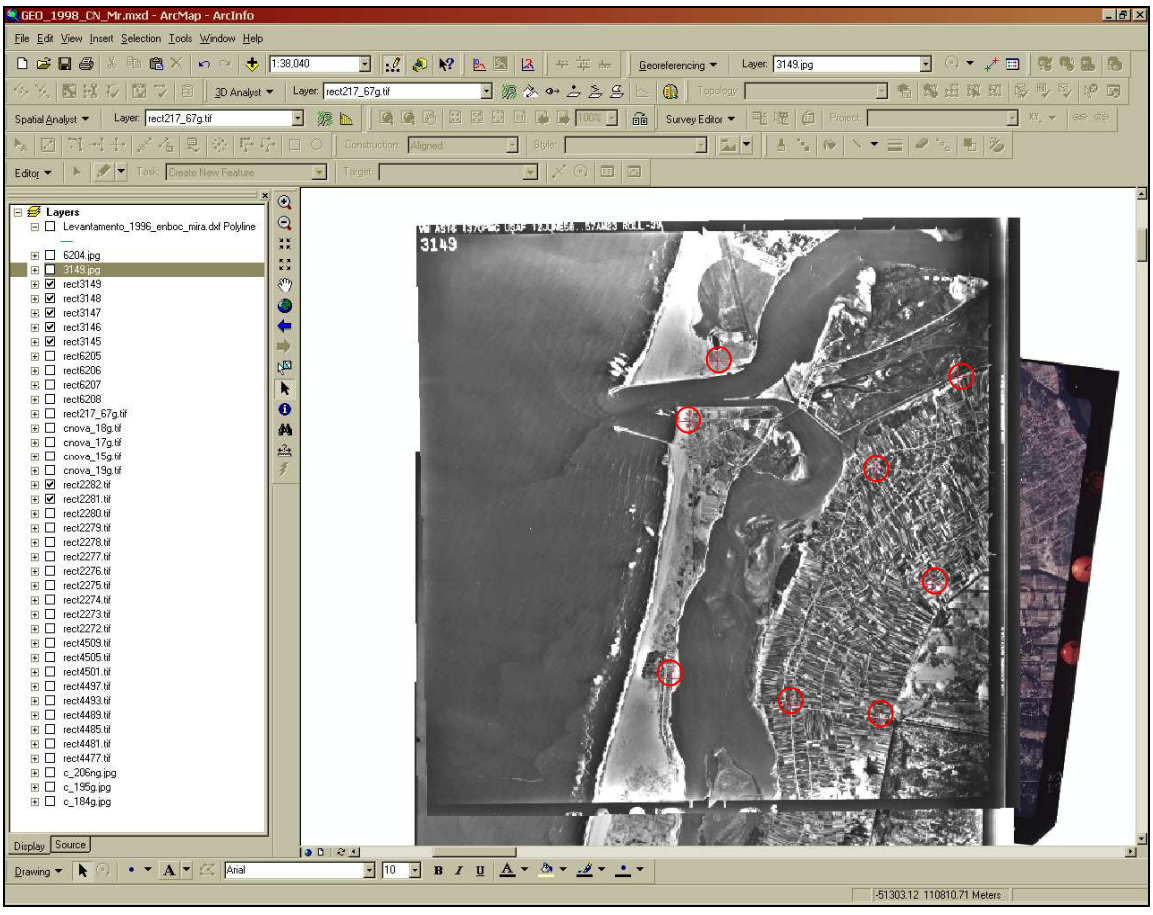


Figura 5.19 – Exemplo de georeferenciação no ARCGIS, com transformação de 2ª ordem.

De acordo com os resultados apresentados na Tabela 5.7 e Figura 5.20, verifica-se que de uma forma geral os resultados obtidos foram bons, cumprindo os padrões de exactidão posicional sugeridos pelas ASPRS (*American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*), que descreve o erro posicional (planimétrico) para a cartografia em função de escala (Tabela 5.8) com excepção do voo de 1991. Nesta dissertação não foi considerado o erro altimétrico posicional visto ser uma área relativamente plana e de reduzida elevação.

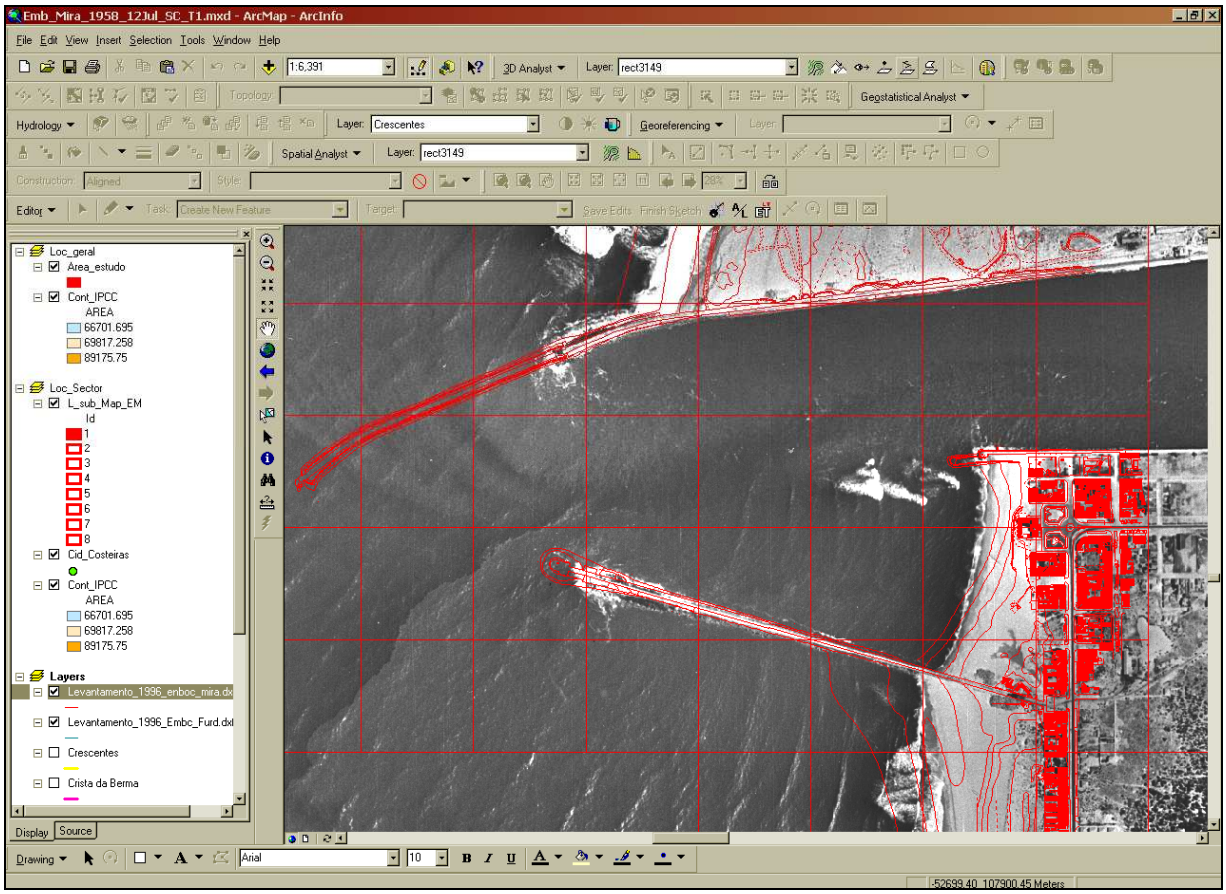


Figura 5.20 – Exemplo do resultado da georeferenciação de uma fotografia aérea de 1958.

Tabela 5.7 – Erro médio quadrático (EMQ) obtido no processo de georeferenciação.

Dados Georefenciados		
Ano	**Escala**	**EMQ (m)**
1958	1/26 000	1.4
1965	1/15 000	0.8
1967	1/15 000	1.7
1970	1/25 000	2.2
1989	1/15 000	1.0
1991	1/15 000	5.6
1992	1/15 000	0.9
1996	1/8 000	0.3
1998	1/22 000	1.4
2001	1/8 000	0.8
2002		1.3
2002	1/8 000	0.1
	EMQ_{Geo} (m)	**1.5**

Tabela 5.8 – Erro médio quadrático planimétrico (m) para a cartografia proposta pela ASPRS.

Erro posicional ASPRS	
Escala	**EMQ (m)**
1/50	0.0125
1/100	0.025
1/200	0.05
1/500	0.125
1/1000	0.25
1/2000	0.50
1/4000	1.00
1/5000	1.25
1/10000	2.50
1/20000	5.00

Por último, é de salientar que o erro de georeferenciação é apenas uma componente do erro total das imagens. O erro total pode ser traduzido pela seguinte expressão:

$$EMQ_t = EMQ_{Geo} + K \tag{5.1}$$

em que K representa o somatório dos restantes erros inerentes ao voo, às câmaras aéreo-fotográficas, à distorção resultante da conversão das imagens para formato digital, à obliquidade das imagens e aos erros do operador.

Após o processo de georeferenciação, as imagens sofreram um processo de validação da informação através da comparação/sobreposição com cartografia georeferenciada em especial com os levantamentos fotogramétricos, os ortofotomapas e as cartas militares.

5.3.2.5 Digitalização/Edição de Dados

O processo de digitalização/edição de dados é entendido nesta dissertação como a tradução das formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos, assim como a geração de temas relacionados com a localização de pontos de amostragem instantânea e temporal para modelo vectorial (pontos, linhas e polígonos). Para a concretização deste processo foi utilizado o ArcGis 8.3, e o formato *shapefile* (Figura 5.21).

Este procedimento é baseado num conjunto de considerações de identificação apresentadas e definidas mais adiante no ponto 5.3.3.2.2. A definição destas considerações foi um processo contínuo, flexível e em constante adaptação, com o objectivo de ajustar e melhorar os resultados obtidos.

Neste trabalho o elemento ponto foi atribuído à localização de pontos de amostragem (ondógrafo, marégrafo, amostras sedimentares), de padrões hidrodinâmicos (mini-correntes de retorno e correntes de retorno) e de perfis do terreno; os elementos linha a todas as fronteiras morfológicas (berma, barra submersa, linha de vegetação) e hidrodinâmicas (zona inicial de rebentação, espraiamento máximo) identificáveis, assim como a definição de linha de referência, frentes urbanas, obras de defesa longitudinal, etc; e os elementos área representam as zonas de rebentação e espraiamento, e as obras de defesa transversal.

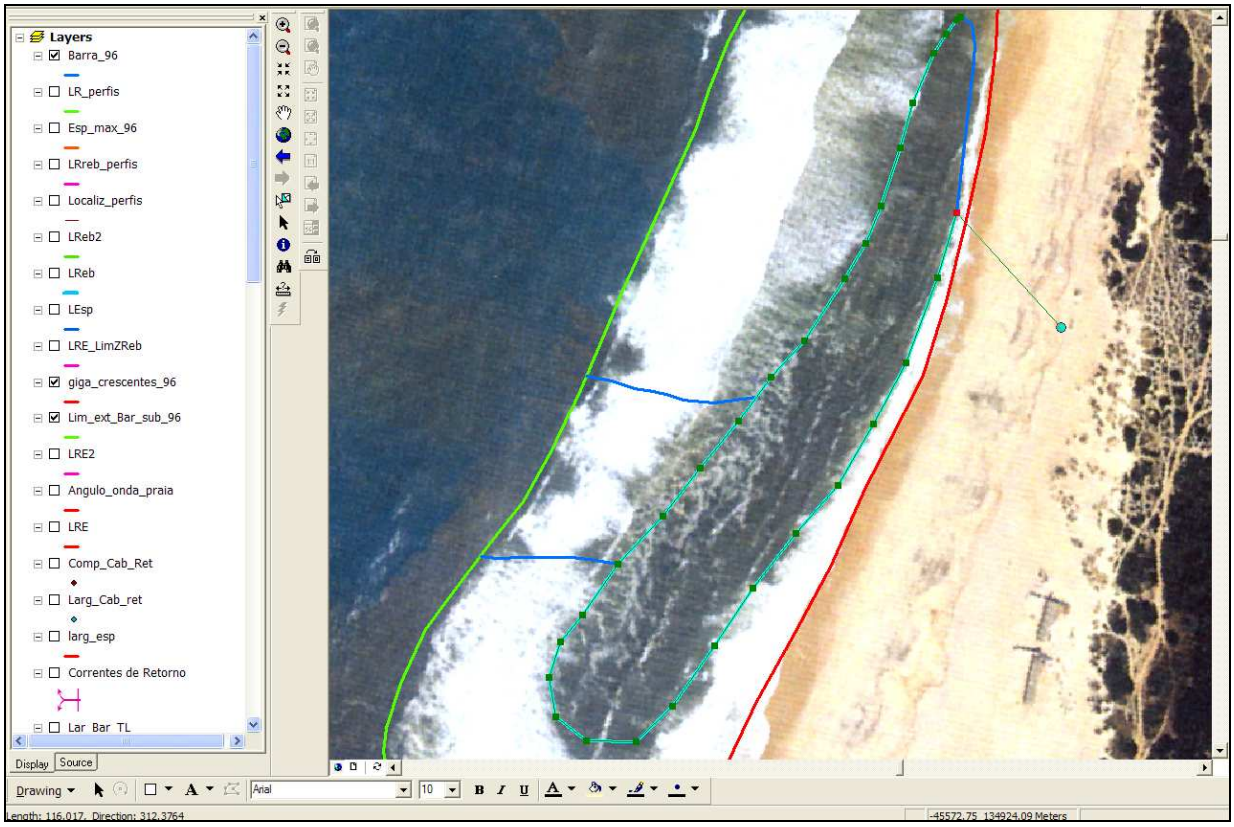


Figura 5.21 – Digitalização/edição de formas/padrões morfológicos e hidrodinâmicos.

Este procedimento é baseado num conjunto de considerações de identificação apresentadas e definidas mais adiante no ponto 5.3.3.2.2. A definição destas considerações foi um processo contínuo, flexível e em constante adaptação, com o objectivo de ajustar e melhorar os resultados obtidos.

Neste trabalho o elemento ponto foi atribuído à localização de pontos de amostragem (ondógrafo, marégrafo, amostras sedimentares), de padrões hidrodinâmicos (mini-correntes de retorno e correntes de retorno) e de perfis do terreno; os elementos linha a todas as fronteiras morfológicas (berma, barra submersa, linha de vegetação) e hidrodinâmicas (zona inicial de rebentação, espraiamento máximo) identificáveis, assim como a definição de linha de referência, frentes urbanas, obras de defesa longitudinal, etc; e os elementos área representam as zonas de rebentação e espraiamento, e as obras de defesa transversal.

5.3.2.6 Detecção e Correcção de Erros Geométricos

Após a ditalização/edição dos dados estar concluída, os dados vectoriais foram submetidos a um processo de detecção e correcção de erros geométricos, como a duplicação de informação, *overshoot, undershoot*, não sobreposição de nós ao longo de duas linhas paralelas, linhas desnecessárias, nós desunidos.

Este processo realizado com o recurso ao *ArcInfo Workstation,* permite a criação de topologias de dados, detectando-se de uma forma expedita e automática os erros geométricos já enunciados. Assim, foram convertidos os *shapefiles* (não topológicas) em coberturas (topológicas), criando-se uma estrutura topológica para polígonos (comando *clean*) e para as linhas (comando *build*).

Após a criação de topologias, os erros geométricos foram corrigidos no *ArcInfo Workstation*, utilizando o sub-modulo *Arcedit*.

5.3.2.7 Armazenamento e Integração de Dados

5.3.2.7.1 Introdução

Como pode ser observado na estrutura da base de dados definida (Figura 5.16), podem ser distinguidos dois grandes grupos de dados geográficos: os de tipo vectorial/alfanumérico e os de tipo *raster*. Deste modo, os dados vectoriais foram armazenados numa geodatabase e os dados raster armazenados na forma de ficheiros, numa primeira fase e posteriormente numa geodatabase de ficheiros.

A concepção e implementação da geodatabase foi dividida em duas fases. Na primeira fase foi criado uma base de dados protótipo para o sector A e numa segunda fase a base de dados final que engloba todos os sectores. Este processo, em particular a materialização do protótipo, foi efectuado em seis etapas: desenvolvimento da estrutura da geodatabase; modificação da estrutura no *ArcCatalog*; carregamento de informação; criação de relações topológicas; teste da funcionalidade e performance da base de dados; e revisão da estrutura da base de dados e repetição da sequência (Figura 5.22).

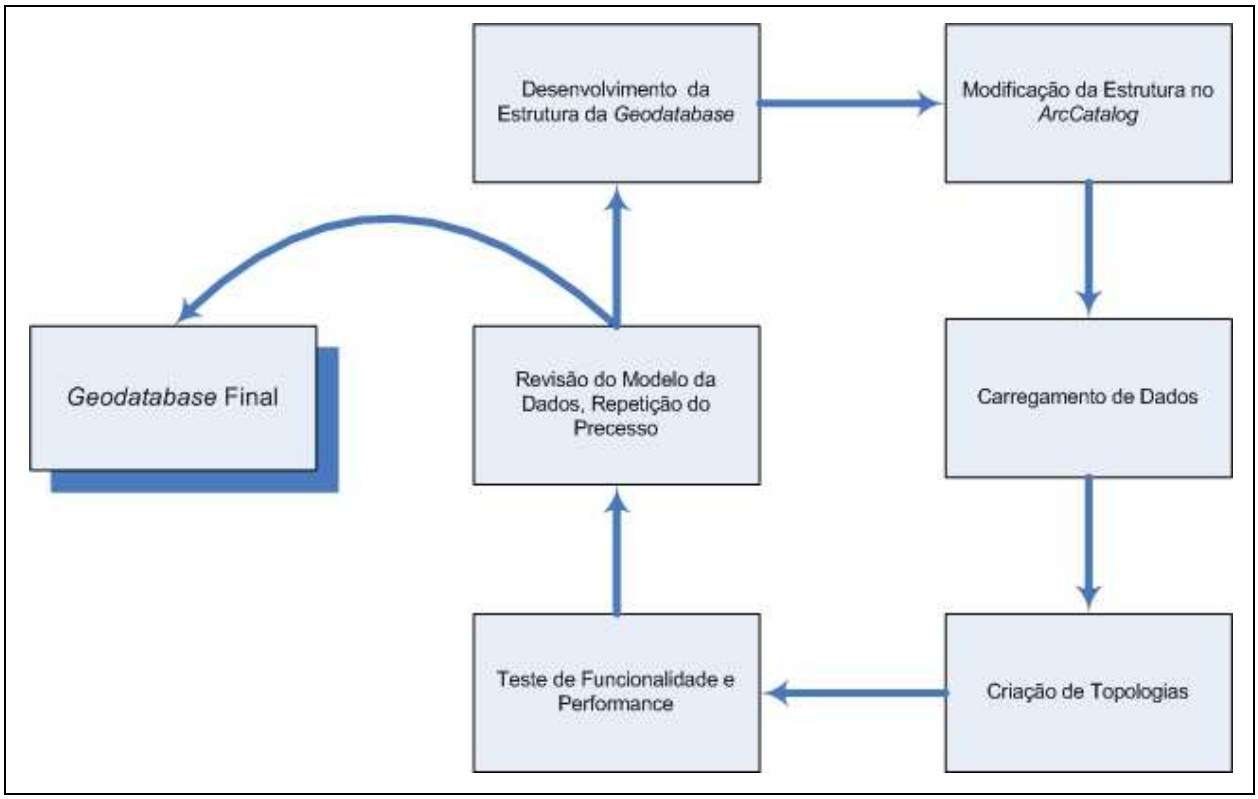


Figura 5.22 – Concepção e implementação da *geodatabase* vectorial.

5.3.2.7.2 Desenvolvimento da estrutura da geodatabase

O desenvolvimento da estrutura da geodatabase apresentada, dependeu essencialmente dos recursos disponíveis. Neste caso não existia nenhum modelo de dados predefenido, nem ferramentas de modelação UML, optando-se assim por um misto de criação de uma base de dados vazia, na qual foram criadas manualmente os conjuntos de dados (*features*

datasets), classes de dados (*features classes*), tabelas e relações entre dados, e o carregamento de classes de dados existentes, criando uma estrutura de raiz (*schema*) (Figura 5.23).

Relativamente ao sistema de referência espacial utilizado para esta base de dados optou-se pelo sistema de coordenadas Hayford-Grauss, Datum 73, IPCC.

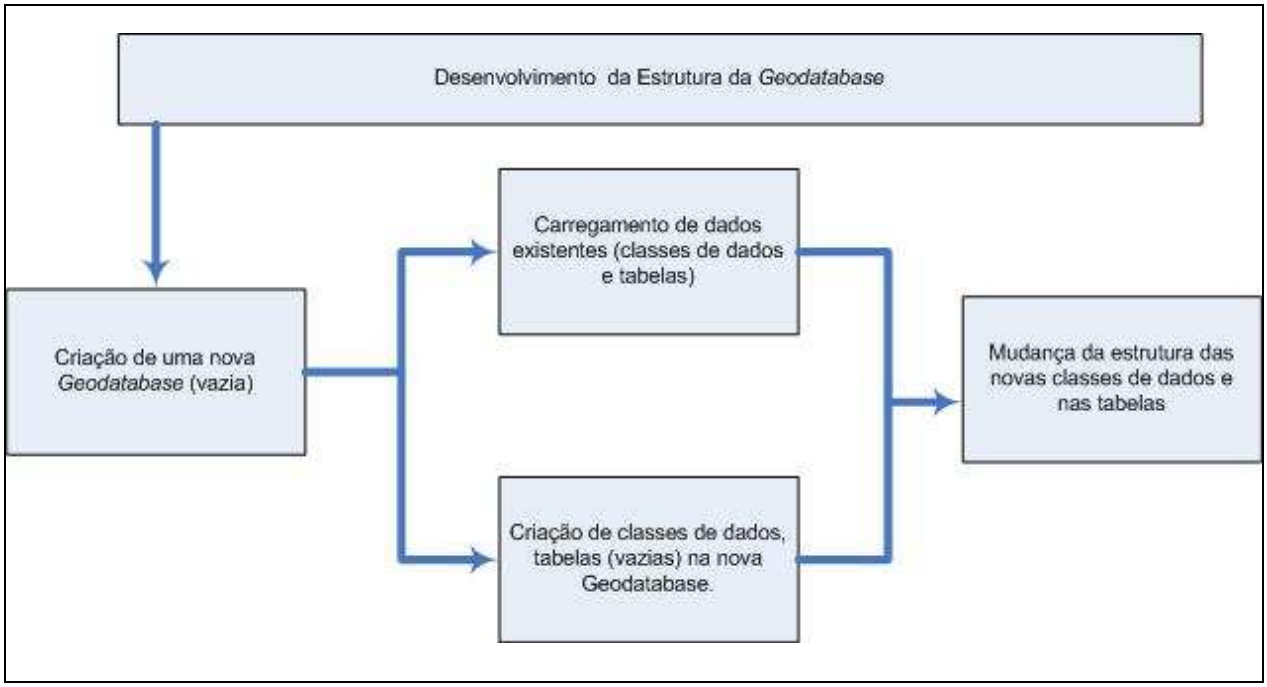


Figura 5.23 – Esquema de desenvolvimento da estrutura da Geodatabase.

5.3.2.7.3 Modificação da estrutura

Após a definição da estrutura primária da base de dados, tornou-se necessário em alguns casos modificar a estrutura da base de dados. Recorrendo ao *ArcCatalog* efectuou-se a adição e remoção de conjuntos de dados, classes de dados e tabelas, a criação e eliminação de relações entre os dados, bem como a sua modificação através da adição e eliminação de campos das tabelas (Figura 5.24).

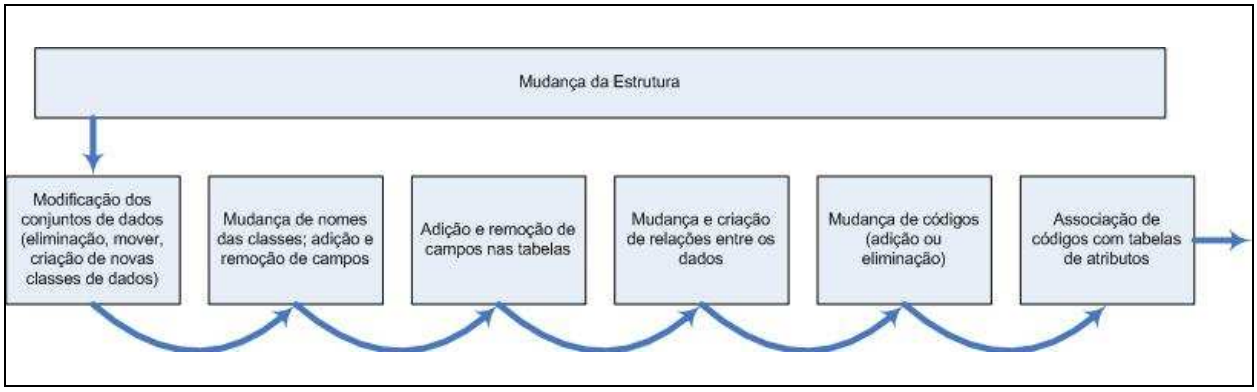


Figura 5.24 – Esquema do procedimento da modificação de estrutura.

5.3.2.7.4 Carregamento de informação

O carregamento da informação para a geodatabase desenvolvida foi sobretudo efectuado de duas formas. A primeira através da importação de *shapefiles,* coberturas, desenhos de AutoCad e de tabelas existentes e resultantes da análise das imagens aéreas e a segunda resultante do carregamento de tabelas predefinidas.

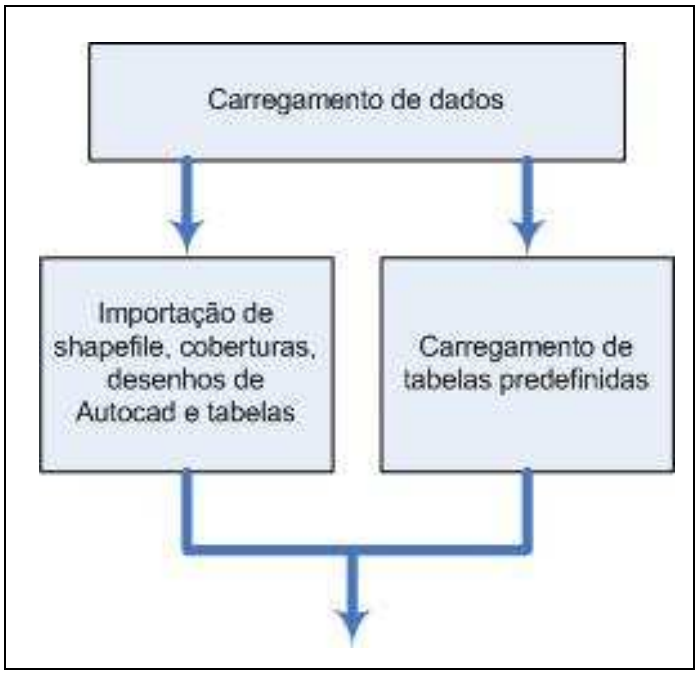


Figura 5.25 – Esquema de carregamento de dados

5.3.2.7.5 Criação de topologias

Após o carregamento da informação foram criadas para alguns conjuntos relações topológicas entre as classes de dados. Este processo foi realizado utilizando o ArcCatalog.

5.3.2.7.6 Teste da funcionalidade e performance

Esta geodatabase faz parte de um SIG, com o objectivo de identificar e analisar formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos. Deste modo, o teste da geodatabase foi realizado com o objectivo de verificar se os conjuntos de dados, as classes de dados e as tabelas eram representativas para o objectivo proposto, tendo sido criados com base nesta informação mapas, gráficos de análise, esquemas resumo, cálculos de dinâmica costeira, etc.

5.3.2.7.7 Revisão do Modelo

Durante a fase de teste da funcionalidade e performance surgiram alguns problemas. Estes problemas estavam relacionados com o desenho inicial da base de dados relativamente às tabelas e classes de dados em alguns casos excessivas e noutros em falta, relações criadas entre os dados sem inter-relação e conjuntos de dados definidos de forma inconveniente.

Posteriormente foi efectuada uma correcção na qual se definiu uma nova estrutura organizativa da geodatabase, procedendo-se à respectiva modificação no arcatalog, como foi referido anteriormente.

A base de dados resultante foi novamente testada, tendo-se verificado que satisfazia os requisitos e os objectivos propostos para a qual tinha sido criada, dando-se assim por finalizado o processo de concepção da geodatabase, iniciando-se a sua ampliação aos restantes sectores.

5.3.3 Interpretação da Fotografia Aérea

5.3.3.1 Introdução

Após os processos de homogeneização, de integração e armazenamento da informação/dados na base de dados SIG, foi iniciado o processo de interpretação e análise dos dados aéreos. Para a interpretação da fotografia aérea foram utilizadas dois tipos de técnicas: análise visual em ambiente SIG e o processamento digital.

O primeiro consiste na análise visual das fotografias aéreas num ambiente SIG, sendo identificados/digitalizados os limites e as estruturas morfológicas com interesse. O segundo e terceiro tipo de análise consistem no processamento digital de imagem utilizando um algoritmo criado no Matlab, em particular a toolbox deste software, e recorrendo a um software de detecção remota através da classificação de áreas com base na cor.

De salientar que o primeiro método foi amplamente utilizado e fundamental para o desenvolvimento do presente trabalho, enquanto o segundo e terceiro métodos ficaram apenas por uma aproximação inicial, apresentando contudo boas indicações no que respeita à identificação de alguns padrões hidrodinâmicos (correntes de retornos, zona de rebentação) e morfológicos (megacrescentes, barras submersas).

Seguidamente são apresentados e descritos os três métodos de análise utilizados, dando-se especial ênfase ao primeiro método.

5.3.3.2 Análise Visual em Ambiente SIG

5.3.3.2.1 Introdução

Uma fotografia aérea é um excelente registo de padrões e formas da linha de costa do momento em que é efectuada. O espaçamento das cristas das ondas, a deriva litoral, a distribuição das barras resultantes de erosão e acreção recentes e a distribuição dos sedimentos em águas pouco profundas pode ser facilmente identificados. A configuração e as formas da zona costeira são melhor visualizadas que as registadas em levantamentos de campo da linha costeira (El-Ashry, 1977).

Partindo deste pressuposto, foi iniciada a análise visual das diversas imagens. Este processo consistiu na identificação e respectiva tradução para formato vectorial das formas (crescentes, megacrescentes e gigacrescentes), padrões hidrodinâmicos (correntes de retorno e miniretornos), barras submersas (barras crescênticas, paralelas e transversais) e linhas limite das secções da zona costeira (espraiamento, berma, berma de tempestade, arriba dunar e linha de vegetação) presentes nas fotografias aéreas e identificadas visualmente em ambiente SIG de acordo com a Figura 5.26.

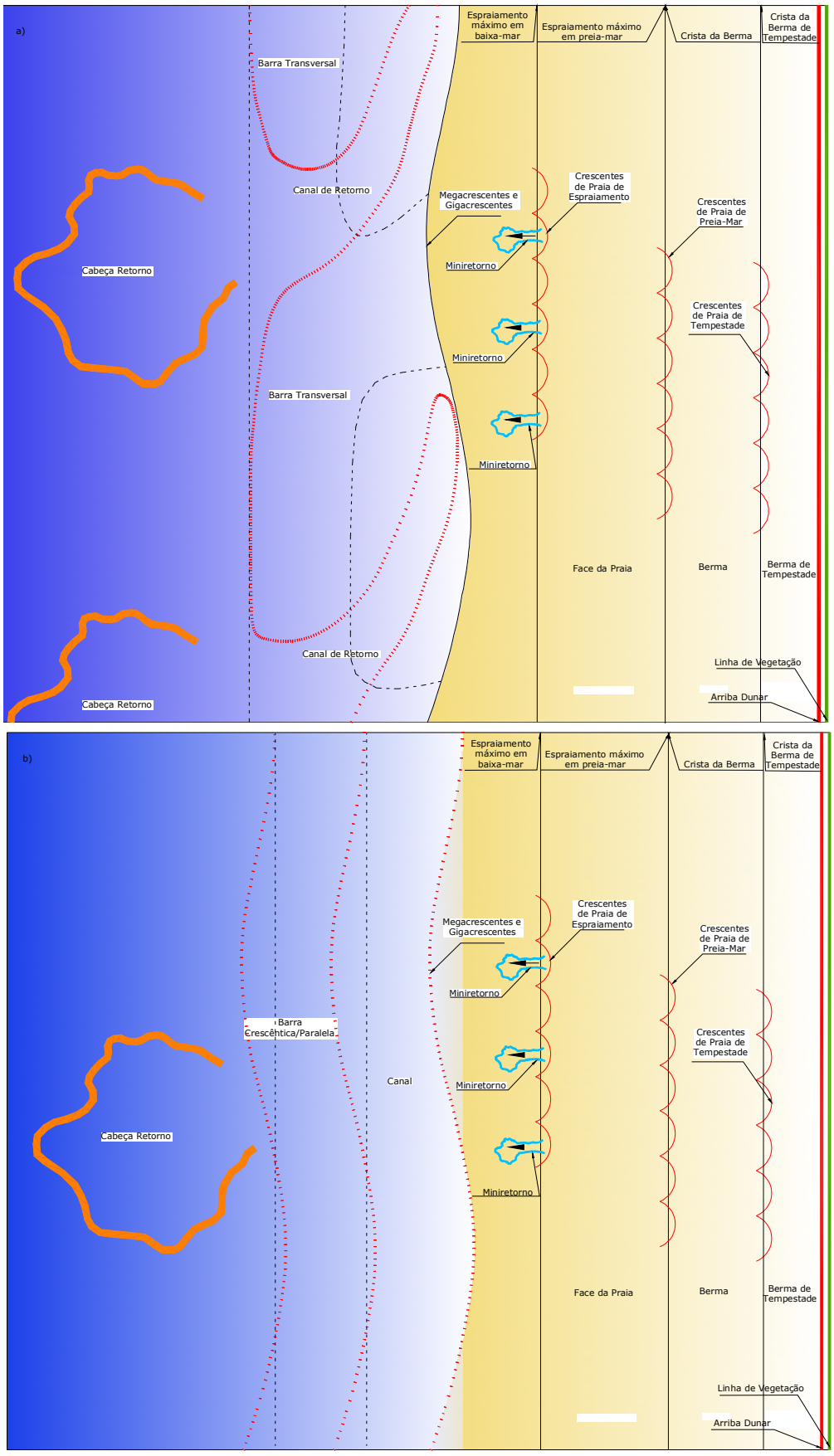


Figura 5.26 – Esquema das formas, zonas limite, estruturas morfológicas e padrões hidrodinâmicos a identificar.

5.3.3.2.2 Identificação de Padrões e Formas Morfológicas e Hidrodinâmicas

A identificação dos padrões morfológicos e hidrodinâmicos e a fronteira das secções costeiras está fortemente dependente das condições de maré e de agitação do instante em que a informação é obtida. Neste trabalho a identificação dos elementos anteriormente referidos, foi realizada de acordo com os pressupostos seguintes:

Formas morfológicos costeiras:

- Crescentes de praia – foram distinguidos três níveis de crescentes de praia (Figura 5.27) de acordo com a sua localização relativamente ao estado de maré e agitação. O primeiro grupo foi designado por crescentes de espraiamento, identificáveis pela diferença de tonalidade entre a zona molhada e zona da face da praia recentemente molhada. Este padrão resulta da descida ou subida do nível de maré, estando intimamente relacionado com o espraiamento máximo. Contudo, estas formas morfológicas pode conduzir a algumas ambiguidades, uma vez que sendo apenas identificáveis pela diferença de tonalidade poderão apenas estar relacionadas com padrões hidrodinâmicos como ondas longitudinais e largura do espraiamento, bem como correntes de miniretorno. No entanto, e uma vez que estes padrões estão relacionados com a formação de crescentes de praia, optou-se por incluir estas formas no grupo das crescentes de praia. O segundo nível foi designado por crescentes de preia-mar que são reconhecíveis pela diferença de tonalidade e por uma pequena arriba com formas crescênticas sucessivas entre a zona inundada pela última preia-mar e a praia seca. O terceiro e último nível foi denominado por crescentes de tempestade, localizadas na região próxima da duna sendo identificadas pela diferença de tonalidade entre a praia seca e a zona próxima da duna, assim como por uma arriba bem definida e com formas crescênticas.

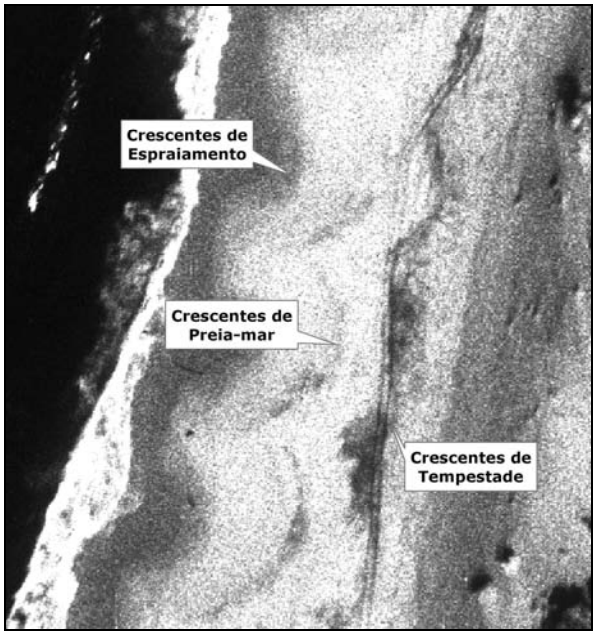


Figura 5.27 – Níveis de crescentes de praias identificadas e consideradas.

- Megacrescentes e Gigacrescentes – estas formas morfológicas foram identificadas com base na diferença de cor entre o limite do espraiamento mínimo, num determinado momento e a face da praia (Figura 5.28). Este limite no entanto pode ser alterado na

sua forma e dimensão com a variação do nível de maré, embora essa mudança seja mais significativa no valor da largura da mega ou gigacrescente. Adicionalmente, foi também considerada para a sua identificação, a localização de barras transversais (extremidades) e de correntes de retorno (baías).



Figura 5.28 – Formas, estruturas, padrões morfológicos e hidrodinâmicos e linhas limite.

Padrões hidrodinâmicos

- Minicorrentes de retorno – estas correntes foram identificadas utilizando dois critérios (Figura 5.29). O primeiro está relacionado com a formação e alimentação do miniretorno resultante da junção de água na região mais baixa da baía da crescente, apresentando uma tonalidade diferente da zona das extremidades das crescentes. O segundo está relacionado com a identificação da cabeça de retorno, a barlamar da zona de rebentação, pela diferença de tonalidade entre a água do mar e a dispersão do fluxo transportado, em forma circular, da zona de espraiamento.
- Correntes de retorno – neste grupo de correntes foram distinguidos dois tipos de correntes de retorno: as de praia (costa aberta - Figura 5.28) e as topográficas (junto aos esporões - Figura 5.30). A identificação das correntes de retorno realizou-se com base na diferença de tonalidade existente na zona de rebentação entre barras geralmente transversais, representadas pela cor branca, e as zonas de escoamento da corrente, representadas pela cor azul-escuro ou preto (pescoço da corrente) e pela cor branca ou castanho claro a barlamar da zona de rebentação (zona da cabeça). Na generalidade dos voos analisados as correntes de retorno alternavam com as barras transversais.
- Canais transversais – esta morfologia está associada a correntes de retorno, tendo sido utilizado o critério de identificação do pescoço das correntes de retorno (Figura 5.28), um vez que o escoamento da corrente de retorno provoca a erosão do fundo formando o canal de retorno, transversal à linha de costa.

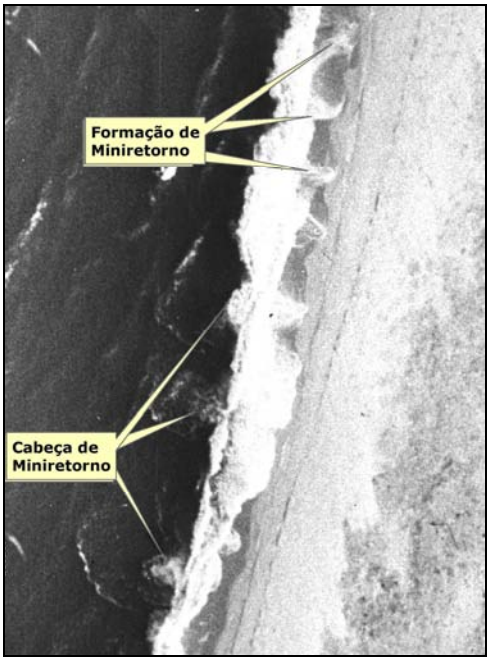


Figura 5.29 – Identificação de correntes miniretorno.

Barras submersas

- Barras transversais, crescênticas e paralelas – o critério utilizado para a identificação destes elementos baseou-se, também, na diferença de tonalidade entre zonas. Com a diminuição da profundidade a onda empola e rebenta, gerando regiões de cor branca (de menor profundidade), que correspondem à localização das barras submersas (Figura 5.28).



Figura 5.30 – Corrente de retorno topográfica.

- Canais longitudinais – este tipo de canais está geralmente associado a barras paralelas ou crescênticas desligadas da praia. O critério utilizado para a sua identificação foi igual

ao empregado no reconhecimento de canais de retorno, pela cor azul-escuro/preto, estando localizados a sotamar da barra e a barlamar da praia (Figura 5.28).

Linhas limite

- Linha inicial de rebentação – tal como a designação indica, esta linha representa o limite barlamar da zona de rebentação, definindo a fronteira entre o mar e a zona inicial de rebentação. Este limite pode variar contudo, com o nível de maré, a altura de onda e a presença ou ausência de barras submersas (Figura 5.31).
- Linha final de rebentação – esta linha indica o limite da rebentação para um dado momento, separando a zona de rebentação da zona de espraiamento. No entanto a sua identificação é de difícil execução, uma vez que a distinção da fronteira entre o final da rebentação da onda e o início do espraiamento, com recurso à fotografia aérea, se verificou em diversos casos ser praticamente irrealizável. Deste modo, o limite obtido foi baseado na posição da frente de onda e/ou do nível de água no talude de praia, havendo um elevado grau de liberdade na definição da sua posição (Figura 5.31).
- Linha de espraiamento máximo – linha que delimita as diferenças de tonalidade da praia molhada e da praia seca. Esta linha é variável sendo a sua posição muito dependente das condições (maré, agitação, inclinação do talude) verificadas no instante em que é obtida a informação. Esta linha é de fácil detecção e identificação numa fotografia aérea (Figura 5.31).
- Arriba de berma – Esta linha foi identificada pela diferença de tonalidade existente entre bermas consecutivas. Este grupo inclui quer as arribas de berma, quer as arribas de berma de tempestade, já que em alguns casos a sua distinção é bastante difícil, sendo contudo efectuada, sempre que possível, de acordo com a sua localização na praia (Figura 5.31).

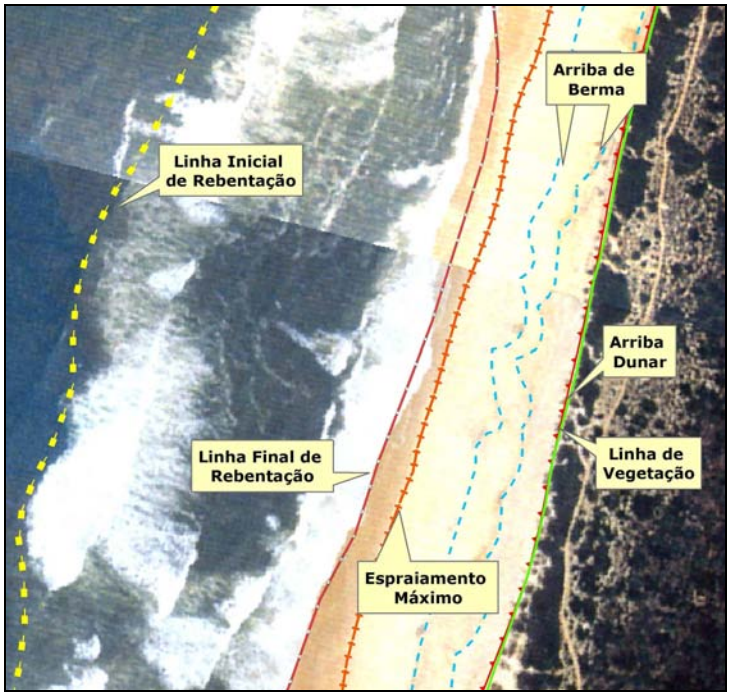


Figura 5.31 – Identificação de linhas limite das secções morfológicas.

- Crista de Berma – linha associada à parte superior das arribas de berma. À semelhança do grupo anterior, este também inclui quer as cristas de berma, quer as cristas de berma de tempestade. Contudo sempre que possível, foi feita a distinção dos dois elementos morfológicos, com base na sua posição relativa (Figura 5.31).
- Arriba dunar – este limite foi determinado tendo em consideração a limite inferior da arriba, a diferença de tonalidade entre as zonas cobertas por vegetação (herbácea, arbustiva ou arbórea) e a zona sem vegetação, bem como a forma da arriba (abrupta ou suave) (Figura 5.31).
- Linha de vegetação – neste trabalho a linha de vegetação incorpora a linha de vegetação estável da duna (arbórea) e a linha de vegetação da duna (herbácea). Esta junção deve-se ao facto de, em algumas regiões dos sectores, a primeira linha de vegetação ser constituída por espécies arbóreas e noutros casos por espécie arbustivas ou herbáceas. Deste modo, optou-se por uma simplificação de conceitos, identificando-se a linha de vegetação pela diferença de tonalidade entre zona a coberta por vegetação e a zona sem vegetação (Figura 5.31).

Para além dos elementos morfológicos anteriormente apresentados, neste trabalho considerou-se e definiu-se a zona de rebentação e de espraiamento (Figura 5.32) da seguinte forma:

- Zona de rebentação – área definida pela linha de rebentação inicial e final, estando incorporadas os canais de retorno e longitudinais e as barras submersas.
- Zona de espraiamento – área compreendida entre a linha final de rebentação e a linha de espraiamento máximo.

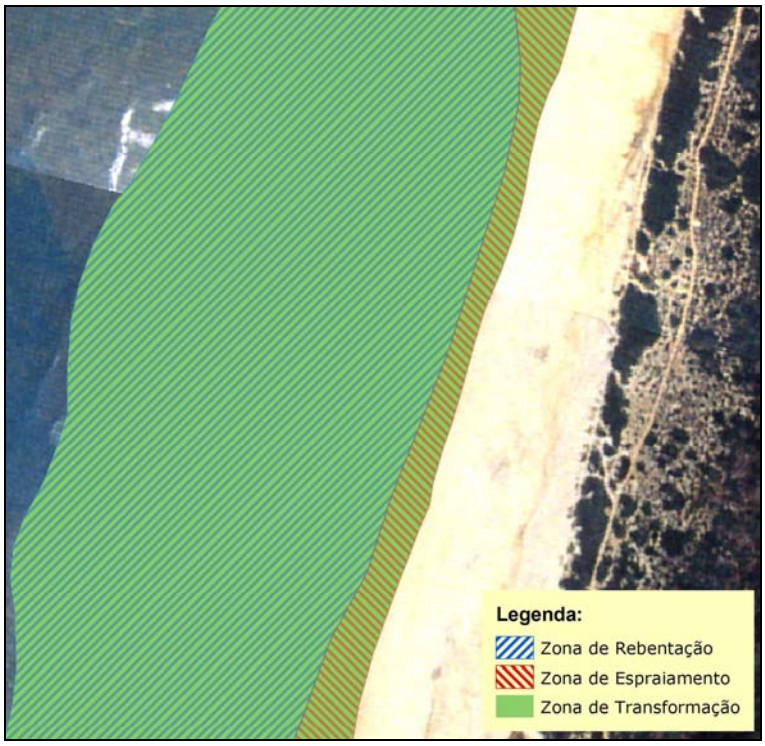


Figura 5.32 – Identificação das zonas de transformação da agitação.

Contudo e visto que por vezes a distinção entre estas duas zonas era de difícil identificação, optou-se por associar estas duas zonas numa única designada por zona de transformação (Figura 5.32), definida da seguinte forma:

- Zona de transformação – área resultante da união da zona de rebentação e da zona de espraiamento, na qual se incluem todos os processos de transformação da onda, com excepção da refracção e empolamento da onda inicial.

5.3.3.2.3 Digitalização, Correcção, Integração das Formas e Padrões Identificados

A digitalização/edição de elementos morfológicos e hidrodinâmicos foi efectuada após a definição dos pressupostos de identificação e de acordo com o procedimento anteriormente descrito. Na Figura 5.33, pode ser observado o resultado da digitalização/edição.

Este foi um processo bastante moroso devido à extensão da área em estudo, ao elevado número de fotografias aéreas a analisar, à má qualidade de algumas fotografias e à dificuldade em identificar os padrões e as formas morfológicas e hidrodinâmicas.

Após a identificação e a sua conversão para formato vectorial, os dados foram submetidos a um processo de detecção e correcção de erros geométricos, seguindo o método referido no ponto 5.3.2.6. Um exemplo do resultado final obtido é ilustrado na Figura 5.34.

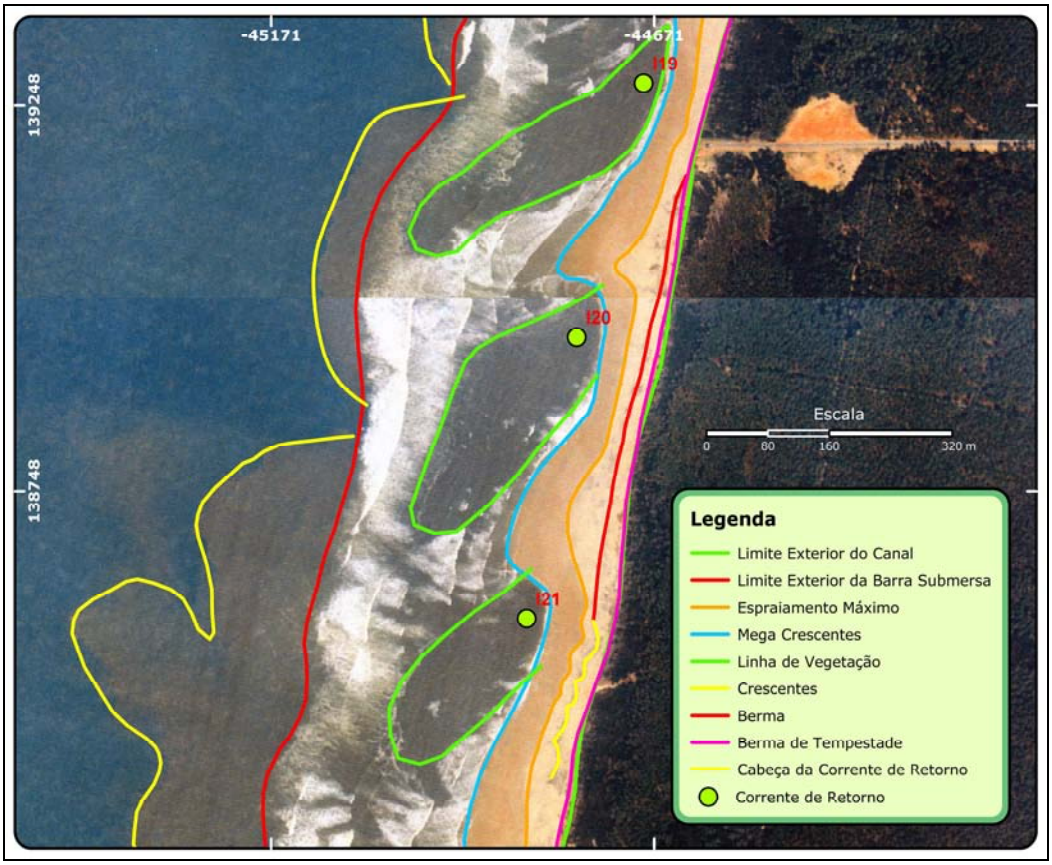


Figura 5.33 – *Shapefiles* criadas e editadas na plataforma SIG.



Figura 5.34 – Dados vectoriais após correcção geométrica.

Seguidamente, os dados finais foram integrados na *geodatabase* vectorial/alfanumérica, de acordo como o esquema previamente definido e já apresentado.

5.3.3.2.4 Análise da Dimensão de Formas e Padrões

A análise da dimensão das formas/padrões efectuada consistiu na medição do comprimento (λ) e da largura (ω) das crescentes de praia, das megacrescentes, das gigacrescentes, da distância/espaçamento (ε) entre as correntes de miniretorno e de retorno, do comprimento e largura das barras transversais e paralelas, da largura da zona de rebentação, espraiamento e transformação e da quantificação da evolução dinâmica da linha de vegetação ao longo do tempo.

Contudo, para a realização da análise da dimensão, surgiu a necessidade de criar e editar novas shapefiles do tipo ponto (Figura 5.35). A estas shapefiles foram adicionados campos de dados, em particular as coordenadas x e y e o código/domínio de identificação de cada elemento. Estes dados foram exportados para o *Microsoft Excel* onde se efectuou o cálculo do comprimento, largura e distância/espaçamento dos respectivos elementos. O cálculo foi efectuado com base nas coordenadas x,y de cada ponto através da equação (5.2):

$$D = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2} \tag{5.2}$$

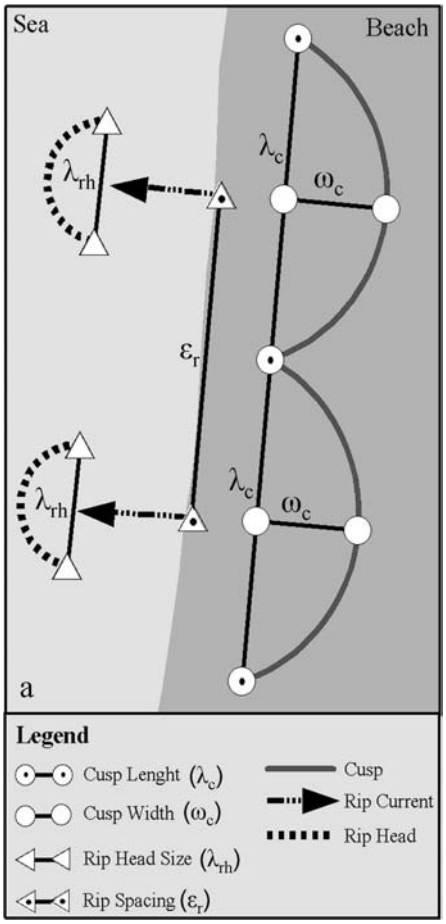


Figura 5.35 – Esquema representativo da análise dimensional.

Os dados resultantes da análise da dimensão das formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos, foram posteriormente adicionados à "geodatabase", em forma de tabela, tendo-se criado relações com os dados geográficos correspondentes.

Para além da análise da dimensão das formas e padrões foi também analisada a zona de rebentação, espraiamento e a zona de transformação. Esta análise foi efectuada com o intuito de verificar a correlação entre estás três zonas e a dimensão, espaçamento e número de elementos morfológicos e hidrodinamicos identificados. Deste modo, foram consideradas seis zonas ilustradas na Figura 5.36.

As seis zonas foram definidas com base nas fronteiras determinadas e resultantes das análises realizadas. No entanto, os dados obtidos foram fundamentalmente utilizados na análise de crescente de praia. Neste contexto foram medidas as diferentes zonas consideradas nas zonas onde foram identificadas crescestes, tendo-se como referencia o ponto de maior amplitude crescente. Deste modo, foi possível correlacionar directamente os valores da largura da zona como o comprimento e largura da crescente de praia.

Como foi referido nos capítulos anteriores, na zona costeira portuguesa a agitação incide de forma obliqua, gerando correntes longitudinais capazes de transportar grandes quantidades de sedimentos, estando ligada a taxa de erosão/sedimentação destas zonas. Existem diversos métodos para estimar a taxa de transporte sedimentar como a adopção de taxas conhecidas em zonas vizinhas, comparação de levantamentos topográficos de uma praia, cálculo directo com base na estimativa de velocidades da corrente litoral e do volume de

sedimentos disponível e calculo directo com base no uso de equações de correlação entre o transporte sólido e o fluxo de energia da agitação predominante, como é o caso do método CERC (1984).

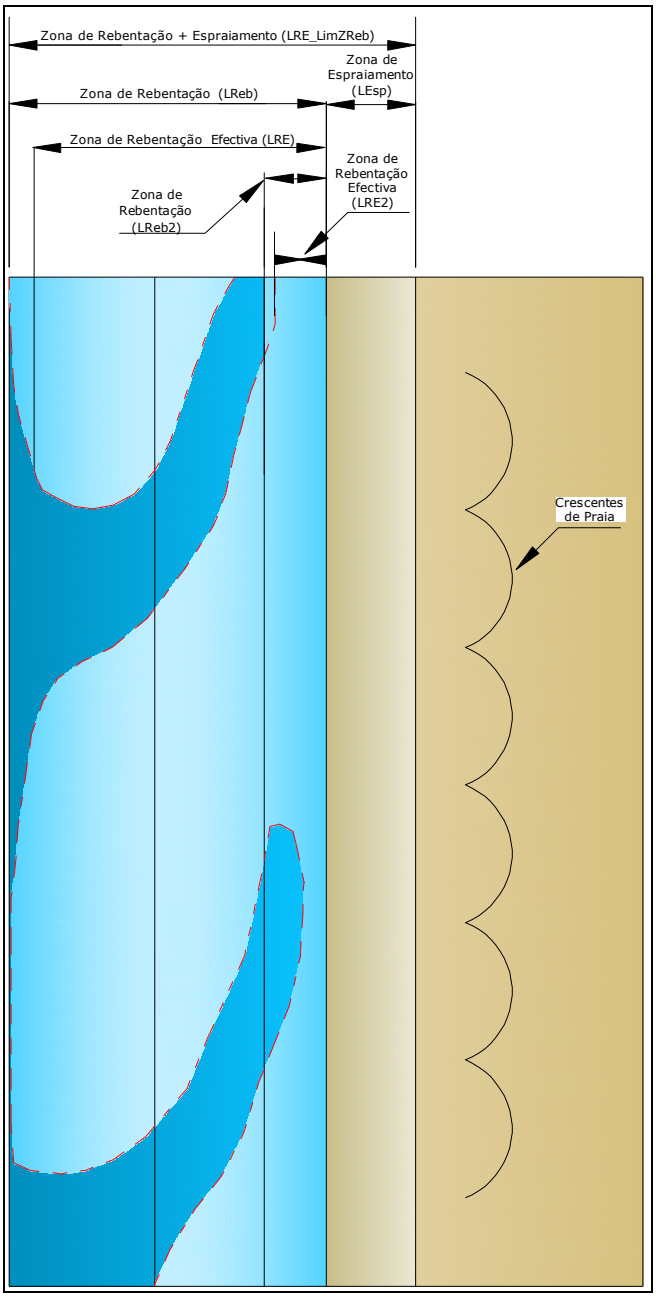


Figura 5.36 – Zonas de rebentação, espraiamento e transformação consideradas.

Este método, um dos mais antigos e mais usado pela sua simplicidade, baseia-se na ideia que o transporte longitudinal é causado principalmente pela agitação e correntes associadas, sendo o efeito da maré e de outras correntes desprezado. A expressão CERC relaciona a taxa de transporte sedimentar com a quantidade de energia que agitação chega à costa, que designada por fluxo de energia, sendo expressa na zona de rebentação da seguinte forma:

$$P_l = E_b C_{gb} \cos\alpha_b \, sen\,\alpha_b \tag{5.3}$$

Onde E_b é a energia da onda na zona de rebentação,

$$E_b = \frac{1}{8}\rho g H_b^2 \tag{5.4}$$

C_{gb} a velocidade do grupo de onda na zona de rebentação

$$C_{gb} = \sqrt{g d_b} \tag{5.5}$$

e α_b é o ângulo onda incidente com a linha de costa (Figura 5.37).

Desta forma, foi também determinado o ângulo médio da frente da agitação incidente (α_b), imediatamente antes e na da zona de rebentação com o objectivo de calcular o fluxo de energia por unidade de onda e verificar a sua correlação com as formas/padrões existentes.

Assim foram analisadas as fotografias de cada ano, tendo-se procedido à identificação e digitalização das frentes de onda. Seguidamente foram traçados, perpendicularmente às frentes de onda, os raios direcção da onda que com a perpendicular à praia formam o ângulo de incidência. Este ângulo é o ângulo de incidência da agitação relativamente à linha de costa (α_b), que pode ou não coincidir com a linha perpendicular à linha de costa (Figura 5.37). O α_b utilizado no calculo do fluxo de energia, é o valor médio resultante dos ângulos medidos em três pontos distintos de cada frente de onda.

Neste trabalho foram consideradas 4 frentes de onda, em zona de profundidade reduzida, sendo designadas por crista e ordem crescente de barlamar para sotamar, relativamente à linha de costa.

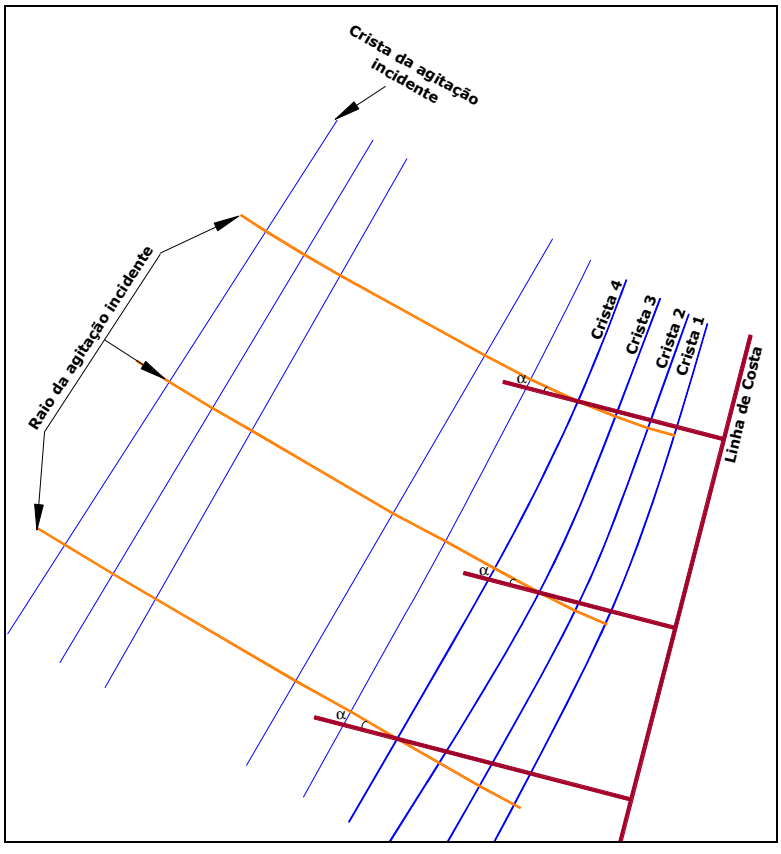


Figura 5.37 – Determinação do ângulo da agitação incidente para cristas sucessivas.

Paralelamente, foi efectuada uma análise da evolução dinâmica da linha de vegetação dos três sectores costeiros em estudo, utilizando a mesma metodologia. Nesta análise foi traçada uma linha de referência unindo cinco estações geodésicas localizadas ao longo da zona costeira (Tabela 5.9), de acordo com as coordenadas fornecidas pelo IGP.

Tabela 5.9 – Estações geodésicas utilizadas.

Estação	Ordem
Espinho	3
Furadouro	3
Torreira 2	3
Aveiro - E	1
Praia de Mira	1

Com base na linha de referência, sensivelmente paralela à linha de costa, foram traçadas linhas transversais perpendiculares à linha de referência, com um espaçamento de 50 m. Para a obtenção das coordenadas x e y foram adicionados pontos na intercepção das linhas transversais com as linhas de costa históricas (Figura 5.38).

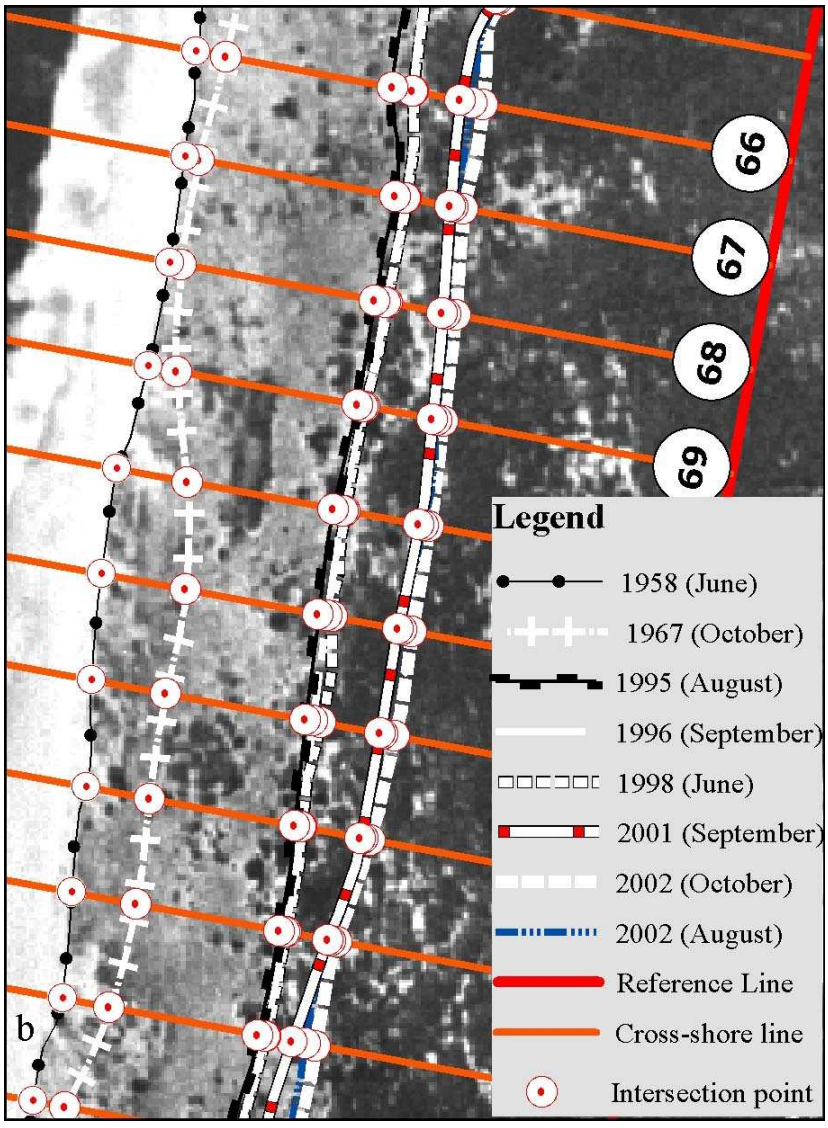


Figura 5.38 – Evolução dinâmica da linha de vegetação.

5.3.3.3 Processamento Digital

5.3.3.3.1 Introdução

O processamento digital de imagens foi efectuado utilizando duas metodologias distintas: usando a toolbox de processamento de imagem do Matlab e utilizando um software de detecção remota, PCI Geomatica 8.3.

No entanto, o processamento digital de imagem não foi exaustivamente explorado, visto que os dados resultantes da análise visual foram bastante significativos, quer em termos qualitativos quer em termos quantitativos. Contudo, apesar dos métodos/metodologia necessitarem ainda de algumas melhorias, os resultados preliminares obtidos mostram boas perspectivas.

5.3.3.3.2 Identificação da Agitação e de Formas (IDAF)

O processamento digital de imagem utilizado nesta dissertação foi efectuado com recurso ao Matlab 7.0, nomeadamente através da toolbox de processamento de imagem. O principal objectivo desta análise foi a identificação das cristas das ondas, das áreas de rebentação e de algumas formas costeiras, especialmente as localizadas na fronteira água/terra, designada por IDentificação de Agitação e de Formas (IDAF).

O algoritmo de análise é simples, traduzido pelo fluxograma apresentado na Figura 5.39, e baseado num algoritmo padrão da toolbox do Matlab. O conceito deste algoritmo é baseado em filtros do Matlab disponíveis para análise de imagens. Este filtro identifica e cria uma fronteira nas zonas da imagem onde os valores de cor mudam de forma significativa. Os pixeis identificados são convertidos para uma matriz e transformados para uma outra de pontos coordenados (x,y). Por fim a matriz formada é convertida para um ficheiro de texto, podendo ser sobreposto com a demais informação existente na base de dados.

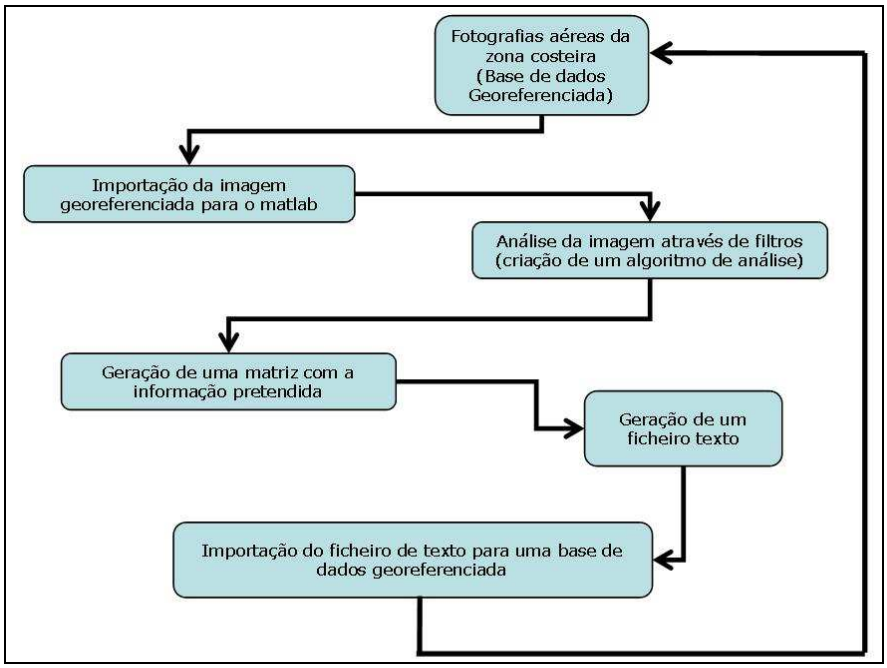


Figura 5.39 – Fluxograma da análise IDAF.

Na Figura 5.40 podem ser observados, da esquerda para a direita as principais etapas de algoritmo IDAF: a imagem aérea original; a criação da fronteira de pontos; a matriz com pontos coordenados (x,y); e a sobreposição da matriz gerada com a imagem original num ambiente SIG. Como se pode ver pela sequência foram identificadas as cristas das ondas e a zona de rebentação, bem como as megacrescentes e a linha de vegetação.

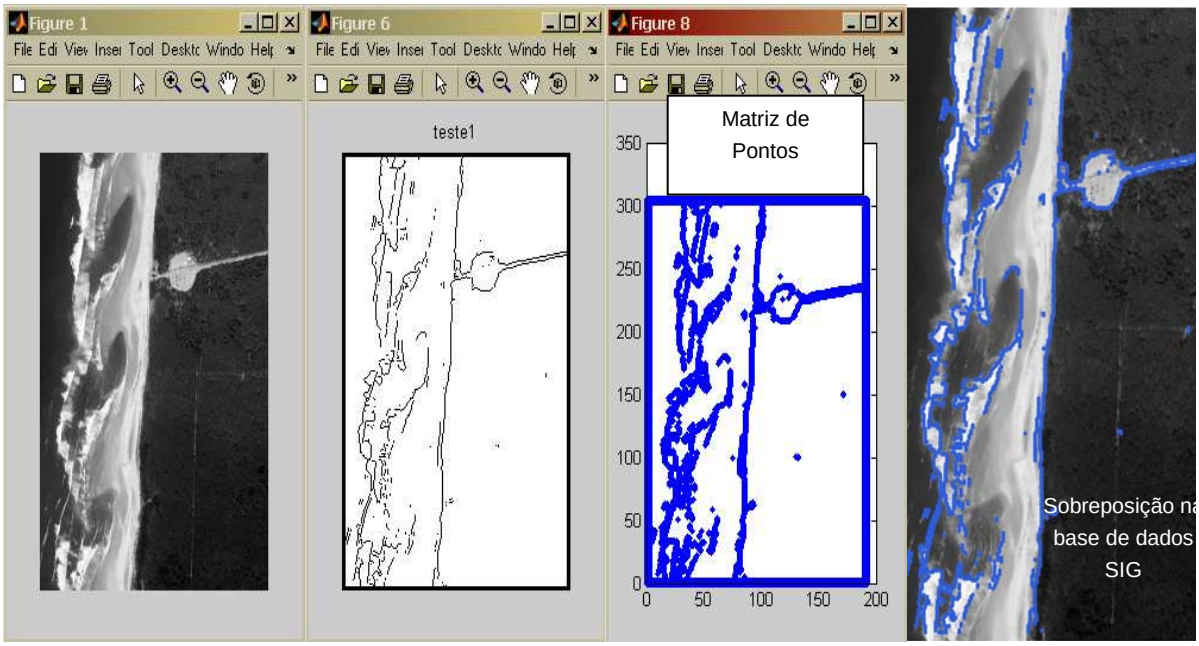


Figura 5.40 – Ilustração das principais etapas de análise do algoritmo IDAF.

Com este algoritmo simples, é possível identificar as fronteiras das estruturas morfológicas bem como a transformação da agitação, sendo também de grande utilidade na identificação de correntes de retorno.

5.3.3.3.3 Classificação com Base na Cor (CBC)

Para além da análise descrita anteriormente, foi efectuada uma outra baseada na cor de cada região da imagem, sendo designada por Classificação com Base na Cor (CBC). Neste processo foi utilizado um software de detecção remota. A imagem foi então importada para o software, PCI Geomatica 8.3, sendo classificadas as áreas de cores distintas. Para alcançar o objectivo proposto foi necessário criar uma nova configuração de sessão, sendo editados novos canais e áreas de treino e de saída (Figura 5.41).

O passo seguinte consistiu na classificação da imagem baseada na selecção das áreas de treino, utilizando a opção Maximum Likelihood. Como se pode observar na Figura 5.41, foram classificadas cinco zonas principais (mar, correntes de retorno, zona de rebentação, zona de espraiamento e praia) e três zonas secundárias (canal da barrinha, vegetação e zona envolvente da fotografia).

Os resultados obtidos foram armazenados/integrados na base de dados SIG, tendo sido sobrepostos às imagens originais e aos resultados da análise visual, Figura 5.42. Este tipo de análise apresenta resultados interessantes na identificação de zona de rebentação, cabeças de retorno, praia molhada e seca, bem como a linha de vegetação resultante da fronteira entre a praia emersa e a zona coberta com vegetação.

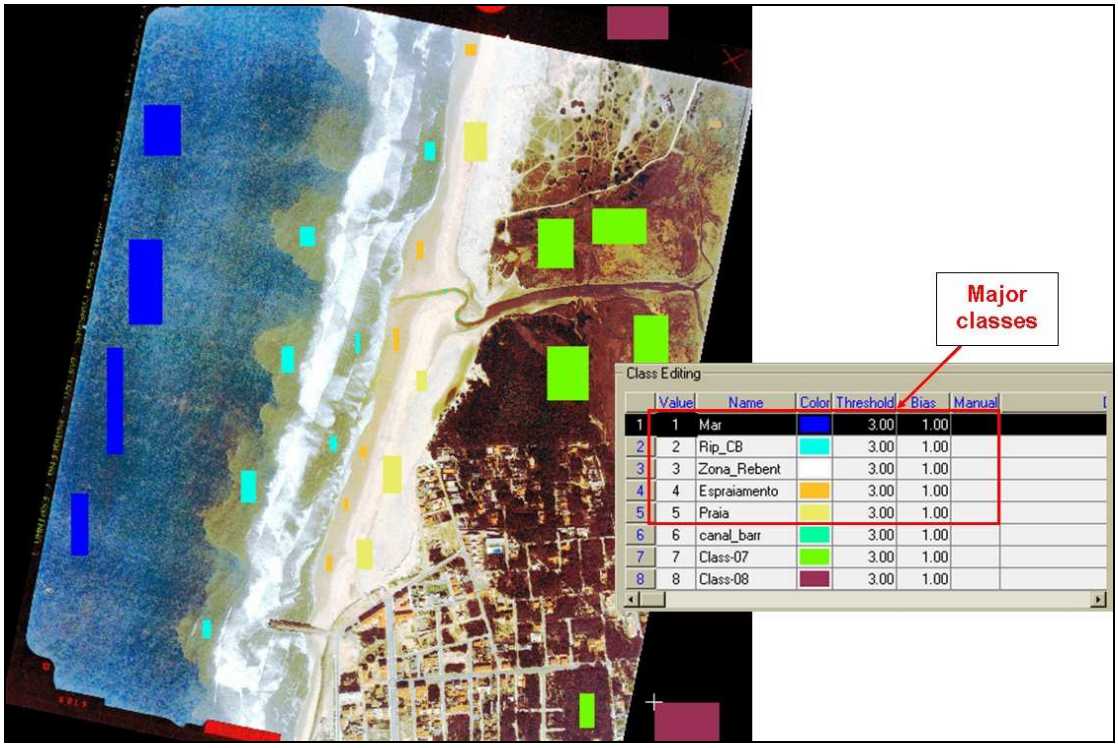


Figura 5.41 – Classes principais editadas na área de treino.

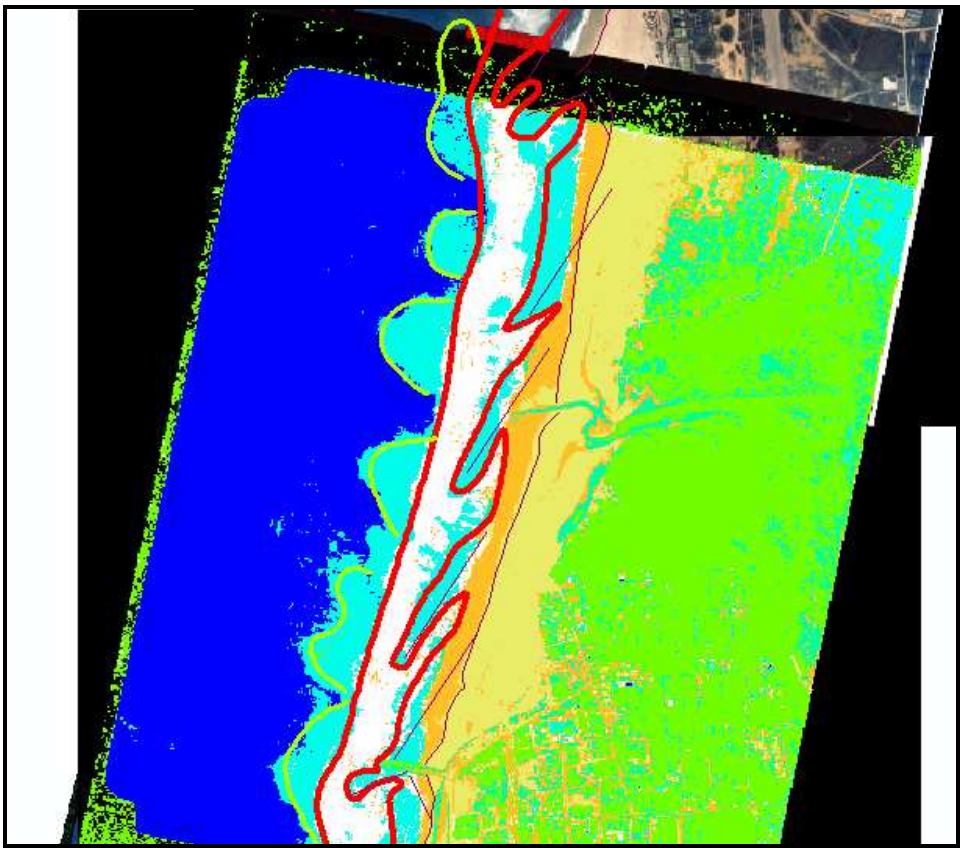


Figura 5.42 – Resultados obtidos da análise CBC e sua sobreposição com os dados resultantes da análise visual.

No entanto, este tipo de análise parece funcionar bem para todas as imagens a cores, não resultando de uma forma satisfatória para as imagens a preto e branco.

CAPÍTULO 6

Morfologia Costeira e Evolução Dinâmica – Resultados e Análise

6. MORFOLOGIA COSTEIRA E EVOLUÇÃO DINÂMICA RESULTADOS E ANÁLISE

6.1 Introdução

As zonas costeiras arenosas apresentam, na sua generalidade, uma morfodinâmica e hidrodinâmica acentuadas, com um elevado número de formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos. A dinâmica/evolução destes ambientes costeiros está especialmente dependente de fontes sedimentares, da agitação marítima, do nível médio da água do mar e mais recentemente das acções antropogénicas.

A região em estudo enquadra-se neste contexto, com alterações morfodinâmicas e hidrodinâmicas acentuadas. De um modo geral os grupos de fotografias aéreas analisados apresentam uma tendência erosiva, bem como, de alguma forma, uma mudança de estado morfológico de 1958 até aos nossos dias, do tipo reflectivo, menos energético, para o dissipativo, mais energético. Contudo, esta mudança de estado morfológico poderá não ser uma observação correcta, visto que as praias podem mudar de estado como resposta às características da agitação marítima e, em especial, no caso da ocorrência de tempestades. Para além deste factor, a informação fotográfica disponível retrata apenas um momento isolado em que a fotografia foi efectuada, podendo não ser representativa para o intervalo de tempo existente entre levantamentos, uma vez que em alguns casos existe uma lacuna de informação de 29 anos.

Neste capítulo, são apresentados os resultados obtidos através da interpretação das fotografias aéreas, realizada visualmente em ambiente SIG, e a respectiva análise destes resultados, nomeadamente no que respeita à classificação de estruturas morfológicas, à dimensão das formas e padrões e a sua relação com as características de agitação, a evolução dinâmica da linha de vegetação e a classificação do estado morfológico da praia.

Da análise visual em ambiente SIG, resultaram diversos mapas, sequências comparativas, quadros resumo e gráficos de análise apresentados no volume 2 desta dissertação.

6.2 Resultados e Análise

6.2.1 Introdução

Da interpretação das fotografias aéreas verticais para o sector A, foram identificadas diversas estruturas morfológicas, padrões hidrodinâmicos e linhas históricas evolutivas. Para este sector foram utilizados oito conjuntos de fotografias de anos distintos (1958, 1967, 1995, 1996, 1998, 2001, 2002a e 2002b). No entanto, nem todos os conjuntos fotográficos cobrem a totalidade do sector A (11.3 km de comprimento linear) como são os casos dos levantamentos de 1958 e de 1998, que cobrem apenas 65.5% e 52% respectivamente.

Os resultados e as análises, que seguidamente se apresentam, foram realizados numa perspectiva global do sector não se distinguido as praias com obras defesa costeira (Esmoriz e Cortegaça) das praias naturais (sul de Cortegaça e norte do Furadouro), uma vez que a morfodinamica do seubsector de praia natural é influenciado de forma directa pela acção das obras de defesa existentes. No entanto, neste capítulo será apresentada uma comparação das dimensões e espaçamentos obtidos para praia naturais e com obras de defesa.

6.2.2 Formas/Padrões identificados - Sector A (Esmoriz-Furadouro)

6.2.2.1 Introdução

Para o sector A, Esmoriz-Furadouro, foram analisados oito conjuntos de fotografias aéreas verticais, em que o mais antigo corresponde ao levantamento fotográfico de 1958 e o mais recente ao ano de 2002. De assinalar que seis desses levantamentos são relativamente recentes estando compreendidos num período temporal de oito anos (1995-2002), e a existência apenas um levantamento, de 1967, entre 1958 e 1995 o que corresponde a um período de 28 anos sem informação/dados.

6.2.2.2 Levantamento de 12 de Junho de 1958

Da interpretação visual em ambiente SIG, foram reconhecidas diversas formas e padrões morfológicas e hidrodinâmicos, nomeadamente: linha de vegetação; berma de erosão; berma; crescentes e megacrescentes de praia; mini-correntes de retorno; cabeças de mini-retorno; e barras submersas pontuais de reduzida dimensão. Estes elementos são ilustrados sob a forma de mapas morfológicos no Anexo A.1 a A.3, e sob a forma de esquema resumo no Anexo B.1, sendo apresentados em conjunto com as condições de agitação e de maré.

Na Tabela 6.1 são apresentados os resultados obtidos através da análise das dimensões das formas/padrões identificados, designadamente de crescentes e correntes de mini-retorno. Como pode ser observado na Tabela 6.1, foram identificadas 64 crescentes de praias distribuídas por 5 grupos, com um comprimento médio (λ_{med}) de 48 m e uma largura média (ω_{med}) de 8 m. Foi também identificada 1 megacrescente de praia com um comprimento de 194 e uma largura de 23 m.

Tabela 6.1 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (1958).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia	Número de Crescentes	(nº)	64
	Número de Grupos	(nº)	5
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	48
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	81
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	26
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	8
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	16
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	2
Megacrescentes de Praia	Número de Megacrescentes	(nº)	1
	Número de Grupos	(nº)	1
	Comprimento (λ)	(m)	194
	Largura (ω)	(m)	23
Mini-Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	56
	Número de Grupos	(nº)	6
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	51
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	86
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	31
Cabeça da Mini-Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	49
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	24
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	56
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	7

Relativamente às mini-correntes de retorno foram identificadas 56 correntes, distribuídas por 6 grupos, com um espaçamento médio (ε_{med}) de 51 m. Os grupos apresentam comprimentos diversificados, de acordo com o seu número de correntes, variando entre um mínimo de cerca de 50 m (2 mini-correntes) e um máximo de cerca 1450 m (28 mini-correntes).

Analisando as mini-correntes de retorno por grupo, verifica-se um ε_{med} relativamente uniforme por grupo variando entre os 45 m e os 56 m. Neste conjunto fotográfico, foram também identificadas 49 cabeças de retorno com uma largura média (ω_{med}) de 26 m.

Este conjunto de fotografias permitiu a identificação de uma zona de transformação da agitação (zona de rebentação + zona espraiamento) de reduzida largura (48 m), atravessada por grupos de correntes de mini-retorno. Possibilitou ainda a identificação de 5 pequenas barras submersas de reduzida dimensão, com um comprimento médio de 83 m e uma largura média de 67 m.

Neste levantamento verificam-se, em alguns locais, galgamentos, não tendo sido identificada qualquer arriba dunar, mas sim uma berma de erosão que se sobrepõe, em alguns locais, com a linha de vegetação.

Neste grupo de fotografias não existe qualquer obra de defesa, embora no caso do Furadouro a frente urbana se encontrasse muito próxima do limite de espraiamento.

6.2.2.3 Levantamento de 11 de Outubro de 1967

Este levantamento fotográfico cobre toda a extensão do sector A, apresentando uma dinâmica e um conjunto de elementos morfológicos e hidrodinâmicos considerável. Estes elementos estão representados no anexo A.4 a A.7, sob a forma de mapas morfológicos e traduzidos num esquema resumo, anexo B.2. De acordo com o esquema resumo, este sector é caracterizado por uma zona de dunas interrompido pela Barrinha de Esmoriz e pelas três frentes urbanas presentes neste sector.

Da interpretação deste conjunto fotográfico foram identificados os seguintes elementos morfológicos e hidrodinâmicos (Tabela 6.2): linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de erosão; berma; crescentes e megacrescentes de praia; mini-correntes e correntes de retorno; cabeças de retorno; canais de retorno; e barras submersas paralelas e ligeiramente transversais ligadas à praia.

Analisando os resultados apresentados na Tabela 6.2, foram identificados, neste conjunto fotográfico, um total de 214 crescentes de praia, distribuídas por 7 grupos, com dimensões médias semelhantes às identificadas no levantamento de 1958 (λ_{med} =41 m e ω_{med}=9 m). Foram identificados dois tipos de correntes de retorno de acordo com a sua dimensão, as mini-correntes e as correntes de retorno. A primeira tipologia está repartida por 6 grupos, num total de 87 mini-correntes, manifestando um espaçamento médio de 41 m. Os grupos apresentam comprimentos diversos, variando entre os 150 e os 1040 m de acordo com o número de correntes. Em relação ao espaçamento médio por grupo, verificam-se valores com alguma semelhança como são os casos dos grupos 2, 4 e 6 com 37, 39 e 33 m, e o caso dos grupos 1, 3 e 5 com 52, 46 e 47 m. Neste conjunto fotográfico foram também identificadas 25 cabeças mini-retorno com uma largura média de 23 m.

Tabela 6.2 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (1967).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	214
	Número de Grupos	(nº)	7
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	41
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	92
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	10
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	9
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	43
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	1
Megacrescentes de Praia (100<λ<500)	Número de Megacrescentes	(nº)	4
	Número de Grupos	(nº)	3
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	123
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	155
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	41
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	12
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	15
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	5
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	7
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	406
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	492
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	255
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	17
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	24
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	8
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	10
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	796
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	1162
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	576
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	32
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	68
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	11
Mini-Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	87
	Número de Grupos	(nº)	6
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	41
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	68
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	17
Cabeças de Mini-Correntes de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	25
	Largura Média	(m)	23
	Largura Máxima	(m)	44
	Largura Mínima	(m)	11
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	11
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	421
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	675
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	217
Cabeças de Correntes de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	4
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	98
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	129
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	70

Quanto às correntes de retorno foram identificadas 11, distribuídas por 4 zonas, espaçadas no máximo de 2550 m e no mínimo de 1350 m, com um máximo de 3 correntes de retorno por área. O espaçamento médio das correntes de retorno nestas quatro áreas varia entre 246 e 651 m, apresentando um espaçamento médio para todas as correntes de retorno de

421 m. Foram também identificadas 4 cabeças de retorno, exibindo uma largura média de 98 m.

Como foi referido anteriormente, foram observadas megacrescentes e gigacrescentes, bem como "barrigas" de areia. Deste misto de formas de grande dimensão foram identificadas 7 megacrescentes cujo comprimento médio é da ordem dos 406 m e a largura média de cerca de 17 m, 10 gigacrescentes com comprimento médio de quase 800 m (796 m) e uma largura média de 32 m e 3 ondas de areia, com um espaçamento de cerca de 5500 e 3500 m. As zonas de rebentação e espraiamento apresentam, para este ano, dimensões médias de cerca de 60 e 10 m de largura respectivamente, sendo a zona de rebentação cruzada, em alguns locais, por mini-correntes de retorno.

Neste conjunto de fotografias, as barras paralelas identificadas apresentam-se descontínuas e por vezes ligeiramente transversais, com um comprimento e uma largura médias de 318 e 73 m respectivamente, estando localizadas para barlamar entre 50 a 150 m. Porém, verifica-se uma grande variabilidade no comprimento das barras identificadas, apresentando um máximo de 1500 m e um mínimo de 60 m.

Este grupo de fotografias permitiu uma análise das frentes urbanas existentes na época, as quais apresentavam uma dimensão reduzida, sem obras de defesa, com excepção do Furadouro onde foi identificada uma obra de defesa aderente com cerca de 250 m de comprimento.

Este levantamento aponta para um dinâmica erosiva costeira elevada, que pode ser traduzida pela arriba dunar de fácil observação/identificação, e pela existência de correntes de retorno localizadas em zonas de largura da praia mais reduzida. Este facto pode indicar a transferência de sedimentos de sotamar para barlamar por intermédio destas correntes.

6.2.2.4 Levantamento de 27 de Agosto de 1995

Entre o conjunto fotográfico em análise e o anterior surge uma lacuna de informação fotográfica de 28 anos. Visualizando os mapas morfológicos e o esquema resumo apresentados nos anexos A.8 a A.11 e B.3, o sector A apresenta diversas transformações em termos morfológicos, de densidade e dimensão urbana e de extensão e número de obras de defesa costeira que tentam fixar a linha de costa das frentes urbanas.

Da interpretação deste conjunto fotográfico foram identificadas as seguintes formas/padrões morfológicos e hidrodinâmicos: linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de erosão; berma; crescentes de praia; mini-correntes de retorno; megacrescentes e gigacrescentes; correntes de retorno; canais de retorno e barras transversais ligadas à praia.

Na Tabela 6.3 são apresentados os resultados obtidos da análise das dimensões, nomeadamente para crescentes de praia, linha de costa crescêntica (megacrescentes e gigacrescentes) e correntes de retorno. Neste levantamento foram identificados 8 grupos de praia num total de 64 crescentes, apresentando dimensões médias de λ_{med} =41 m e de ω_{med}=7 m. Apesar de o número de grupos ter aumentado, o número de crescentes é próximo de um quarto das identificadas para 1967, mas igual às identificadas em 1958.

No que respeita às megacrescentes e gigacrescentes foram identificadas, a norte e a sul dos aglomerados urbanos de Esmoriz e Cortegaça, 18 megacrescentes, com comprimento médio de 323 m e largura média de 27 m, e 4 gigacrescentes, com comprimento médio de 631 m e 23 m de largura média. Na região entre os aglomerados de Esmoriz e Cortegaça, a praia existente entre esporões foram consideradas como confinadas, existo muita influência das obras de defesa no estado morfológico da praia.

Tabela 6.3 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (1995).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	64
	Número de Grupos	(nº)	8
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	41
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	79
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	23
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	7
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	15
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	3
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	18
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	323
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	486
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	158
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	27
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	50
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	10
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	4
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	631
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	888
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	505
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	23
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	26
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	20
Mini-Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	19
	Número de Grupos	(nº)	3
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	42
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	61
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	27
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	22
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	370
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	718
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	154

No que respeita ás megacrescentes e gigacrescentes foram identificadas, a norte e a sul dos aglomerados urbanos de Esmoriz e Cortegaça, 18 um megacrescentes, com comprimento médio 323 e largura média de 27 m, e 4 gigacrescentes, com comprimento médio 631 m e 23 m de largura média. Na região entre os aglomerados de Esmoriz e Cortegaça, a praia existente entre esporões foram consideradas como confinadas, existo muita influência das obras de defesa no estado morfológico da praia.

Para além de interferirem na morfologia da praia, as obras de defesa influenciam ainda a hidrodinâmica da zona onde se encontram implantadas. Assim, neste levantamento foram visualizadas os seguintes tipos de correntes de retorno: as mini-correntes e as correntes de

retorno distinguidas em correntes de praia e correntes de retorno topográficas de acordo com a sua localização.

Analisado os valores apresentados na Tabela 6.3 e B.3 do anexo B, foram identificadas 19 mini-correntes de retorno, distribuídas por 3 grupos localizados no final do sector próximo do Furadouro, espaçadas em média de 42 m. Os grupos 1 e 3 apresentam um comprimento semelhante (130 e 103 m respectivamente), ao passo que o grupo 3 apresenta um valor cerca de 4 vezes superior, 434 m. Neste conjunto fotográfico, devido à coloração da zona marítima do ortofotomapa não foi possível identificar cabeças de mini-retorno.

Em relação às correntes de retorno foram identificadas 22, as quais se podem dividir em 11 correntes de retorno topográficas e 11 correntes de retorno associadas a praias ou barras. Observando os mapas morfológicos verifica-se que a existência de correntes de retorno topográficas está intimamente relacionada com as obras de defesa costeiras existentes, estando localizadas a barlamar e a sotamar. De acordo com a análise das dimensões realizada verifica-se que o espaçamento médio de todas as correntes de retorno é de 370 m. À semelhança do que ocorreu com os mini-retornos, não foram identificadas cabeças de retorno.

Alternadamente às correntes de retorno foram identificadas barras transversais especialmente nos retornos associados à praia. Foram identificadas 18 barras transversais com um comprimento médio de 165 m espaçadas em média de 465 m. As dimensões médias das zonas de rebentação e espraiamento foram estimadas em cerca de 150 e 14 m respectivamente, sendo a zona de rebentação, no final do sector, cruzada por mini-correntes de retorno.

Das formas/padrões identificados, é de referir que a dinâmica costeira é elevada, apresentando uma tendência erosiva, que pode ser traduzida pela arriba da duna de fácil observação/identificação entre os aglomerados de Cortegaça e Furadouro. De referir ainda a localização das correntes de retorno que se observam uma vez mais nas áreas onde a largura de praia é mais reduzida, podendo indicar assim um local de maior potencial erosivo, devido à transferência de sedimentos de sotamar para barlamar efectuada por estas correntes.

As frentes urbanas deste grupo fotográfico apresentam uma evolução considerável, em termos de área e de volumetria, quando comparado com o observado em 1967, encontrando-se os aglomerados de Esmoriz e Cortegaça, em 1995, praticamente unidos. No presente sector em análise verifica-se a existência de 6 esporões, 5 a norte e 1 a sul do sector e obras de defesa aderentes nas frentes urbanas existentes, sendo praticamente contínua nos aglomerados de Esmoriz e Cortegaça.

6.2.2.5 Levantamento de 29 de Setembro de 1996

Da visualização das fotografias aéreas deste ano, dois factores sobressaem. O primeiro está relacionado com a largura da zona de rebentação de grandes dimensões e as manchas sedimentares para além da zona de rebentação, identificadas como cabeças de retorno (anexos A.12 a A.15 e B.4).

Contudo, o conjunto fotográfico de 1996 apresenta diversas semelhanças com o anterior quer em termos de densidade e dimensão urbana, quer em termos de obras de defesa costeira. Este sector é de igual modo caracterizado por uma zona dunar interrompido pela Barrinha de Esmoriz e pelas frentes urbanas existentes.

Da análise visual em ambiente SIG, constatou-se a existência dos seguintes elementos morfológicos e hidrodinâmicos: linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de erosão; berma; crescentes de praia; correntes de retorno; canais de retorno; cabeças de retorno; e transversais ligadas à praia. Relativamente às zonas de rebentação e espraiamento apresentam larguras médias superiores às anteriormente mencionadas com cerca de 242 e 45 m respectivamente.

Na Tabela 6.4 são apresentados os resultados obtidos da análise das dimensiões, nomeadamente para crescentes de praia, linha de costa crescêntica e correntes de retorno. Neste conjunto de dados foram identificadas 64 crescentes de praia, distribuídas por 9 grupos, apresentando dimensões médias de λ_{med} =50 m e de ω_{med}=11 m. Quando comparado este levantamento com o anterior, verifica-se que, o número de crescentes, de grupos e os valores médios do comprimento e da largura são semelhantes.

Tabela 6.4 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise dimensional (1996).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	60
	Número de Grupos	(nº)	9
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	50
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	76
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	17
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	11
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	20
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	4
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	13
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	286
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	399
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	103
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	28
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	75
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	10
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	9
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	663
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	927
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	551
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	45
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	76
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	18
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	28
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	421
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	1023
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	126
Cabeça de Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	27
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	366
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	575
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	119

Em relação aos elementos que constituem a linha da costa crescêntica, identificaram-se 13 megacrescentes, com valores médios do comprimento e da largura de 286 e 28 m, e 9 gigacrescentes, com comprimento médio de 663 m e 45 m de largura média.

Neste levantamento, visualizaram-se apenas correntes de retorno, podendo ser também distinguidas correntes de retorno de praias e correntes de retorno topográficas. De um total de 28 correntes identificadas, 13 são do tipo topográfico e 15 correntes associadas a praias ou barras, com um espaçamento médio de todas as correntes de retorno de 421 m. Neste levantamento foram identificadas 27 cabeças de retorno de grandes dimensões, 366 m de largura média, chegando a exceder os 550 de largura máxima.

As correntes de retorno localizam-se entre barras transversais que unem a barra longitudinal à praia, embora esta seja, em alguns locais, descontínua. Foram identificadas 18 barras transversais com um comprimento médio de 235 m, espaçadas em média de 480 m. No que concerne à barra longitudinal apresenta-se paralela à linha de costa, embora em alguns locais deste sector, a barra apresente a forma de suaves crescentes, com as extremidades localizadas na região da união com as barras transversais e a baía localizada na região de escoamento da corrente de retorno.

Contudo, esta barra paralela pode não ser na sua essência de formação uma verdadeira barra paralela, ou seja, pode ser devida ao resultado do crescimento da barra transversal e da sua união com a barra imediatamente a sotamar. Como base na análise efectuada, este levantamento aponta para um dinâmica costeira elevada, que pode ser traduzida pela arriba da duna de fácil observação/identificação a sul de Cortegaça e pelo número de obras de defesa existentes. De referir ainda a intensidade e dimensão das correntes de retorno, bem como a dimensão das cabeças de retorno e que poderão funcionar como indicadores da quantidade de sedimentos que são transportados da zona costeira para o oceano.

As frentes urbanas neste grupo fotográfico apresentam características muito semelhantes ao do conjunto fotográfico anterior, não se verificando alterações significativas na dimensão da frente urbana e no número de obras de defesa e extensão de obras aderentes, ocorrendo contudo o seu prolongamento entre as frentes urbanas de Esmoriz e Cortegaça.

6.2.2.6 Levantamento de 12 de Junho de 1998

O conjunto de dados fotográficos correspondente ao ano de 1998, apenas abrange cerca de 50% do sector A. Deste modo, apenas 2 dos 4 subsectores apresentam mapas morfológicos, correspondendo aos subsectores localizados mais a sul, apresentados no anexo A.16 e A.17 e no esquema resumo B.5. No seguimento do que foi relatado anteriormente, este sector apresenta na generalidade o mesmo tipo de estruturas morfológicas que os anos de 1995 e de 1996.

Na análise visual da fotografia aérea deste ano foram identificados os seguintes formas/padrões morfológicos e hidrodinâmicos: linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de erosão; crescentes de praia; mini e correntes de retorno; canais de retorno; mini-cabeças e cabeças de retorno; barras transversais ligadas à praia; e barra crescêntica.

Relativamente às zonas de rebentação e espraiamento, estas apresentam larguras médias de cerca de 277 e 28 m, respectivamente. Comparando estes valores com os de 1996

verifica-se que para a zona de rebentação a largura média aumentou e para a zona de espraiamento diminuiu. Deste modo, analisando as zonas de transformação de cada ano verifica-se que o valor médio é de cerca de 305 e 287 m para o ano de 1998 e para o ano de 1996, respectivamente. Este facto pode ser explicado pela diferença de altura de onda ou de maré provocando a deslocação para sotamar ou barlamar da linha que serve de referência, e pela época do ano que pode conduzir a um perfil mais suave na zona emersa e a uma pendente mais acentuada da face da praia no Verão.

Na Tabela 6.5 são apresentados os resultados obtidos da análise das dimensões efectuada para as crescentes de praia, linha de costa crescêntica e correntes de retorno. Neste conjunto fotográfico foram identificadas 70 crescentes de praia, distribuídos por 6 grupos, apresentando dimensões médias de λ_{med} =46 m e de ω_{med}=8 m.

Foram também visualizadas megacrescentes e gigacrescentes, 9 e 3, respectivamente com valores médios de comprimento e de largura da ordem dos 430 e 21 m e dos 706 e 31 m.

Neste levantamento foram visualizadas mini-correntes e correntes de retorno. Foram identificadas 59 mini-correntes de retorno distribuídas por 5 grupos apresentando um espaçamento médio de 59 m. Paralelamente foram também identificadas 39 mini-cabeças de retorno com uma largura média da ordem dos 31 m. Relativamente às correntes de retorno foram apenas distinguidas correntes de retorno em praias, visto que as fotografias apenas abrangem o 3º e 4º subsector, nos quais apenas existem as obras de defesa do Furadouro. De acordo com a análise das dimensões, verifica-se que o espaçamento médio das correntes de retorno é de 496 m. Neste levantamento foram identificadas 5 cabeças de retorno com uma largura média de 296 m, valor inferior às cabeças de retorno identificadas no conjunto fotográfico de 1996.

Quanto às correntes de retorno foram identificadas 12, das quais 6 se localizam entre barras transversais (6) ligadas à praia, com um comprimento médio de 277 m e espaçamento irregular variando entre os 2060 m e os 470 m. Neste levantamento foi possível também identificar barras paralelas, com comprimento e largura médias de 391 e 144 m, e uma barra crescêntica com 1110 m de comprimento e 140 m de largura média, sendo constituída por 2 crescentes bem definidas com um comprimento e largura média de 290 e 106 m.

À semelhança dos levantamentos fotográficos de 1995 e 1996, este aponta também para uma dinâmica costeira elevada, suportada pelos padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, podendo ser resultante do clima de agitação existente no início do mês de Junho, em especial nos três dias anteriores à realização do voo fotográfico, com alturas de onda significativa a ultrapassar os 2.5 m.

Quanto às frentes urbanas apenas se pode visualizar o Furadouro, onde se pode constatar a reformulação do esporão sul, bem como do prolongamento da obra aderente.

Tabela 6.5 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (1998).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	70
	Número de Grupos	(nº)	6
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	46
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	95
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	13
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	8
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	20
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	2
Megacrescentes de Praia (100<λ<500)	Número de Megacrescentes	(nº)	1
	Número de Grupos	(nº)	1
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	103
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	103
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	-
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	8
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	8
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	-
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	9
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	430
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	482
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	314
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	21
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	47
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	12
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	3
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	706
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	828
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	555
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	31
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	44
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	20
Mini-Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	56
	Número de Grupos	(nº)	5
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	59
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	143
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	17
Cabeça da Mini-Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	39
	Largura Média	(m)	31
	Largura Máxima	(m)	51
	Largura Mínima	(m)	11
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	12
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	496
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	867
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	324
Cabeça de Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	5
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	296
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	376
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	170

6.2.2.7 Levantamento de 17 de Setembro de 2001

Pela análise visual deste conjunto fotográfico, foram identificados os seguintes elementos morfológicos e hidrodinâmicos: linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de

erosão; crescentes de praia; correntes de retorno; canais de retorno; e cabeças de retorno; barras transversais ligadas à praia; e barra ligada a terra por barras transversais. Relativamente às zonas de rebentação e espraiamento apresentam larguras médias da ordem dos 195 e 17 m, respectivamente. Em ambas as zonas de praia foi verificada uma redução da largura média quando comparado com os anos anteriores.

Na Tabela 6.6 são expressos os resultados obtidos da análise das dimensões para crescentes de praia, linha de costa crescêntica e correntes de retorno. Neste conjunto fotográfico foram identificadas 35 crescentes de praia, distribuídas por 5 grupos, com comprimento e largura médias de 43 m e de 8 m.

Tabela 6.6 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (2001).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	35
	Número de Grupos	(nº)	5
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	43
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	92
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	17
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	8
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	16
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	1
Megacrescentes de Praia (100<λ<500)	Número de Megacrescentes	(nº)	1
	Número de Grupos	(nº)	1
	Comprimento - (λ)	(m)	128
	Largura - (ω)	(m)	15
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	18
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	300
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	483
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	115
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	23
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	55
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	5
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	7
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	559
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	634
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	515
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	48
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	76
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	13
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	28
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	408
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	1002
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	90
Cabeça de Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	18
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	213
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	348
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	114

Para este ano as megacrescentes e gigacrescentes visualizadas, em número de 18 e 7, manifestavam valores médios de comprimento e de largura da ordem dos 300, 23 m e dos 559, 48 m, respectivamente.

Neste conjunto fotográfico foram apenas identificadas correntes de retorno (28), das quais se distinguem 14 correntes de retorno topográficas e 14 correntes de retorno de praia, como pode ser constatado nos mapas morfológicos do anexo A.18 a A.21 e no esquema resumo do anexo B.6. Segundo a análise das dimensões efectuada, o espaçamento médio das correntes de retorno é de 393 m. Em paralelo foram identificadas 27 cabeças de retorno, com uma largura média de 260 m.

As correntes de retorno de praia localizam-se na sua maioria entre barras transversais ligadas à praia, tendo sido identificadas um total de 13 barras transversais com um comprimento médio de 195 m e um espaçamento da ordem dos 855 m. Foram também identificadas 5 barras paralelas, com comprimento e largura médias de 320 e 100 m, bem como barras paralelas unidas à praia, parecendo pequenos terraços de maré, localizadas após o esporão inicial do sector e imediatamente a norte dos esporões sul de Cortegaça e do esporão norte do Furadouro, apresentando um comprimento e largura médias de cerca de 530 e 125 m.

No seguimento dos conjuntos aéreo fotográficos anteriores, este levantamento aponta para um dinâmica costeira elevada, bem visível nas obras de defesa existentes, em particular a obra de defesa aderente, continua entre Esmoriz e Cortegaça.

6.2.2.8 Levantamento de 13 de Agosto de 2002

De acordo com a análise visual deste ano, o sector pode ser caracterizado pelos seguintes elementos morfológicos e hidrodinâmicos: linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de erosão; crescentes de praia; correntes de retorno; canais de retorno; cabeças de retorno; barras transversais ligadas à praia; e barra longitudinal ligada a terra pelas barras transversais. Relativamente à zona de rebentação e de espraiamento apresentam larguras médias da ordem dos 175 e 30 m, respectivamente.

Como pode ser observado na Tabela 6.7, foram identificadas 75 crescentes de praia, distribuídas por 12 grupos, com comprimento e largura médias de 35 m e de 6 m. Para este ano foram igualmente visualizadas megacrescentes (23) e gigacrescentes (4), com valores médios de comprimento e de largura da ordem dos 321 e 50 m e dos 687 e 60 m.

Para este conjunto fotográfico foram observadas 29 correntes de retorno, das quais se distinguem 11 correntes de retorno topográficas e 18 correntes de retorno de praia, como pode ser constatado nos mapas morfológicos do anexo A.22 a A.25 e no esquema resumo do anexo B.7, com um espaçamento médio para todas as crescentes de 389 m. As correntes de retorno identificadas na zona de praia localizam-se entre as barras transversais ligadas à praia. Em paralelo foram identificadas 18 cabeças de retorno, com uma largura média de 213 m.

Tabela 6.7 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (2002 Ago).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	75
	Número de Grupos	(nº)	12
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	35
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	75
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	14
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	6
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	14
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	2
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	23
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	321
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	458
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	160
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	50
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	95
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	9
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	4
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	687
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	832
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	549
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	60
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	74
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	52
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	29
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	389
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	684
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	102
Cabeça de Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	18
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	213
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	348
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	114

Relativamente às barras transversais foram identificadas 24, com um comprimento médio de 175 m e um espaçamento da ordem dos 484 m. Para este levantamento foi também identificada uma barra longitudinal, ligada à praia pelas barras transversais, apresentando uma forma crescêntica em toda a sua extensão, embora mais acentuada na zona sem obras de defesa costeira.

Neste levantamento foram ainda identificados canais que poderão ser o prolongamento dos canais de retorno em período de preia-mar, em especial no subsector 3 deste sector. De salientar, que alguns destes canais se estendem até à berma de erosão de preia-mar.

Com base nos elementos identificados, este conjunto fotográfico aponta também para um dinâmica costeira elevada.

6.2.2.9 Levantamento de 28 de Outubro de 2002

A análise deste levantamento foi extremamente complexa e difícil de efectuar, em especial no que diz respeito às correntes de retorno. Na generalidade, este sector apresenta o mesmo tipo de estruturas morfológicas que os anos anteriormente apresentados, não apresentando contudo barras transversais.

Pela análise visual deste conjunto fotográfico, foram identificados os seguintes dados morfológicos e hidrodinâmicos (anexos A.26 a A.29 e anexo B.8): linha de vegetação; arriba de erosão dunar; berma de erosão; crescentes de praia; mini-correntes e correntes de retorno; canais de retorno; cabeças de retorno; barra longitudinal crescêntica e barra paralela ligada à praia. Relativamente às zonas de rebentação e espraiamento apresentam larguras médias da ordem dos 237 e 24 m, respectivamente.

Na Tabela 6.8 estão expressos os resultados obtidos da análise das dimensões das crescentes de praia, linha de costa crescêntica e correntes de retorno. Neste conjunto fotográfico foram identificadas 23 crescentes de praia, distribuídas por apenas três grupos, com comprimento e largura médias de 51 m e de 11 m.

Neste conjunto de dados foram visualizadas megacrescentes (37) e gigacrescentes (2), com valores médios de comprimento e de largura da ordem dos 280 e 21 m e dos 593 e 28 m.

Com foi referido anteriormente, a identificação e classificação das correntes de retorno foi difícil e complexa. Contudo optou-se por classificar as correntes de retorno em três tipos de correntes mediante a sua dimensão: mini-correntes de retorno (9), correntes de retorno de fraca intensidade (28) e corrente de retorno (33). As mini-correntes de retorno identificadas localizam-se no extremo sul do sector, na praia do Furadouro, distribuídas por apenas um grupo de 300 de comprimento, apresentando um espaçamento médio da ordem dos 33 m.

Quanto às correntes de retorno de fraca intensidade, localizadas a norte e a sul dos aglomerados de Esmoriz e Cortegaça, estão agrupadas em dois grupos: o primeiro com apenas 3 correntes e o segundo com 25, com um espaçamento médio de 259 e 197 m, respectivamente. Estas correntes localizam-se junto da praia, onde são visíveis os canais de retorno. Relativamente às correntes de retornos, surgem em toda a extensão do sector dividindo-se em 12 correntes topográficas e 21 correntes de praia, estas com características distintas das anteriormente apresentadas, uma vez que se localizam no canal entre as barras submersas a barlamar e a sotamar (ligada à praia) com um espaçamento médio de 350 m. Conjuntamente com as correntes de retorno foram identificadas 29 cabeças de retorno, com um comprimento médio de 280 m.

As correntes de retorno de fraca intensidade e as correntes de retorno parecem estar intimamente ligadas, uma vez que as correntes de maior intensidade parecem ser originadas pelo efeito conjunto de diversas correntes de intensidade mais reduzida e próxima da costa.

Relativamente às barras longitudinais identificadas, podem ser distinguidas duas barras: uma barra localizada a barlamar do tipo crescêntico, com cerca de 11,5 km de comprimento e uma largura média de 92 m, atravessada pelas correntes de retorno; e uma segunda barra ligada à praia, embora pontualmente sejam identificados canais de pequena profundidade, os quais podem ter sido formados pelas correntes de retorno da fraca intensidade, localizando-se sobretudo a norte e a sul dos aglomerados urbanos de Esmoriz e Cortegaça, com um comprimento de cerca de 8 km e um largura média de 40 m. A separar esta duas barras encontra-se um canal longitudinal em toda a extensão do sector em análise.

Tabela 6.8 – Formas e padrões morfológicos e hidrodinâmicos identificados, análise das dimensões (2002 Out).

Forma/Padrão	Características dimensionais		
Crescentes de Praia (λ<100)	Número de Crescentes	(nº)	23
	Número de Grupos	(nº)	3
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	51
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	71
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	37
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	11
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	22
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	5
Megacrescentes de Praia (100<λ<500)	Número de Megacrescentes	(nº)	1
	Número de Grupos	(nº)	1
	Comprimento - (λ)	(m)	117
	Largura - (ω)	(m)	20
Megacrescentes (100<λ<500)	Número de Crescentes	(nº)	35
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	262
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	479
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	117
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	21
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	45
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	4
Gigacrescentes (λ>500)	Número de Crescentes	(nº)	2
	Comprimento Médio - (λ_{med})	(m)	593
	Comprimento Máximo - (λ_{max})	(m)	634
	Comprimento Mínimo - (λ_{min})	(m)	552
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	28
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	31
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	24
Mini-Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	9
	Número de Grupos	(nº)	1
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	37
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	55
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	26
Correntes de Retorno de Fraca Intensidade	Número de Correntes	(nº)	28
	Número de Grupos	(nº)	2
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	202
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	387
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	96
Correntes de Retorno	Número de Correntes	(nº)	34
	Espaçamento Médio - (ε_{med})	(m)	350
	Espaçamento Máximo - (ε_{max})	(m)	738
	Espaçamento Mínimo - (ε_{min})	(m)	119
Cabeça de Corrente de Retorno	Número de Cabeças	(nº)	29
	Largura Média - (ω_{med})	(m)	288
	Largura Máxima - (ω_{max})	(m)	726
	Largura Mínima - (ω_{min})	(m)	111

À semelhança dos conjuntos aéreo fotográficos anteriores, este levantamento aponta para um dinâmica costeira elevada, que pode ser traduzida pela arriba duna de fácil observação/identificação a norte do Furadouro, bem como a sobreposição de linha com a linha de vegetação, em especial nos subsectores localizados entre Cortegaça e Esmoriz. Por outro lado verifica-se também e em quase toda a sua extensão a presença da berma de erosão, assim como uma mancha sedimentar continua ao longo de todo o sector, indicativo da grande dinâmica costeira existente.

6.2.2.10 Resumo

Da análise das formas/padrões identificados está patente a dinâmica morfológica da praia da zona em estudo. Verifica-se também que desde 1958 até 2007 recentemente parece haver uma evolução do estado morfológico das praias analisadas, passando de um estado menos energético para um estado mais energético, embora seja de difícil justificação uma vez que cada levantamento representa um instante ou um período bastante reduzido de um determinado estado morfológico.

Na Tabela 6.9 é apresentado um resumo das diversas formas identificas, regime de maré, clima de agitação para cada levantamento em análise.

Nesta tabela é possível verificar-se o aparecimento de estruturas morfológicas características de zonas costeiras em erosão como bermas de erosão, arribas dunares. Para além destes padrões estão patentes nos levantamentos fotográficos zonas onde ocorreram galgamentos e rebentamentos do cordão dunar.

À semelhança do que é verificado para a zona costeira dominada pela agitação, embora menos energética, a zona costeira em análise apresenta de um modo geral o mesmo tipo de estruturas morfológicas e padrões hidrodinâmicos, embora apresente uma maior dimensão.

Das formas identificadas e analisadas verifica-se que as dimensões das crescentes, megacrescentes e gigacrescentes apresentam um tamanho semelhante nos levantamentos em foram identificadas bem com os espaçamentos das minicorrentes e correntes de retorno. Assim, a primeira conclusão é que para ocorrer formação de determinadas formas/padrões é necessário que as condições sejam semelhantes, na região onde se formam.

De referir também, que a análise realizada não distingue as formas/padrões morfológicas identificadas em zona com obras defesa das identificadas zona praia natural, especialmente no que se refere às correntes de retorno.

Tabela 6.9 – Resumo das condições de agitação, maré e das formas e padrões identificadas.

| Data do Levantamento | | |

6.2.3 Análise da correlação entre as formas/padrões identificados e os parâmetros físicos

6.2.3.1 Introdução

No seguimento da análise efectuada, foi realizado uma outra abordagem na qual se procurou relacionar as características médias da agitação do dia do levantamento fotográfico, designado por dia 0, do dia anterior ao levantamento, designado por dia 1, dos 7 e dos 15 dias anteriores, denominados por dia 7 e dia 15, respectivamente (Tabela 6.10). Esta análise foi efectuada com o objectivo de verificar a correlação existente entre as características médias de agitação para estes períodos e o tipo, dimensão, espaçamento e número de formas/padrões identificado: minicorrentes de retorno, correntes de retorno, crescentes de praia, megacrescentes e gigacrescentes.

Tabela 6.10 – Características médias da agitação marítima – grupo I

Altura de onda significativa média								
	1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002	2002
H_{sm0}	1.5		1.7	2.3	1.8	1.6	1.4	
H_{sm1}	1.2		1.9	2.9	2.5	1.1	1.4	
H_{sm7}	1.5		1.5	1.9	1.6	1.0	1.4	
H_{sm15}	1.5		1.5	1.9	1.4	1.1	1.3	
H_{30}		3.6						
Período médio								
	1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002	2002
T_{m0}	12.3		9.8	11.1	7.9	9.3	8.0	
T_{m1}	10.8		11.0	12.1	8.9	7.8	6.8	
T_{m7}	9.9		10.0	9.7	8.2	7.3	6.5	
T_{m15}	9.7		10.0	9.1	7.4	7.2	6.7	
T_{m30}		13.9						
Rumo Médio								
	1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002	2002
R_{m0}	275		313	306	307	327	323	
R_{m1}	287		314	299	300	328	320	
R_{m7}	275		312	306	290	320	322	
R_{m15}	287		310	301	280	323	317	
R_{30}		250						

Foi ainda calculado um outro conjunto de valores médios da agitação, caracterizado pelo agrupamento dos registos do dia 0, com o do dia 1, do dia 7 e do dia 15, passando a ser denominado por dia 1+0, 7+0 e 15+0 (Tabela 6.11). Assim, os valores médios calculados, por exemplo para o dia 1+0, resultam da média dos valores do dia 0 e dia 1, e assim sucessivamente.

Para além das características da agitação foi ainda efectuado um outro conjunto de cálculos, utilizando os valores anteriormente obtidos, para a obtenção de valores de parâmetros como: a energia cinética da onda (E_k), a potência da onda (P), o fluxo de energia (P_b), o parâmetro adimensional (H/gT^2) e o comprimento de onda (L). Nestes cálculos foram também tidas em consideração as pequenas e as grandes profundidades, utilizando dois métodos de cálculo para a determinação das pequenas profundidades – graficamente e teoria da onda solitária –, e da altura de rebentação –, expressões de Komar e Goughan (1972) e Teixeira (1994), Tabela 6.12. Os resultados obtidos, para os parâmetros anteriormente referidos, são apresentados no anexo C.

Tabela 6.11 – Características médias da agitação marítima – grupo II

Altura de onda significativa média								
	1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002	2002
H_{m1+0}	1.3		1.8	2.6	2.2	1.4	1.4	
H_{m7+0}	1.5		1.5	1.9	1.6	1.1	1.4	
H_{m15+0}	1.5		1.5	1.9	1.5	1.1	1.3	
Período médio								
	1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002	2002
T_{m1+0}	11.7		10.4	11.6	8.4	8.5	7.5	
T_{m7+0}	10.3		10.0	9.9	8.2	7.5	6.7	
T_{m15+0}	9.9		10.0	9.2	7.5	7.3	6.8	
Rumo Médio								
	1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002	2002
R_{m1+0}	281		313	304	303	328	321	
R_{m7+0}	275		312	306	292	321	322	
R_{m15+0}	281		310	301	282	323	318	

Os valores obtidos foram correlacionados graficamente com o número (N), a dimensão (comprimento – λ e largura - ω) e o espaçamento (ε) das formas/padrões identificados (Anexo D), com o objectivo de verificar a existência de interdependências, correlações e tendências entre os parâmetros físicos da agitação e o tipo e dimensão da forma/padrão identificado.

Com se pode verificar nos gráficos apresentados no Anexo D, foram considerados e correlacionados os valores máximos, médios e mínimos das formas/padrões costeiros com os valores da agitação médios, da energia cinética da onda, da potência da onda, do fluxo de energia, do parâmetro adimensional H/gT^2, do comprimento de onda, para os levantamentos anteriormente referidos.

Para além da representação gráfica dos vários parâmetros e características morfológicas, foi realizada uma classificação por intervalos. Esta classificação teve como objectivo a elaboração de matrizes de tendência e de correlação entre os parâmetros físicos da agitação, para os intervalos de tempo considerados, para grandes e pequenas profundidades e para alturas de onda na rebentação obtidas pela expressão de Komar e Goughan (1972). Os resultados das matrizes obtidas são apresentados no anexo E.

A divisão das características médias por intervalos, resultou da necessidade de síntese dos resultados obtidos. A classificação foi elaborada de forma empírica, sendo o comprimento de onda em profundidade reduzida, a energia cinética e a potência divididos em 20 classes, sendo atribuído o valor de 0.25 para a menor e de 5 para a mais elevada. Para os restantes parâmetros, altura de onda, período de onda, rumo, comprimento de onda em grande profundidade, H/gT^2, largura da zona de rebentação total e secundária e fluxo de energia foram enquadrados em 10 classes, sendo atribuído à menor o valor de 0.5 e à maior o valor de 5.

A classificação e as matrizes resultantes, para cada forma morfológica e padrão hidrodinâmico, para os intervalos de tempo considerados, são apresentados no anexo E1 e do E2 ao E36.

Tabela 6.12 – Parâmetros e expressões de cálculo utilizadas.

Parâmetro	Expressão utilizada
H_s	$\overline{H_s} = \left(H_{s1} + H_{s2} + ... + H_{sn}\right) / N$
T_{Hs}	$\overline{T_{Hs}} = \left(T_{Hs1} + T_{Hs2} + ... + T_{Hsn}\right) / N$
T_p	$\overline{T_p} = \left(T_{p1} + T_{p2} + ... + T_{pn}\right) / N$
θ	$\theta=atan(\Sigma(sin(\theta*\pi/180))/\Sigma(cos(\theta*\pi/180)))*180/\pi+360$
d_b	Graficamente $H/d=0.78$
H_b	Teixeira (1994): $H_b=0.4+0.77H_{s0}$ Komar e Gaughan (1972): $H_b=0.39g^{1/5}(TH_0^2)^{2/5}$
L	Grandes profundidades: $L_0 = gT^2/2\pi$ Profundidade reduzida: $L=T(gd)^{1/2}$
C	Grandes profundidades: $C_{0=} gT/2\pi$ Profundidade reduzida: $C= (gd)^{1/2}$
C_g	Grandes profundidades $C_{0g=} gT/4\pi$ Profundidade reduzida: $C_g= (gd)^{1/2}$
E_k	Energia cinética: $E_{k0}=1/16\rho gH^2L$ $E_{kb}=1/16\rho gH_b^2L$
E_T	Energia Total: $E_{T0}=1/8\rho gH^2L$ $E_T=1/8\rho gH_b^2L$
E	Energia Especifica: $E_0=E_{T0}/L$ $E=E_T/L$
P	Potência da Onda: $P_0=1/2E_0C_0$ $P=EC$
P_b	Fluxo de energia na zona de rebentação: $Pl=1/8\rho gH_b^2C_{gb}\cos\alpha_b \operatorname{sen}\alpha_b$

Paralelamente, de acordo com a classificação obtida, foram elaborados diversas representações gráficas (anexo E2 a E36), com o intuito de verificar novas correlações e tendências entre as formas/padrões identificados e os parâmetros físicos considerados de cada levantamento em análise.

Neste conjunto gráfico são representados os levantamentos que apresentem formas/padrões e parâmetros físicos, estando estes divididos de acordo o seu tipo. Assim, são apresentados em seis conjuntos de gráficos para o dia 0, estando divididos da seguinte forma: características da agitação (altura, período e rumo), comprimento de onda, energia cinética e potência para grandes e pequenas profundidades, fluxo de energia e largura da zona de rebentação total e secundária. Para os restantes dias e em virtude de não existirem dados, não estão representados nos conjuntos gráficos o fluxo de energia e a largura da zona de rebentação total e secundária.

Posteriormente, com base na classificação obtida, foram efectuadas várias tentativas com o objectivo de determinar um índice de sensibilidade que permitisse quantificar as tendências de comportamento da formas/padrões, com base nos parâmetros físicos considerados.

Deste modo foram considerados índices frequentemente utilizados na estatística, designados por índices compósitos ou sintéticos, que permitem agregar num só valor diversos itens expressos em diferentes unidades. Paralelamente, foi ainda efectuado o cálculo de alterações percentuais dos grupos de parâmetros considerados para cada levantamento, relativamente ao ano de 1958.

Por último, a análise dos resultados obtidos, foi efectuada tendo em consideração que os levantamentos de 1958 e o de 1998 cobriam apenas cerca de 50% e de 62,5% da totalidade do sector A, respectivamente. Contudo, com base nos resultados obtidos e nas características da agitação, foi possível, em certos casos, a realização de extrapolações de tendência.

6.2.3.2 Análise de minicorrentes de retorno e correlação com parâmetros físicos

Analisando os dados obtidos verifica-se, de uma maneira geral, que as minicorrentes de retorno apresentam um espaçamento médio muito semelhante variando entre cerca de 40 e 50 m, tendo sido identificadas para os anos de 1958, 1967, 1995, 1998 e 2002b. No processo de identificação destes padrões, surgiram dificuldades relacionadas com a falta de resolução da fotografia, podendo ter conduzindo a erros de interpretação. Estas correntes devido ao seu carácter temporário serão analisadas tendo em conta as características dos parâmetros físicos em especial do dia 0, podendo-se efectuar referências aos parâmetros físico do dia anterior, dia 1, e do dia 1+0.

Analisando os gráficos das Figura D1 e D2, verifica-se que quando o rumo da agitação é superior a 310° o número de correntes de retorno (Agosto de 1995) é menor ou simplesmente inexistente (Setembro de 2001 e Agosto de 2002). Este conjunto de gráficos revela ainda que dois levantamentos, 1996 e 1998, com direcções semelhantes apresentam realidades díspares, ou seja no levantamento de 1996 não foi identificada qualquer minicorrente, ao contrário do que foi verificado no levantamento de Junho de 1998, com um número significativo de correntes identificadas. No entanto, este facto pode ser explicado pela valor de altura de onda significativa, 2.3 m no dia 0 e 2.9 m no dia 1 em 1996, que para além de ter destruído/aplanado a praia apresentava níveis de energia demasiado elevados para formar minicorrentes de retorno. De salientar ainda que o valor do período de onda no levantamento de 1996, para os dias referidos, apresenta valores superiores a 11 s, ao passo que para o ano de 1998 o período de onda se situava abaixo dos 9 s. Este facto pode ter contribuído de forma significativa para a presença ou ausência deste mini padrões hidrodinâmicos.

Nessas figuras verifica-se também que para períodos de onda semelhantes (1958 e 1996), para um caso são identificadas correntes de retorno e para o outro não. Contudo, se a análise for efectuada conjuntamente com a altura de onda e o rumo, verifica-se que o ano para o qual não foram identificados os padrões hidrodinâmicos em análise, tal se deve, provavelmente, ao elevado valor da altura de onda (>2m) e pelo rumo ser acentuadamente oblíquo (306º).

Nas figuras D3 e D4, são apresentadas as análises comparativas entre o comprimento de onda (L_0 – comprimento de onda ao largo; L_{db} – comprimento de onda calculado com base na profundidade obtida graficamente; e L_b – Comprimento de onda calculado com base na teoria da onda solitária), e o número de miniretornos verificando-se, de um modo geral, que

a correlação existente, para os três comprimentos de onda, é semelhante à do período de onda.

Outro parâmetro analisado e que apresentou resultados interessantes, foi a largura da zona de rebentação total e secundária (anexo D5). Nos voos analisados verificou-se que os dois primeiros (1958 e 1967) apresentavam apenas uma zona de rebentação, contrastando com os restantes que apresentavam duas zonas de rebentação. Analisando os anos com apenas uma zona de rebentação (1958 e 1967) e os anos com duas zonas de rebentação verifica-se que a sua largura apresenta a mesma ordem de grandeza, variando entre os 39 e os 79 m. Contudo, para as zonas de rebentação secundárias, com a largura de 75 m (levantamento de 1996) e de 79 m (levantamento de 2002a), não foram identificadas minicorrentes de retorno. Pelo contrário, os levantamentos que apresentavam uma largura da zona de rebentação (primária ou secundária) entre os 39 m e os 58 m todas possuíam correntes de retorno, com excepção do levantamento de 2001. Todavia, este facto pode se explicado pelo facto de a qualidade do conjunto fotográfico não ser a melhor, não tendo sido possível a sua identificação.

Relativamente aos restantes parâmetros físicos, nomeadamente a energia cinética da onda (E_k), a potência da onda (P), o parâmetro adimensional H/gT^2 e o fluxo de enrgia (P_l) (figuras D6 a D19), verifica-se que, em geral, a tendência é semelhante para grandes e pequenas profundidades, independentemente da altura de onda utilizada. Porém, para pequenas profundidades, os valores absolutos obtidos são superiores quando é considerada a altura de rebentação da onda (H_{GKb}), resultante da aplicação da expressão de Komar e Goughan (1972).

De acordo com a observação das figuras D6 a D9, verifica-se que os levantamentos em que foram identificadas minicorrentes de retorno apresentam valores de energia cinética muito semelhantes (levantamentos de 1958, 1995 e 1998). Contudo, apesar de o valor da energia cinética de 2001 ser semelhante aos levantamentos anteriormente referidos não foram identificadas minicorrentes de retorno, podendo estar relacionadas com as razões anteriormente referidas. Quanto aos restantes levantamentos (1996 e 2002a), para o primeiro verifica-se que o valor da energia cinética é muito superior e o segundo inferior, quando comparados com valores de anos em que foram identificados estes padrões hidrodinâmicos. Assim, no primeiro caso, a onda apresentava uma grandeza excessiva para formar minicorrentes de retorno, enquanto que no segundo a energia da onda não seria suficiente para formar este tipo de correntes. Contudo, é de realçar o facto do valor da energia cinética, do levantamento de 2001, para os períodos anteriores à data do levantamento, serem bastante reduzidos. Este factor poderá indicar que, apesar do valor da energia cinética do dia 0 ser semelhante aos levantamentos em que foram identificados minicorrentes de retorno, as condições de agitação dos dias anteriores são importantes no aparecimento deste tipo de padrão, nomeadamente na geração de condições topográficas ideais nos dias subsequentes. As observações e constatações referidas anteriormente para a energia cinética, aplicam-se integralmente também para a potência (Figura D10 à Figura D13).

Analisando o parâmetro adimensional, H/gT^2, Figuras D14 à Figura D17, em geral, não é possível estabelecer uma correlação entre o número de minicorrentes e H/gT^2. Esta evidência é explicada pela existência e pela ausência de correntes de retorno, para valores reduzidos e elevados de H/gT^2. Porém, analisando os valores da altura e do período de onda constata-se que o grupo de levantamentos que possui minicorrentes de retorno, quando

apresenta alturas de onda mais baixas os períodos de onda são mais elevados e vice-versa. No caso do grupo de levantamentos que não possui estes padrões hidrodinâmicos, a altura e o período de onda apresentavam a mesma tendência, ou seja para valores elevados/reduzidos de altura de onda, verificam-se também valores elevados/reduzidos de período de onda.

Por último, analisando o fluxo de energia (Figura D18 e Figura D19), que traduz a capacidade de transporte sedimentar da agitação, observa-se, em geral, uma relação entre este parâmetro e os levantamentos em que foram identificadas minicorrentes de retorno. Analisando os gráficos correspondentes, verifica-se que para as profundidades consideradas a tendência é semelhante, estando associadas a menores valor de fluxo de energia e em especial para a crista 1. Todavia, apesar do ano de 2002a apresentar um valor do fluxo de energia reduzido, não foram identificadas minicorrentes de retorno, podendo tal ser explicado pela persistência de um valor baixo do fluxo de energia para as cristas de onda consideradas. Analisando o valor médio total obtido verifica-se que, em especial para a altura de onda na rebentação de Komar e Goughan (1972), para os valores mais elevados não ocorreu a formação de miniretornos. Este facto, poderá significar que estes padrões poderão funcionar como mecanismos activos no transporte sedimentar para barlamar, muito embora para valores de fluxo de energia menos energéticos.

No que se refere ao espaçamento das minicorrentes de retorno observa-se para os três levantamentos em análise (1958, 1995 e 1998), que o espaçamento parece variar em função da altura, do período e do rumo da onda. Observando a Figura D20 e a Figura D21, pode-se verificar que o levantamento de 1958 apresentava valores de espaçamento superior aos restantes levantamentos analisados. Correlacionando os valores dos espaçamentos obtidos com os valores da agitação marítima para 1958 e 1995 pode-se constatar que o valor do espaçamento médio decresceu, facto que poderá estar relacionado como a diminuição do valor do período e com o aumento do rumo, apesar de ter ocorrido um aumento do valor da altura de onda. Relacionando o levantamento de 1958 com o de 1998, a tendência observada é análoga.

Todavia, quando comparados os anos de 1995 e 1998, verifica-se que o valor do espaçamento aumentou ligeiramente de 42 m para 44 m, o que não é significativo. Ao contrário do caso anterior o valor do período de 1995 é superior ao de 1998, muito embora o rumo revele uma ligeira diminuição e a altura de onda apresente um ligeiro aumento.

De uma forma geral, com base nestes elementos, verifica-se a existência de uma tendência para a diminuição do espaçamento das minicorrentes de retorno quando o período diminui e o rumo aumenta em simultâneo. No entanto, no caso do período e o rumo diminuirem verifica-se um aumento do espaçamento destes padrões.

Relativamente ao comprimento de onda (L) (Figura D22 e Figura D23) os três valores considerados apresentam o mesmo comportamento nos intervalos de tempo analisados, com uma ligeira alteração para o comprimento de onda ao largo no dia 1+0. Comparando os levantamentos de 1958 com o de 1995 e o de 1996, observa-se que neste conjunto de gráficos a tendência é semelhante, isto é, para um valor maior de comprimento de onda corresponde um maior espaçamento. Contudo, quando se comparam os anos de 1995 e 1998, esta tendência inverte-se (maiores comprimentos de onda estão associados a menores espaçamentos). De referir, contudo que, se o ano de 1998 cobrisse a totalidade da

extensão do sector A, esta ultima tendência poderia acentuar-se ou seguir a tendência idêntica à referida em primeiro lugar.

Analisando o espaçamento versus a largura da zona de rebentação total e secundária medida (D24) verifica-se que as zonas de rebentação entre os 39 e 58 m apresentam espaçamentos médios semelhantes, variando entre 0.6 e 1.2 vezes das zonas de rebentação consideradas. Para este parâmetro observa-se, em geral, que com o aumento da largura da zona de rebentação total, o espaçamento dos miniretornos tende também a aumentar.

Quanto aos restantes parâmetros físicos, energia cinética, potência, parâmetro adimensional H/gT^2 e fluxo de energia (Figura D25 à Figura D38) constata-se que, em geral, a tendência é semelhante para grandes e pequenas profundidades, independentemente da altura de onda utilizada. Analisando o conjunto de Figuras D25 a D28 verifica-se que o espaçamento médio se correlaciona com a energia cinética, embora seja importante referir que o rumo parece influenciar o espaçamento. Deste modo, particularmente para o dia 0, 1 e 1+0, quando um levantamento apresentam ângulo de incidência da agitação próximo ou coincidente com a perpendicular à linha de costa, independentemente do valor de energia cinética (caso de 1958 e 1995), o espaçamento entre correntes tenderá a ser mais elevado do que quando um levantamento apresenta um valor de energia cinética maior e a agitação incide de forma oblíqua, relativamente à linha de costa (caso de 1995 e 1998).

As considerações anteriormente referidas podem ser aplicadas do mesmo modo à potência da onda (Figura D29 à Figura D32), visto apresentar uma tendência análogo ao da energia cinética. Contudo, é de salientar que a potência, para o dia 0, apresenta, em geral, valores crescentes de 1958 para 1998 (considerando apenas os levantamentos com minicorrentes de retorno identificadas), ao passo que a energia cinética apresenta a tendência inversa. Para os restantes intervalos de tempo, dia 1 e 1+0, apresentam tendências idênticas, isto é, valores crescentes de 1958 para 1998.

Da Figura D33 à Figura D36 são apresentadas as relações entre o parâmetro adimensional H/gT^2 e o espaçamento dos miniretornos, constatando-se que a interdependência entre estes parâmetros é inconclusiva, visto que o espaçamento destes padrões para o ano de 1998 é parcial. No entanto, se seguirmos a tendência observada na comparação entre o ano 1958 e o ano de 1995, poderemos referir que com o aumento do H/gT^2 verifica-se uma redução do espaçamento, facto que se baseia fundamentalmente na redução do período de onda. Em relação ao último parâmetro em análise, o fluxo de energia, como pode ser observado na Figura D37, para valores elevados do fluxo de energia não foram identificadas minicorrentes de retorno, em particular para a crista 1. No entanto, na Figura D38 observa-se a mesma esta tendência para as cristas 2 e 3, e para o valor médio de todas as cristas. Com base nos resultados obtidos, constata-se que parece existir uma diminuição do espaçamento de acordo com o aumento do fluxo de energia, podendo-se extrapolar que o valor do espaçamento médio total, para 1998, é menor do que o obtido para apenas metade do sector A.

Na Tabela 6.13 e Tabela 6.14 são apresentadas, a tendência de variação relativamente ao ano anterior, verificando-se que, em geral, ambas as fórmulas usadas apresentam tendências idênticas.

Tabela 6.13 – Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise.

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N	56		87		56		19				74				9	
	ε	51		41		51		42				44				37	
Dia 0	H					↑		↑		↓		↓		↓			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↑		↓			
	LRE	↑		↑		↑		↑		↑		↓		↑		↓	
	LRE_2	↑		↓		↓		↑		↓		↓		↑		↓	
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↑	↑	↓	↓		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↔	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	P_{lb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_{ldb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↓	↓		
Dia 1	H					↑		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↑		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↑			
	L_0					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↔		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

Tabela 6.14 – Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise (cont.).

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N	56		87		19				74						9	
	ε	51		41		42				44						37	
Dia 1+0	H					↑		↑		↓		↓		↔			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↓		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↓		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

6.2.3.3 Análise das correntes de retorno e correlação com parâmetros físicos

As correntes de retorno foram analisadas tendo em consideração o seu conjunto, não tendo sido divididas em topográficas e de praia. Estes padrões foram identificados em todos os levantamentos com excepção do levantamento de 1958. Em geral, pode-se distinguir um crescimento do número de correntes de retorno ao longo do período em análise e quando comparados levantamentos do mesmo mês, mas de anos distintos. O mês de Junho de 1998 apresenta uma quebra no número de correntes identificadas, que se deve ao facto de ter sido analisado apenas metade da extensão do sector A.

Com base na Figura D39 e na Figura D40, pode-se observar a existência de uma tendência para que o número de correntes de retorno varie com a altura de onda, o período e o rumo. No decorrer da análise verificou-se que estes parâmetros deverão ser analisados em conjunto e tendo em consideração as condições de agitação dos dias anteriores (dia 1 e dia 7). Analisando as Figuras anteriormente referidos, verifica-se que, em geral, com a diminuição da altura de onda e do período e o aumento da obliquidade da incidência da onda o número de correntes de retorno aumenta, como se pode constatar através da comparação dos levantamentos de 1996, 2001 e 2002a. No entanto este pressuposto também é observado quando a altura de onda e o período aumentam e o rumo diminui, o que se verifica nos levantamentos de 1995 e 1996.

Na análise do comprimento de onda (Figura D41 e Figura D42) a tendência observada é semelhante para os três comprimentos de onda considerados, variando de acordo com a variação do período, uma vez que este parâmetro está intimamente ligado ao período de onda. Assim, para o dia 0, 1 e 1+0 os comprimentos de onda parecem não apresentar correlação com o número de correntes de retorno existentes; já com o aumento ou diminuição do comprimento de onda o número de correntes tende a aumentar. Esta tendência é alterada para os dias 7, 15, 7+0 e 15+0 especialmente para o comprimento de onda ao largo, em que com a diminuição do comprimento de onda se verifica um aumento do número de correntes de retorno, com a excepção do levantamento de 1998, pela razão anteriormente assinalada. Este facto poderá indicar que as correntes de retorno estão associadas a fenómenos contínuos ao longo de um período de tempo alargado e não instantaneamente como acontece com as minicorrentes de retorno.

Foi também efectuada foi a correlação entre a largura da zona de rebentação, total e secundária, com a presença e o número de correntes de retorno. Como é possível visualizar na Figura D43, para a maioria dos levantamentos em análise, o aumento da largura da zona de rebentação total contribuiu para o aumento do número de correntes de retorno.

Relativamente à energia cinética (Figura D44 à Figura D47) verifica-se que a tendência é semelhante para os resultados obtidos pela expressão de Teixeira (1994) e Komar e Gaughan (1972). Comparando os levantamentos de 1995, 1996, 2001 e 2002a constata-se, em especial para o dia 0, 1+0, que a menores valores de energia cinética corresponde um maior número de correntes de retorno. No entanto, no levantamento de 1996, verifica-se uma inversão deste facto quando comparado com o levantamento de 1995, sendo igualmente registada, quando comparados os levantamentos de 2001 e 2002a, para os restantes intervalos de tempo. Este facto ocorre devido à ocorrência de maiores alturas de onda, originando valores de energia cinética mais altos. Uma variação semelhante é apresentada pela potência (Figura D48 à Figura D51), quer para ambas as alturas de rebentação de onda utilizadas, quer para os dois conjuntos temporais.

Para este padrão hidrodinâmico há que salientar a correlação entre H/gT^2 e número de correntes de retorno (Figura D52 à Figura D55), verificando-se que para maiores valores de H/gT^2 corresponde um maior número de correntes identificadas, estando este parâmetro amplamente correlacionado com a variação da altura e do período de onda. Esta tendência

foi verificada para os dois conjuntos temporais e alturas de rebentação da onda resultantes das fórmulas anteriormente referidas.

Quanto ao fluxo de energia (Figura D56 e Figura D57) pode observar-se que, em geral, com o seu aumento o número de correntes de retorno tende também a aumentar, com excepção do levantamento de 2002a. Esta excepção pode estar relacionada com o momento em que foi realizado o levantamento fotográfico, em baixa-mar de água vivas, altura em que a rebentação na barra aumenta a intensidade de escoamento, podendo deste modo ter originado um maior número de correntes de retorno. Esta constatação verifica-se sobretudo para as cristas 2 e 3 e para o fluxo de energia médio, para a altura de rebentação da onda obtida pela expressão de Teixeira (1994). Relativamente às cristas 1 e 4, para esta mesma altura de onda, quando comparadas apresentam uma tendência oposta, ou seja quando o valor do fluxo de energia cresce na crista 1, na crista 4 decresce. Comparando as alturas de rebentação da onda consideradas, pode-se assinalar a existência de uma tendência semelhante para as cristas 1 e 4 e uma tendência ligeiramente diferente para as cristas 2 e 3, especialmente para o levantamento de 1998.

Relativamente ao espaçamento das correntes de retorno, uma primeira conclusão a retirar da análise é que quanto maior for o número de correntes de retorno, menor é o espaçamento entre as correntes, para sectores com a mesma extensão. Analisando os dados apresentados na Figura D58 e Figura D59, pode notar-se uma tendência para a diminuição do espaçamento médio das correntes de retorno com a diminuição da altura e período de onda e com o aumento da obliquidade da agitação, em especial para os anos de 1995, 1996, 2001 e 2002a. No entanto, no levantamento de 1995, não foram identificadas correntes de retorno no subsector final.

A tendência referida no parágrafo anterior aplica-se igualmente aos comprimentos de onda considerados (Figura D60 e Figura D61) para os levantamentos de 1995, 1996, 2001 e 2002a. Este facto deve-se essencialmente à preponderância do período no cálculo do comprimento de onda, apresentado assim uma tendência idêntica.

Em relação à largura de rebentação, esta pode ser analisada tendo em consideração a zona de rebentação total e a segunda zona de rebentação. Embora estas zonas de rebentação apresentem a mesma tendência, as magnitudes das zonas de rebentação total de 1958 e 1967, são da mesma ordem de grandeza da segunda zona de rebentação dos restantes levantamentos. De um modo geral, e de acordo com a Figura D62, para maiores larguras de rebentação surgem maiores espaçamentos das correntes de retorno, com excepção do levantamento de 1967, se for comparada com as restantes larguras de rebentação totais. No entanto, se a largura de rebentação de 1967 for comparada com a zona secundária dos restantes anos verifica-se que a hipótese é válida. Esta tendência apresenta uma modificação da tendência no levantamento de 2002a, no qual, para maiores valores da largura das zonas de rebentação ocorrem menores espaçamentos das correntes de retorno, quando comparado com o levantamento de 2001.

Nesta análise foi possível verificar a razão entre o espaçamento das correntes e a largura total e secundária de rebentação que, no primeiro caso variou entre 1.5 e 9 e, no segundo caso, entre 4.5 e 9.5. Comparando com a razão indicada nas referências bibliográficas, que

indica situar-se entre 1.5 e 8, pode-se concluir que as razões obtidas se enquadram neste intervalo.

À semelhança do comprimento de onda (Figura D63 à Figura D70), quando a energia cinética e a potência são menores, o espaçamento das correntes de retorno tende diminuir, especialmente para o dia 0. Relativamente aos restantes dias a tendência é também verificada, embora para os levantamentos de 2001 e 2002a apresente uma ligeira inversão desta tendência. Esta tendência é verificada devido à variação da altura de onda, influenciando os cálculos da energia cinética e da potência de forma significativa, obtendo-se maiores valores para estes parâmetros para maiores alturas de onda.

Outro parâmetro que manifesta uma tendência de comportamento semelhante ao espaçamento médio das correntes de retorno é o H/gT^2 (Figura D71 à Figura D74), ou seja, pode verificar-se que, à medida que o espaçamento médio das correntes de retorno diminuiu ou aumenta, o parâmetro adimensional H/gT^2 varia no mesmo sentido, sendo influenciado significativamente pelo aumento ou diminuição da altura e do período da onda. No entanto, para o espaçamento máximo, verifica-se que esta tendência se inverte, isto é, à medida que o valor de H/gT^2 aumenta, o espaçamento máximo tende a diminuir e vice-versa.

Analisando a correlação entre o fluxo de energia e o espaçamento das correntes (Figura D76 e Figura D77), verifica-se que, para os levantamentos de 1995, 1996, 20001 e 2002a, a altura de rebentação de onda apresenta uma tendência idêntica para as cristas 1, 2 e 3, para os valores de espaçamento máximo e médio. Esta tendência traduz que para maiores valores do fluxo de energia, correspondem maiores espaçamentos das correntes de retorno, o que, de um modo geral, significa uma maior altura de onda e uma maior obliquidade da agitação incidente. Para o ano de 1998, o fluxo de energia para as cristas 2 e 3, apresenta tendências opostas para os dois valores de altura de rebentação de onda. Se apenas se avaliasse o fluxo de energia para o caso da altura de rebentação de Komar e Gaughan (1972), a tendência seria a diminuição do espaçamento, ao passo que no caso de Teixeira (1994) a tendência seria inversa e idêntica à que é apresentada na Figura D76. Contudo, e como foi referido anteriormente, este levantamento apenas foi analisado parcialmente.

No entanto, é provável que o espaçamento das correntes de retorno aumente com o fluxo de energia, o qual se traduz por um aumento da altura de onda e da obliquidade da agitação incidente. Deste modo, a capacidade de transporte sedimentar é elevada, sendo plausível o aumento do espaçamento e da dimensão das barras transversais, levando por conseguinte ao aumento do espaçamento das correntes de retorno.

Na Tabela 6.15 e

Tabela 6.16 são apresentadas, a tendência de variação relativamente ao ano anterior. Como se pode constatar, à semelhança das mini-correntes de retorno, ambas as fórmulas usadas apresentam tendências idênticas.

Tabela 6.15 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise.

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N			11				22		27		12		28		29	
	ε			421				370		437		496		408		389	
Dia 0	H					↑		↑		↓		↓		↓			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↑		↓			
	LRE	↑		↑		↑		↑		↑		↓		↑		↓	
	LRE_2	↑		↓		↓		↑		↓		↓		↑		↓	
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↑	↑	↓	↓		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↔	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	P_{lb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_{ldb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↓	↓		
Dia 1	H					↑		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↑		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↑			
	L_0					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↔		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

Tabela 6.16 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise (cont.).

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N			11				22		27		12		28		29	
	ε			421				370		437		496		408		389	
Dia 1+0	H					↑		↑		↓		↓		↔			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↓		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↓		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

6.2.3.4 Análise das crescentes de praia e correlação com parâmetros físicos

Após a análise dos padrões hidrodinâmicos identificados e a sua correlação com os parâmetros físicos, será agora efectuada uma análise semelhante mas para as formas morfológicas identificadas nos voos aéreos já referidos, para o sector A. Quanto às crescentes de praia, a partir dos dados obtidos, e de acordo com a Figura D78 e Figura D79, pode-se verificar que, de um modo geral, quando o período da onda incidente aumenta, o número de crescentes tende a diminuir e vice-versa, especialmente para o dia 0. A altura de onda e o rumo podem também contribuir para o número de crescentes existente, embora pareçam apresentar uma influência menos significativa. No entanto, para a altura de onda, observa-se que levantamentos com valores extremos (superiores ou inferiores) para os intervalos diferentes do dia 0, apresentam um menor número de crescentes de praia.

Um comportamento semelhante ao do período de onda é evidenciado pelos comprimentos de onda considerados (Figura D80 e Figura D81), especialmente para o dia 0, em que para maiores comprimentos de onda corresponde um menor número de crescentes de praia identificadas.

Analisando a largura da zona de rebentação secundária e total (Figura D82), verifica-se que a zona de rebentação secundária (na qual se incluíram os levantamentos de 1958 e 1967) parece ter uma influência elevada no número de crescentes de praia identificadas. Deste modo, observando a Figura D82, verifica-se que para maiores larguras da segunda zona de rebentação tende a existir um maior número de crescentes de praia. No entanto é importante referir que para os levantamentos de 1996 e 1998 esta tendência não se verifica, podendo ser fruto das condições de agitação dos dias anteriores, que, no caso do levantamento de 1996, pode ter causado a destruição de crescentes e, no caso do levantamento de 1998, ter contribuído para a formação de crescentes. Um outro levantamento que poderá ter tido influência das condições de agitação dos dias precedentes é o de 1967, no qual foram identificadas 204 crescentes, estando porém divididas por três classes: crescentes de praia de espraiamento, de preia-mar e de tempestade.

Outros parâmetros que apresentam tendências idênticas são a energia cinética e a potência, embora com grandezas diferentes. Analisando as Figuras D83 à D90 verifica-se que, em geral, quando estes dois parâmetros aumentam, o número de crescentes tende a diminuir, em particular para o dia 0. Relativamente aos restantes intervalos de tempo considerados verifica-se uma ligeira alteração desta tendência para os levantamentos de 2001 e 2002a, quando comparados com os restantes. No entanto esta inversão deve-se fundamentalmente à variação da altura de onda, isto é, a maiores alturas de onda correspondem maiores valores de energia cinética, de potência e do período de onda, embora de uma forma menos significativa. Assim e visto que a altura de onda dos intervalos de tempo diferentes do dia 0 são menores para 2001 que para 2002a, este facto poderá ter contribuído decisivamente para o número de crescentes de praia formadas.

Relativamente ao parâmetro adimensional H/gT^2 (Figuras D91 à Figura D94), de um modo geral, pode referir-se que, para os levantamentos de 1995 a 2002a, com o aumento de H/gT^2 o número de crescentes tende também a aumentar, ou seja, para alturas de onda mais elevadas e períodos menores. No entanto, para 1958, esta tendência poderá ser questionada uma vez que apenas cerca de 62.5% do sector foi analisado, visto que a cobertura fotográfica era incompleta. Deste modo, é possível que existam mais crescentes na parte do sector que não foi analisado, apresentando deste modo um número de crescentes superior quando comparado com anos cujo H/gT^2 apresenta valores mais elevados.

Quanto ao fluxo de energia, de acordo com a Figura D95 e a Figura D96, pode observar-se que, para a crista 1 de ambas as alturas de rebentação da onda, em geral, à medida que o fluxo cresce o número de crescentes tende a diminuir e vice-versa. Esta tendência pode ser explicada pelo facto de o fluxo de energia aumentar com a altura de onda e/ou com a obliquidade da agitação incidência, parâmetros importantes na formação de crescentes de praia. Este acontecimento verifica-se também para as cristas 2 e 3, para a altura de rebentação de Komar e Gaughan (1972), embora de forma menos evidente. Desta forma

pode-se concluir que, de um modo geral, a agitação na zona de rebentação influenciará de forma decisiva a formação de crescentes de praia.

Por fim salienta-se que devido à falta de levantamentos topohidrográficos, não foi possível correlacionar o número e o espaçamento das crescentes de praia com a inclinação da praia, geralmente definido por *tanβ*, factor considerado de grande relevância para a formação e manutenção destas formas morfológicas.

Em relação à análise da dimensão destas formas, ou seja, o seu comprimento e largura, analisando as Figuras D97 à D100, verifica-se que a altura de onda para o dia 0 varia de modo semelhante ao comprimento médio da crescente. Quanto à largura média, esta tendência mantém-se, verificando-se assim uma correlação, em geral, entre o aumento da altura de onda e o aumento da largura das crescentes de praia. Analisando a correlação do comprimento e da largura com o período, pode-se verificar que a um maior período corresponde um maior comprimento e largura médias, para os intervalos de tempo considerados. Porém, para o levantamento de 2001 verifica-se que, apesar de um aumento no período de onda do dia 0, o comprimento da crescente diminuí, o que poderá ser explicado pela redução da altura de onda no mesmo dia e nos anteriores. Relativamente aos restantes intervalos de tempo verifica-se que, para 7, 15, 7+0 e 15+0, a tendência anteriormente enunciada não se aplica, o que pode indicar que as características da agitação não influenciarão as características das crescentes de praia para além do dia anterior. Quanto ao rumo, parece também contribuir para o aumento ou diminuição do comprimento e da largura média, embora a sua importância pareça ser de menor relevância. Assim, e de um modo geral, constata-se que o comprimento e a largura das crescentes tende a aumentar quando a obliquidade da agitação é menor.

Uma tendência semelhante à verificada para o período ocorre com os resultados obtidos para os comprimentos de onda considerados (Figura D101 à Figura D104), independentemente do conjunto temporal considerado. A tendência verificada traduz-se pelo aumento ou diminuição da largura e comprimentos médios, de acordo como o aumento e diminuição do comprimento de onda. Esta realidade observa-se fundamentalmente para os dias 0, 1+0, embora também possa ser verificada nos restantes intervalos considerados, com excepção dos levantamentos de 2001 e 2002a e em particular para pequenas profundidades. Considerando os comprimentos de onda em grandes profundidades, a tendência apresenta uma ligeira alteração para os dias 7, 15, 7+0 e 15+0, para o levantamento de 1996.

Outro parâmetro que apresentou uma correlação interessante, foi a largura da zona de rebentação. De acordo com a Figura D105 e Figura D106 verifica-se que a largura da zona de rebentação secundária apresenta uma correlação significativa com o comprimento e largura das crescentes de praia, exceptuando para o levantamento de 2002a que apresenta uma tendência divergente da anteriormente referida. No entanto esta tendência pode ser explicada pelo facto de o levantamento ter sido realizado em baixa-mar de águas vivas, o que conduz à rebentação da onda numa zona de menor inclinação da praia submersa, contribuindo para o aumento da largura da zona de rebentação. Analisando a razão entre a largura da zona de rebentação e as crescentes de praia, verifica-se que para a zona de rebentação total e para todos os levantamentos, a razão situa-se entre 0.2 e 1.1. No

entanto, se forem retirados os levantamentos de 1958 e 1967, verifica-se que a razão se situa entre 0.2 e 0.4. Para o caso da largura da rebentação secundária verifica-se que essa razão existente para todos os levantamentos se situa entre 0.4 e 1.1, enquanto que se for retirado o levantamento de 2002a, o intervalo passa a ser entre 0.7 e 1.1.

De acordo com o conjunto de Figuras D107 à D122, a energia cinética e a potência manifestam resultados e correlações significativas, verificando-se que para maiores energias cinéticas e potências da onda as crescentes apresentam um comprimento e largura média maior. Esta tendência é verificada para as alturas de onda consideradas e para os dois conjuntos temporais, para todos os levantamentos analisados com excepção do levantamento de 2001 e períodos de tempo diferentes do dia 0. Este facto fica a dever-se fundamentalmente ao decréscimo do valor da altura de onda.

De acordo com os resultados apresentados da Figura D123 à Figura D130, relativos à correlação entre H/gT^2 e o comprimento e largura das crescentes, constata-se que, em geral, o comprimento e largura médias variam inversamente à variação de H/gT^2. Contudo, para o levantamento de 1996, esta tendência não se verifica para os intervalos de tempo considerados, facto que pode ser explicado pelo elevado valor da altura de onda. De assinalar ainda a correlação entre valor de largura máxima e H/gT^2, em que um aumento/diminuição do parâmetro adimensional parece reflectir-se no aumento/diminuição da largura da crescente de praia, com excepção do levantamento de 2002a.

Por último, o fluxo de energia (Figura D132 à Figura D 134) observa-se, quando são considerados os valores de altura de rebentação da onda obtidos pela expressão de Komar e Gaughan (1972), uma correlação com a largura média das crescentes, isto é, quando os valores do fluxo de energia aumentam/diminuem a largura média das crescentes tende a variar de igual modo para todas as cristas, com a excepção da crista 4. No entanto, quando é considerada a altura de rebentação da onda obtida pela expressão de Teixeira (1994), apenas se verifica alguma correlação para a crista 1, sendo as cristas 2 e 3 coincidentes como os valores de largura máxima das crescentes de praia. Relativamente ao comprimento das crescentes, para a altura de rebentação da onda obtida pela expressão de Komar e Gaughan (1972) observa-se que a correlação mencionada para a largura permanece para as cristas 1, 2 e 3, embora menos acentuada. No caso da altura de rebentação da onda obtida pela expressão de Teixeira (1994), verifica-se a tendência referida para a crista 1 permanece. Todavia, as cristas 2, 3 e 4 variam de modo semelhante ao comprimento máximo das crescentes de praia, ou seja, quando o fluxo de energia aumenta o comprimento máximo da crescente tende também a aumentar e vice-versa.

Desta análise pode concluir-se que, com um fluxo de energia elevado a capacidade de transporte sedimentar aumenta também, conduzindo a maiores taxas de erosão e deste a modo formação de crescentes de praia com maior comprimento e largura.

Na Tabela 6.17 e Tabela 6.18 são apresentadas, a tendência de variação relativamente ao ano anterior. Como se pode constatar, ambas as fórmulas usadas apresentam tendências idênticas.

Tabela 6.17 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise.

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N	64		214				64		60		70		35		75	
	λ	48		41				41		50		45		43		35	
	ω	8		9				7		11		8		8		6	
Dia 0	H					↑		↑		↓		↓		↓			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↑		↓			
	LRE	↑		↑		↑		↑		↑		↓		↑		↓	
	LRE_2	↑		↓		↓		↑		↓		↓		↑		↓	
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↑	↑	↓	↓		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↔	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	P_{lb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_{ldb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↓	↓		
Dia 1	H					↑		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↑		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↑			
	L_0					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↔		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

Tabela 6.18 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise (cont.).

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N	64		214				64		60		70		35		75	
	λ	48		41				41		50		45		43		35	
	ω	8		9				7		11		8		8		6	
Dia 1+0	H					↑		↑		↓		↓		↔			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↓		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↓		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

6.2.3.5 Análise das megacrescentes e correlação com parâmetros físicos

Outro padrão morfológico, embora de maior dimensão, são as megacrescentes. Este padrão terá em consideração que o levantamento de 1998 foi apenas analisado parcialmente, tendo sido identificadas 9 megacrescentes, extrapolando-se contudo, que, caso fosse analisado completamente, pudesse apresentar pelo menos o dobro (18) das megacrescentes.

Da análise da Figura D135 à Figura D136 é possível observar que o número de megacrescentes varia inversamente com a altura da onda, particularmente para o dia 0. Para os restantes intervalos considerados, esta tendência verifica-se para todos os anos

com excepção de 2002a. Relativamente ao período da onda verifica-se que a tendência é análoga especialmente para o dia 0 e 1+0. Para os restantes intervalos considerados esta tendência não se observa. Quanto ao rumo pode ser observado, em geral, a existência de uma correlação entre o rumo e o número de megacrescentes, ou seja com o aumento do ângulo de incidência da onda verifica-se também um aumento do número de megacrescentes e vice-versa. Contudo, no caso do levantamento de 2002a, verifica-se que a tendência se modifica para os dias 0, 1 e 1+0, mantendo-se para os dias 7 e 7+0. Todavia, de referir que, de um modo geral, a altura de onda e o período apresentam uma maior relevância no número formado de megacrescente.

No que diz respeito aos comprimentos de onda considerados (Figura D137 e Figura D138) todos apresentam tendências idênticas às do período de onda. Para o dia 0, 1 e 1+0, verifica-se que o número de megacrescentes varia inversamente ao comprimento de onda, apresentando maior número de crescentes para menores comprimentos de onda. Para os restantes intervalos de tempo considerados, verifica-se que para os levantamentos de 1995 e de 1998 a tendência mantêm-se, sendo porém alterada para o levantamento de 2001 e 2002a, devido à profundidade de rebentação utilizada, que foi calculada com base na altura de onda.

Correlacionando a largura de rebentação total e secundária com o número de megacrescentes (Figura D139) observa-se que à medida que a zona de rebentação total apresenta uma largura maior e a segunda zona de rebentação menor o número de megacrescentes tende a aumentar. Esta constatação pode ser explicada pelo facto de a altura de onda ser mais elevada e/ou a inclinação da praia submersa ser mais suave, provocando a rebentação da onda mais para barlamar, aumentando a largura da zona de rebentação e dissipando consequentemente a sua energia em zonas mais profundas, reduzindo a capacidade de transporte sedimentar da agitação, formando assim mais megacrescentes.

Outros parâmetros analisados foram a energia cinética e a potência, e, como pode ser observado da Figura D140 à Figura D147, em geral, a tendência é semelhante para todos os intervalos de tempo e profundidades consideradas. A tendência referida traduz-se pela variação inversa do número de megacrescentes e dos valores de energia cinética e potência para todos os levantamentos. De assinalar que para os levantamentos de 2001 e 2002a, a energia cinética e a potência apresentam uma tendência inversa para o dia 0 e para os restantes intervalos de tempo, explicada pela variação da altura de onda.

De acordo com as Figuras D148 à D151, verifica-se uma correlação dos valores do parâmetro adimensional H/gT^2 e do número de megacrescentes, em todos os intervalos de tempo considerados. Este parâmetro pode funcionar como um indicador do número de megacrescentes, visto que, para maiores períodos correspondem geralmente menores valores de H/gT^2, que por sua vez correspondem a um menor número de megacrescentes. No entanto, a altura de onda parece também ser um factor que poderá determinar o número de megacrescentes. De referir ainda que, o reduzido valor de H/gT^2 para os dias 0 e 1 e 1+0 do levantamento de 1958, pode ser um indicador importante da inexistência de megacrescentes.

Analisando o fluxo de energia (Figura D152 e Figura D153), que como já foi referido pode ser encarado como um factor importante na análise do transporte sedimentar, verifica-se que, quando são utilizados valores de altura de rebentação de Komar e Gaughan (1972), a tendência é semelhante para todas as cristas em análise com excepção da crista 4, ou seja à medida que o fluxo de energia cresce ou decresce, o número de megacrescentes varia de forma inversa. Esta tendência poderá ser explicada pelo facto de as três primeiras cristas se situarem mais próximas da linha de costa, influenciando mais acentuadamente a dinâmica sedimentar e consequentemente a formação de megacrescentes. Relativamente ao fluxo de energia obtido com a altura de rebentação calculada pela expressão de Teixeira (1994) verifica-se que esta tendência é aplicada para a primeira crista, começando a inverter-se para a crista 2, e acentuando-se esta tendência na crista 3 e 4. Esta disparidade é explicada pela diferença de altura de rebentação da onda obtida pelas duas expressões utilizadas.

No decorrer desta análise surgiram algumas dificuldades na correlação entre as dimensões das estruturas morfológicas e os parâmetros físicos considerados. Estas dificuldades estão essencialmente relacionadas com o facto de cada levantamento ter sido realizado em períodos de níveis de maré distintos (Figura 6.1). Deste modo, em geral, os valores resultantes da análise visual em ambiente SIG, apresentam maiores valores de largura e comprimento para níveis de maré menores. Além da maré outro factor que pode interpor-se com a medição da dimensão das megacrescentes é a inclinação da praia, revelando maior dimensão numa praia com maior inclinação (para um determinado nível de maré).

Analisando o conjunto de Figuras D154 à D157, onde é ilustrada a correlação entre o comprimento e a largura das megacrescentes e as características de agitação, nomeadamente altura, período e rumo, sem considerar o nível de maré, constata-se, em geral, para os levantamentos de 1995, 1996 e 1998 e para os intervalos de tempo considerados, que o comprimento das megacrescentes varia inversamente com a altura de onda. Para os levantamentos de 2001 e 2002a e para os intervalos diferentes do dia 0, verifica-se uma mudança de tendência, isto é, a altura da onda e o comprimento médio apresentam a mesma tendência.

Relativamente à largura verifica-se que todos os levantamentos apresentam a mesma tendência para a altura de onda, em especial para os intervalos diferentes do dia 0. Em relação ao período de onda verifica-se que o comprimento das megacrescentes apresenta uma tendência análoga à descrita anteriormente, principalmente para o comprimento médio e mínimo e para o dia 0. Quanto à largura verifica-se que os seus valores máximos e médios, com excepção do levantamento de 2002a, e em especial para o dia 0, apresentam uma tendência idêntica ao do período de onda. Quanto ao rumo, para os intervalos considerados, em geral, com a sua diminuição a largura média e máxima tendem também a diminuir. Para o comprimento, verifica-se que, de um modo genérico, com a diminuição do ângulo de incidência da onda o comprimento médio tende também a aumentar, sendo visível sobretudo para o dia 0, 1 e 1+0, para os levantamentos de 1998, 2001 e 2002a.

No entanto, da análise anteriormente apresentada, concluiu-se que o comprimento obtido, para a estrutura morfológica, pela análise visual em ambiente SIG, é mais influenciável que a largura. Todavia, é de encarar a hipótese, se todos os levantamentos apresentassem o

mesmo nível de maré, de o comprimento e largura das megacrescentes aumentarem à medida que a altura, o período e o rumo aumentassem também.

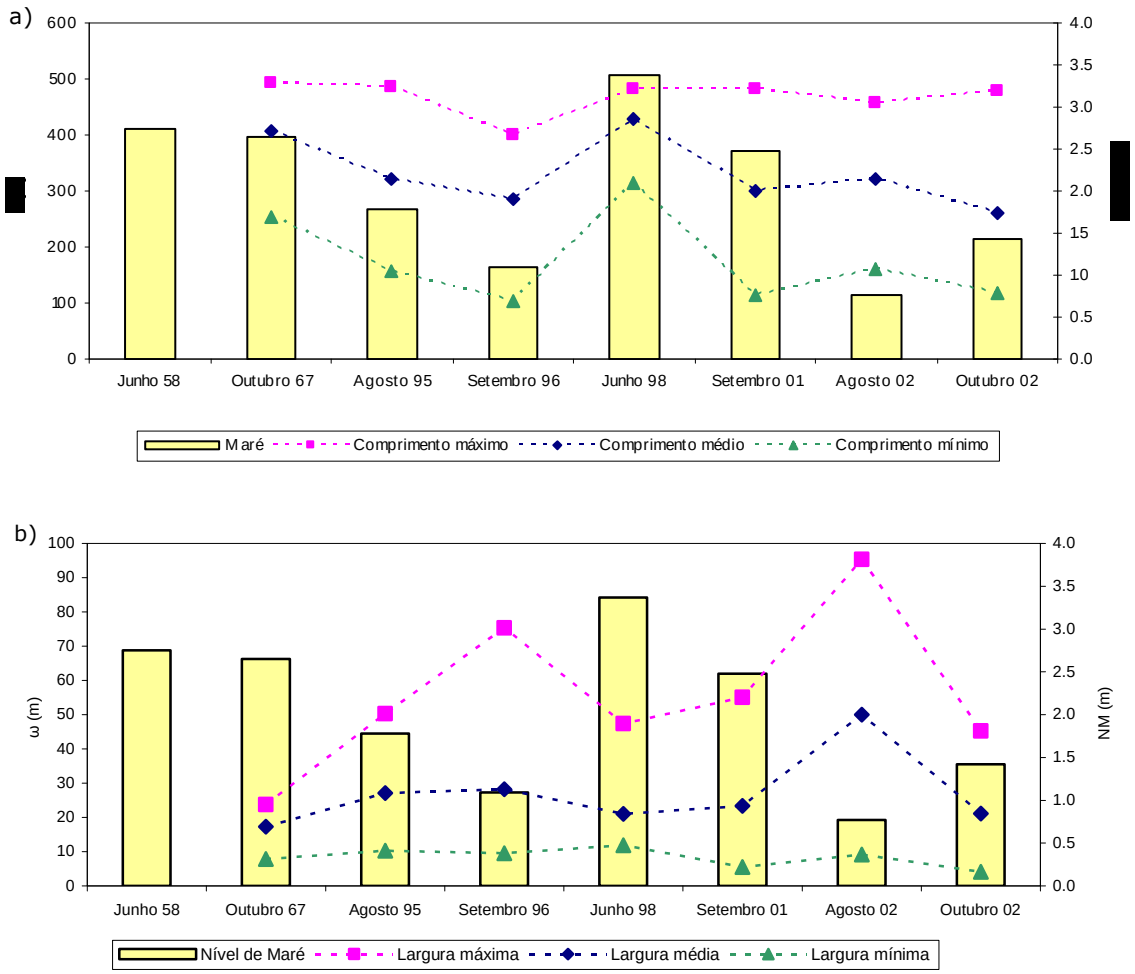


Figura 6.1 – Variação da dimensão da megacrescentes com a maré para os levantamentos em análise: a) comprimento e b) largura.

De acordo com os resultados obtidos, os comprimentos de onda considerados (Figura D158 à Figura D161) apresentam uma tendência semelhante que à verificada para o período de onda, e que influencia de forma significativa o cálculo deste parâmetro. Analisando os valores do comprimento de onda e a sua correlação com o comprimento e a largura para o dia 0, verifica-se que, para o comprimento, todos os levantamentos variam de forma inversa e, para a largura, variam de forma similar (com excepção de 2002a). Relativamente aos restantes intervalos de tempo considerados, verifica-se um comportamento semelhante para o comprimento de onda em grandes profundidades, sendo porém alterado para os comprimentos de onda em baixas profundidades, em particular para os levantamentos de 2001 e 2002a, facto que poderá estar relacionado com a influência da profundidade no cálculo do comprimento de onda em baixas profundidades.

Quando comparados o comprimento e a largura das megacrescentes com a largura da zona de rebentação total e secundária (Figura D162 e Figura D163), verifica-se que a um aumento da largura das zonas de rebentação, em especial da secundária, corresponde um

aumento do comprimento da megacrescente. Relativamente à largura das megacrescentes verifica-se que esta correlação é satisfatória para a generalidade dos levantamentos.

Relativamente à energia cinética e à potência (Figura D164 à Figura D179), ambas apresentam tendências idênticas, em termos de comprimento e largura das megacrescentes. Analisando a correlação entre o comprimento desta morfologia e a energia cinética e a potência, verifica-se que estes parâmetros, em geral, variam inversamente, ou seja, quando os valores do comprimento médio crescem, os valores da energia cinética e da potência decrescem, especialmente para o dia 0 e para os levantamentos de 1995, 1996 e 1998. Os restantes intervalos de tempo apresentam a mesma tendência embora para os levantamentos de 2001 e 2002a esta tendência se inverta. Quanto à largura, verifica-se que, em geral, os valores da energia cinética e da potência apresentam a mesma tendência de variação, com excepção do levantamento de 2002a, realizado em preia-mar de águas vivas, o que pode explicar o elevado valor para a largura média das megacrescentes.

Com base nas Figuras D180 à D187, observa-se que na generalidade dos casos, o comprimento médio das megacrescentes se correlaciona com o H/gT^2, apresentando maiores comprimentos quando o valor de H/gT^2 é maior e vice-versa. No que respeita à largura, a tendência observada não é clara, especialmente para o levantamento de 1998, que apresenta valores elevados de H/gT^2 e valores reduzidos de largura média. Todavia, para os restantes levantamentos e para os intervalos de tempos considerados, verifica-se que para valores de H/gT^2 mais elevados correspondem maiores larguras.

Em relação ao fluxo de energia, e com base na análise da Figura D188 à Figura D191, pode-se constatar que para a crista 1 de ambas as alturas de rebentação consideradas, o comprimento médio e mínimo das megacrescentes varia inversamente ao valor do fluxo. Esta tendência é também verificada para as cristas 2 e 3 da altura de rebentação obtida pela expressão de Komar e Gaughan (1972), alterando-se para a crista 4. Para o fluxo de energia das cristas 2, 3 (excepto 1996) e 4 obtido pela expressão de Teixeira (1994), verifica-se que esta tendência se inverte apresentando a mesma que o comprimento. Relativamente à largura das megacrescentes identificadas, a tendência é oposta da do comprimento, isto é, em geral a um maior fluxo de energia corresponde uma maior largura das megacrescentes.

Por último, de salientar novamente que o nível de maré influenciou a obtenção dos dados de comprimento e largura das megacrescentes identificadas nas fotografias aéreas, não permitindo assim concluir de forma mais objectiva a influência dos parâmetros físicos considerados.

Na Tabela 6.19 e Tabela 6.20 são apresentadas, a tendência de variação relativamente ao ano anterior. Como se pode constatar, ambas as fórmulas usadas apresentam tendências idênticas.

Tabela 6.19 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise.

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N			7				18		13		9		18		23	
	λ			406				323		286		430		300		321	
	ω			17				27		28		21		23		50	
Dia 0	H					↑		↑		↓		↓		↓			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↑		↓			
	LRE	↑		↑		↑		↑		↑		↓		↑		↓	
	LRE_2	↑		↓		↓		↑		↓		↓		↑		↓	
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↑	↑	↓	↓		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↔	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	P_{lb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_{ldb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↓	↓		
Dia 1	H					↑		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↑		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↑			
	L_0					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↔		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

Tabela 6.20 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise (cont.).

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N			7				18		13		9		18		23	
	λ			406				323		286		430		300		321	
	ω			17				27		28		21		23		50	
Dia 1+0	H					↑		↑		↓		↓		↔			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↓		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↓		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

6.2.3.6 Análise das gigacrescentes e correlação com parâmetros físicos

As gigacrescentes estão enquadradas na mesma tipologia das megacrescentes, embora com maiores dimensões. Nos levantamentos analisados o que apresentou maior número de gigacrescentes foi o de 1967, observando-se neste levantamento outras estruturas morfológicas com uma dimensão mais elevada (3000 a 5000 m), designadas por ondas de areia.

Para estas estruturas morfológicas, relativamente ao número de gigacrescentes identificadas, (Figura D192 e Figura D193) verificou-se que, em geral, estas formas se correlacionam com as características da agitação marítima. Analisando os dados obtidos

observa-se que o número de gigacrescentes acompanha o crescimento do período da onda, aumentando e diminuindo de acordo com este parâmetro particularmente para o dia 0. Para os restantes intervalos de tempo considerados esta tendência é também aplicada com a excepção do levantamento de 2001. Esta tendência significa que quanto maior for o período, maiores serão as formas morfológicas, sendo traduzidas por um maior número de gigacrescentes. Relativamente à altura de onda, parece apresentar uma tendência semelhante, com excepção de 2001, em que o período de onda parece influenciar mais fortemente o número de gigacrescentes. Quanto ao rumo constata-se que o número de gigacrescentes é maior quando o rumo é menor, embora o período pareça influenciar e até mesmo contrariar esta tendência.

Tendência semelhante à do período, apresentam os comprimentos de onda considerados, especialmente para o dia 0, visto este parâmetro é essencialmente influenciado pelo período. Com se pode visualizar na Figura D194 e na Figura D195 para o dia 0, à medida que o comprimento aumenta ou diminui o número de gigacrescentes é maior ou menor. Esta tendência também se verifica para os restantes intervalos de tempo considerados, com excepção do voo de 2001, onde se verificam valores mais baixos do comprimento de onda e de um maior número de gigacrescentes. Assim, este acontecimento pode ser demonstrativo da importância das características do dia 0 na formação das formas costeiras em análise.

De acordo com a Figura D196 verifica-se que o número de gigacrescentes parece correlacionar-se com a largura da zona de rebentação total e secundária. Deste modo, observando atentamente a Figura D196 é possível constatar que, quando as larguras da zona de rebentação total e secundária são maiores, o número de gigacrescentes tende também a aumentar.

Contudo, para larguras da zona de rebentação total de igual valor, mas com zonas de rebentação secundárias com larguras diferentes, o número de gigacrescentes tende a diminuir ou a aumentar de acordo com a variação da zona de rebentação secundária. Este facto pode significar que maiores larguras de rebentação indicam praias mais energéticas, tendo deste modo maior capacidade de movimentação e transporte de sedimentos, originando deste modo formas morfológicas de maiores dimensões.

Relativamente à energia cinética e à potência (Figura D197 à Figura D204), verifica-se que ambas apresentam uma tendência semelhante para os intervalos considerados. De um modo geral para o dia 0 verifica-se que a valores de energia cinética e de potência mais elevados corresponde um maior número de gigacrescentes. Contudo, para os restantes intervalos de tempo, esta tendência é alterada para o levantamento de 2001 no qual para menores valores de energia cinética e de potência ocorre um maior número de gigacrescentes quando comparado com outros levantamentos, como por exemplo os de 1995 e 2002a. Este facto pode ajudar a explicar a importância do dia 0 na formação das gigacrescentes, bem com a influência do período de onda e do rumo na sua formação, apesar dos valores de energia cinética e potência serem reduzidos para os restantes intervalos de tempo considerados.

Quanto ao parâmetro H/gT^2 (Figura D205 à Figura D208), observa-se que, de um modo geral, o número de gigacrescentes apresenta uma tendência inversa ao valor de H/gT^2, para todos os levantamentos em análise, com excepção do levantamento de 1996, devido ao

elevado valor de altura de onda. Deste modo pode-se concluir que quando o valor a altura de onda e do período diminuem, o valor deste parâmetro é maior e o número de gigacrescentes diminui.

Outro factor correlacionado com o número de gigacrescentes foi o fluxo de energia (Figura D209 e Figura D210), que revelou uma concordância com a variação desta forma morfológica, particularmente para a crista 1 (frente de onda mais próxima da costa) independentemente da altura de onda utilizada. No entanto, observa-se para as cristas 2 e 3, esta mesma tendência, embora menos acentuada, invertendo-se para a crista 4, para a altura de rebentação da onda resultante da expressão de Komar e Gaughan (1972). Esta tendência é verificada também para a altura de rebentação da onda obtida pela expressão de Teixeira (1994), embora a partir da crista 2, o valor do fluxo de energia obtido do levantamento de 1998 seja o mais elevado do conjunto dos levantamentos. Este facto poderá estar relacionado com o valor da altura de onda obtido pelas duas expressões utilizadas. Relativamente aos valores médios, correspondentes à média dos valores das cristas, verifica-se que, quando se utilizam os valores de altura de rebentação de Komar e Gaughan (1972), a tendência verificada é semelhante à verificada para a crista 1, 2 e 3, ao passo que para o outro valor médio esta tendência se mantém, com excepção do levantamento de 1998.

À semelhança das megacrescentes foi igualmente realizada uma análise à dimensão das gigacrescentes, em termos de comprimento e de largura (Figura D211 à Figura D214). Correlacionando o comprimento desta morfologia com as características da agitação pode verificar-se que, relativamente à altura de onda, para os intervalos diferentes do dia 0, ocorre a mesma tendência para os valores máximos de comprimento. Este facto pode traduzir a influência das condições de agitação ocorridas nos dias anteriores nas características das formas morfológicas costeiras. Para os valores médios esta tendência é igualmente verificada, com excepção do levantamento de 1996. Este facto pode ser explicado pela variação do nível de maré que terá influenciado o limite identificado visualmente em ambiente SIG, ou seja, para níveis de maré superiores, o valor de gigacrescentes tenderá a ser maior, visto que as extremidades das gigacrescentes tenderão de forma aparente a afastar-se. Quanto ao período de onda verifica-se que à medida que o valor deste parâmetro diminui o comprimento máximo e médio tende também a diminuir, para intervalos diferentes do dia 0 e com excepção dos levantamentos de 1998 (valores médios) e 2002a (para ambos os valores). Porém esta diferença de tendência poderá estar associada ao facto de apenas 50% do sector A ter sido analisado. Um outro aspecto a referir é o facto de observando-se o período de onda para os dias 15 e 15+0, se verifica que com a diminuição do período o comprimento médio das gigacrescentes aumenta e vice-versa. Em relação ao rumo pode ser constatado para o dia 7, 15, 1+0, 7+0 e 15+0, que o valor do comprimento médio das gigacrescentes cresce com a diminuição do ângulo de incidência da agitação e vice-versa.

Quanto à largura, para os levantamentos de 1995, 1996 e 1998, verifica-se que a largura máxima e média apresentam tendências concordantes com a altura de onda, para todos os intervalos de tempo. Porém, para o levantamento de 2001 (para todos os intervalos de tempo), observa-se uma inversão desta tendência sendo novamente constatada no

levantamento de 2002a, mas para intervalos de tempo diferentes do dia 0. Analisando a correlação existente entre o período de onda e a largura das gigacrescentes constata-se que, para o dia 0, e em particular para os valores de largura máxima, ocorrem tendências semelhantes. Este facto pode ser explicado pela correspondêncis do valor máximo representado relativamente ao valor máximo extremo medido no levantamento, que não deverá ser tão influenciado pelo nível de maré. Esta tendência é também observada para os valores da largura média, com excepção do levantamento de 2002a. Relativamente ao rumo verifica-se, em especial para os intervalos de 7, 15, 1+0, 7+0 e 15+0, uma concordância com o valor da largura máxima e média com excepção do levantamento de 1995, podendo esta excepção resultar do nível de maré no momento em foi realizado o voo, influenciando a identificação do limite das formas costeiras, visto que, com o aumento do nível de maré se verifica uma linearização da linha de costa, diminuindo consequentemente a largura das gigacrescentes.

Relativamente à correlação existente entre o comprimento e a largura da gigacrescente com os comprimentos de onda considerados (Figura D215 à Figura D218) verifica-se que a tendência é semelhante à observada para o período de onda. Esta tendência é traduzida pela variação inversa dos valores do comprimento médio da gigacrescente e do comprimento de onda para grandes profundidades, em especial para o dia 7, 15, 7+0 e 15+0. Para comprimentos de onda para profundidades reduzidas pode-se constatar que, para os intervalos diferentes do dia 0, os valores de comprimento máximo variam de forma semelhante. Relativamente aos valores do comprimento médio verifica-se que apresentam uma tendência semelhante com excepção do levantamento de 1998, facto que poderá ser explicado pelo facto da análise realizada corresponder a apenas 50% do sector A. Analisando este mesmo parâmetro mas correlacionando-o agora com a largura verifica-se, em geral, que a maiores comprimentos de onda correspondem maiores larguras máximas e médias e menores larguras mínimas, especialmente para o dia 0, com excepção do levantamento de 2002a. Relativamente aos restantes intervalos de tempo considerados, e para profundidades reduzidas, assinala-se que para os levantamentos de 1995, 1996 e 1998 se verifica a mesma tendência, e para os levantamentos de 2001 e 2002a esta tendência inverte-se.

Com base na Figura D219 e na Figura D220, onde se ilustra a relação entre a largura da zona de rebentação total e a secundária com o comprimento e a largura das gigacrescentes, verifica-se que, de um modo geral, a largura da segunda zona de rebentação poderá influenciar decisivamente o comprimento deste elementos morfológicos, apresentando tendências muito semelhantes. Relativamente, à largura observa-se, em geral, que para larguras médias maiores a zona de rebentação secundária é maior. De uma maneira geral, para praias com inclinações semelhantes, as zonas de rebentação que manifestem maior largura apresentam condições energéticas mais elevadas, fazendo com que maiores quantidades de sedimentes sejam transportadas ao longo das zonas costeiras, o que se pode reflectir em formas morfológicas de maiores dimensões.

Observando o conjunto de Figuras D221 a D234, relativas à energia cinética e à potência, verifica-se que o comprimento máximo das gigacrescentes varia de acordo com os parâmetros físicos referidos, especialmente para intervalos de tempo diferentes do dia 0.

Para o valor do comprimento médio e mínimo verifica-se que a tendência é semelhante, embora o levantamento de 1998 não acompanhe esta tendência. Quanto à largura verifica-se que, em geral, os valores máximos e médios (excepto 2002a) apresentam uma tendência semelhante para a energia cinética e para a potência, para o dia 0. Esta tendência pode também ser observada para os restantes intervalos de tempo considerados, particularmente para os levantamentos de 1995, 1996 e 1998, alterando-se especialmente para o levantamento de 2001.

Da análise da Figura D235 à Figura D242, onde são apresentados os resultados da correlação entre H/gT^2 e o comprimento e largura das gigacrescentes, verifica-se que os valores médios e mínimos do comprimento apresentam uma tendência semelhante à apresentada pelos valores de H/gT^2, para os intervalos de tempo considerados. Relativamente à largura observa-se que para os intervalos de tempo considerados a largura e H/gT^2 apresentam tendências semelhantes, ou seja, quando H/gT^2 é maior a largura tende a ser maior. Contudo, esta tendência verifica-se especialmente para os valores máximos e para o valor médio, com excepção do levantamento de 1998, o que poderá ser explicado pelo facto de apenas 50% do sector ter sido analisado e devido ao nível de maré apresentar um valor elevado (3.37 m) aspecto que conduziu a uma linearização da linha de costa e consequente redução da largura das gigacrescentes.

Relativamente ao fluxo de energia, Figura D243 à Figura D246, para a altura de rebentação de onda obtida pela expressão de Teixeira (1994), pode observar-se que para as cristas 2 e 3 se verifica uma variação semelhante à do comprimento médio, com excepção do levantamento de 2002a. Quando utilizado o valor da altura de rebentação obtido pela expressão de Komar e Gaughan (1972), verifica-se que para os levantamentos de 1995, 1996 e 1998, as cristas 1, 2 e 3, apresentam uma tendência idêntica à referida anteriormente, mas apenas para o comprimento máximo, invertendo-se para os anos de 2001 e 2002a. Relativamente à largura é de assinalar que para a altura de rebentação de onda obtida pela expressão de Teixeira (1994), a crista 1 apresenta uma tendência semelhante aos valores de largura máximos e médios (excepto para 2002a). Para a altura de rebentação obtida pela expressão de Komar e Gaughan (1972), esta tendência alonga-se até a crista 3, embora o levantamento de 2002a continue a ser uma excepção para os valores de largura médios.

Por ultimo é de referir mais uma vez que o levantamento de 1998 apenas foi analisado em metade da sua extensão pelo que os resultados obtidos poderiam ser diferentes no caso de ter sido analisada toda a extensão do sector A. Por outro lado é de salientar também a influência do nível de maré na identificação dos limites das formas, reflectindo-se na linearidade da linha de costa, levando assim ao aumento do comprimento e à diminuição da largura das formas de grande dimensão quando o nível de maré é mais elevado.

Na Tabela 6.21 e Tabela 6.22 são apresentadas, a tendência de variação relativamente ao ano anterior. Como se pode constatar, ambas as fórmulas usadas apresentam tendências idênticas.

Tabela 6.21 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise.

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N			10				4		9		3		7		4	
	λ			796				631		663		706		559		678	
	ω			36				23		45		31		48		60	
Dia 0	H					↑		↑		↓		↓		↓			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↑		↓			
	LRE	↑		↑		↑		↑		↑		↓		↑		↓	
	LRE_2	↑		↓		↓		↑		↓		↓		↑		↓	
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↑	↑	↓	↓		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↔	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	P_{lb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↓	↓		
	P_{ldb}					↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↓	↓		
Dia 1	H					↑		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↑		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↑		↑		↑			
	L_0					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↑			
	L_{db}					↑		↔		↓		↓		↔			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↑	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

Tabela 6.22 - Tendência de variação relativamente ao ano anterior em análise (cont.).

		1958 1967		1967 1995		1958 1995		1995 1996		1996 1998		1998 2001		2001 2002a		2002a 2002b	
		T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG	T	KG
	N			10				4		9		3		7		4	
	λ			796				631		663		706		559		678	
	ω			36				23		45		31		48		60	
Dia 1+0	H					↑		↑		↓		↓		↔			
	T					↓		↑		↓		↑		↓			
	θ					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_0					↓		↑		↓		↑		↓			
	L_b					↑		↑		↓		↓		↓			
	L_{db}					↓		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↓	↓		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↓		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 7+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↓		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↑			
	L_0					↓		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↓			
	Ek_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↑	↑	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
Dia 15+0	H					↔		↑		↓		↓		↑			
	T					↑		↓		↓		↓		↓			
	θ					↑		↓		↓		↑		↓			
	L_0					↑		↓		↓		↓		↓			
	L_b					↔		↑		↓		↓		↔			
	L_{db}					↔		↑		↓		↓		↔			
	Ek_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	Ek_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_0					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_b					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	P_{db}					↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓	↓	↑	↑		
	H_0/gT^2					↓	↓	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		
	H_b/gT^2					↔	↔	↑	↑	↑	↑	↓	↓	↑	↑		

6.2.4 Análise das características médias da hidromorfologias e hidroformas indentificadas

6.2.4.1 Análise da classificação das características médias das minicorrentes de retorno

Com base no conjunto de Figuras E2 a E8 do anexo E, onde se apresentam as características médias das formas/padrões e os parâmetros físicos classificados em intervalos, verifica-se que os levantamentos que manifestam um maior número de minicorrentes de retorno apresentam umamenor obliquidade da agitação, períodos reduzidos e altura de onda elevadas (levantamento de 1998) e vice-versa (levantamento de

1958). Esta tendência é também aplicada para o espaçamento das minicorrentes de retorno, salientando-se o maior valor do espaçamento para o levantamento que apresenta maior período, menor altura de onda e obliquidade, particularmente visível para os dias 0, 1 e 1+0.

Relativamente ao comprimento de onda, observa-se que o levantamento que apresenta menores comprimentos de onda apresenta maior número de minicorrentes de retorno, com excepção dos dias 1 e 1+0. Quanto ao espaçamento, observa-se que para o dia 0 o valor do comprimento de onda vai decrescendo de 1958 até 1998, fruto da redução do período de onda, embora o espaçamento não acompanhe esta tendência, aumentando o seu valor em 1998. Todavia é importante referir, uma vez mais que, para os levantamentos de 1958 e 1998, foi apenas analisado 65% e 50% da totalidade do sector, podendo os valores dos espaçamentos aumentar ou pelo contrário diminuir, o que, no caso do levantamento de 1998, apresentariam assim uma tendência semelhante à do período e à do comprimento de onda.

Analisando a zona de rebentação verifica-se que no caso das larguras de rebentação de 1958 e 1967 serem consideradas pela sua grandeza e não pela localização (zona de rebentação secundária) verifica-se que com o crescimento do valor médio da largura o número de crescentes tende também a aumentar, factor influenciado essencialmente pela altura de onda e inclinação do talude de praia. No caso do espaçamento dos miniretornos, com a classificação por intervalos verifica-se que o valor é semelhante embora seja sempre superior a para os levantamentos que apresentem maior obliquidade da agitação.

Esta tendência é verificada também para a energia cinética, para o número de minicorrentes e espaçamento, com excepção dos dias 1 e 1+0, embora seja de referir que, os levantamentos de 1958 e 1995, para pequenas profundidades, apresentam o mesmo valor e para grandes profundidades e para o dia 0 o levantamento mais antigo apresente um valor de energia cinética mais elevado. Quanto ao dia 1 e 1+0 verifica-se que o ano com maior valor de energia cinética é o levantamento de 1998, com maior número de minicorrentes de retorno identificadas, segundo o de 1995 e finalmente o de 1958. Deste modo, constata-se que a energia cinética em geral, mas em particular para o dia 0, apresenta uma flutuação de tendência, visto que para o seu cálculo o rumo da agitação não é considerado.

Em relação à potência revela, em geral, uma tendência semelhante à referida para a energia cinética, muito embora para o dia 0 os levantamentos com maior número de minicorrentes e de valor do espaçamento apresentem o mesmo intervalo de classificação.

Quanto ao fluxo de energia, verifica-se que o levantamento 1998 revela, para os dois valores de profundidade, um valor mais elevado que os restantes levantamentos embora a diferença observada para o levantamento de 1995 não seja significativa, facto que pode ser explicado pela semelhança de alturas de onda na rebentação e de rumo de agitação. Assim relativamente ao número de minicorrentes observa-se que varia independentemente dos valores de fluxo de energia. Quanto ao espaçamento verifica-se que a valores semelhantes do fluxo de energia correspondem valores semelhantes de espaçamento. Verifica-se também que o levantamento com menor fluxo de energia apresenta o maior valor de

espaçamento das correntes, provavelmente devido à menor obliquidade da agitação e ao maior valor do período.

6.2.4.2 Análise da classificação das características médias das correntes de retorno

Analisando o conjunto de Figuras E9 à E15 verifica-se que, de um modo geral, a classificação de intervalos considerada revela que nos levantamentos com menor altura de onda e período, o número de correntes de retorno é mais elevado e o espaçamento entre correntes é menor, sendo esta tendência verificada para todos os intervalos de tempo considerados. O rumo da agitação marítima parece também contribuir para o aumento e diminuição do número e do espaçamento das correntes de retorno embora o grau de influência possa ser menor.

Relativamente ao comprimento de onda verifica-se que, em especial para os dias 7, 7+0, 15 e 15+0, com o decréscimo do valor do comprimento de onda o número de correntes de retorno tende a aumentar e o espaçamento a diminuir. Quanto aos restantes intervalos de tempo, observa-se que esta tendência ocorre igualmente para o número de correntes, com excepção do levantamento de 1996. Esta excepção pode ser explicada pelo elevado período registado nos dias 0 e 1, que condiciona o valor do comprimento de onda para este ano. Contudo, este facto evidencia também que o número de crescentes de retorno é influenciado sobretudo por condições verificadas num período de tempo mais alargado, visto que estão intimamente dependentes da topografia da praia (canais, barras transversais). Relativamente ao espaçamento, esta evidência não é tão visível, uma vez que o número de correntes de retorno se pode manter, embora possam ocorrer alterações no seu espaçamento originadas pela corrente de deriva litoral.

Analisando o gráfico onde se ilustra a relação da zona de rebentação total e secundária com o número de correntes de retorno, Figura E29 e E30, pode-se constatar que os levantamentos com uma zona de rebentação total equivalente, e uma menor zona de rebentação secundária apresentam um maior número de correntes e um espaçamento menor (levantamentos de 2002a e 2002b). Porém, verifica-se também que com o aumento das zonas de rebentação o número tende a aumentar, bem como o seu espaçamento e vice-versa (levantamentos de 1967, 1995, 1996 e 2001). No entanto, é de realçar, e como já foi referido, que as larguras da zona de rebentação em análise reflectem as condições do dia 0, não sendo provavelmente, as que mais influenciaram o número de correntes de retorno.

Observando os gráficos representativos da energia cinética e da potência, constata-se que, de uma forma geral, a tendência evidenciada pelos dois parâmetros é semelhante. No entanto, a sua correlação com o número de correntes de retorno não é evidente. Se se dividir o conjunto de levantamentos em que foram identificadas correntes de retorno em dois grupos, o primeiro formado pelos levantamentos de 1995 e 1996 e o segundo pelos levantamentos de 2001 e 2002a, constata-se que a um maior valor de energia cinética e potência corresponde um maior número de correntes de retorno. Se compararmos estes dois grupos verifica-se que a um maior valor dos dois parâmetros em análise corresponde um menor valor de correntes de retorno. É importante referir que estes dois parâmetros são influenciados essencialmente pela altura de onda, não sendo considerado no seu cálculo o

rumo da agitação, factor que parece relevante para a formação das correntes de retorno. Relativamente ao período considerado no cálculo do comprimento de onda, parece não ser determinante no valor da energia cinética obtido.

Analisando o espaçamento e a sua relação com a energia cinética e a potência, verifica-se que para o dia 0 e 1+0, a valores de maior energia cinética e potência correspondem maiores espaçamentos médios. Contudo para os restantes intervalos de tempo esta tendência é observada igualmente, com excepção do levantamento de 2001, reflexo da redução da altura de onda.

Em relação ao fluxo de energia verifica-se que o número de correntes de retorno, para os levantamentos de 1995 e 1996, a um maior fluxo de energia corresponde um maior número de correntes de retorno, alterando-se contudo esta tendência para os levantamentos de 2001 e 2002a. Quanto ao espaçamento verifica-se que, em geral, com a variação do fluxo de energia o espaçamento tende a variar no mesmo sentido. Como já foi mencionado, o fluxo de energia obtido representa apenas o valor para o dia 0, podendo a correlação entre o fluxo de energia e o número e o espaçamento ser retratado para um intervalo de tempo mais alargado.

6.2.4.3 Análise da classificação das características médias das crescentes de praia

Os resultados das comparações realizadas para as características médias das crescentes de praia e a classificação dos parâmetros físicos são apresentados no anexo E, da Figura E16 à Figura E22.

Com base na análise destas figuras verifica-se, em geral, que os levantamentos com menor período de onda apresentam maior número de crescentes de praia. Verifica-se também que, associando a altura de onda ao período, o número de crescentes de praia é maior quando a um período de onda mais elevado está associada uma altura de onda menor e/ou a um período menor está associado uma altura de onda maior, parecendo funcionar de uma forma compensatória.

Neste bloco de análises, observa-se que existem dois casos de redução do número de crescentes de praia. No primeiro caso, levantamento de 1996, a redução do número de crescentes, poderá ser explicada por um lado pelo elevado período, aumentando a sua dimensão e consequentemente reduzindo o número de crescentes e, por outro, o elevado valor da altura de onda registada, reflectindo-se numa dinâmica energética elevada eliminando/uniformizando o talude da praia, reduzindo assim o número de crescentes de praia. No segundo caso, levantamento de 2001, o número de crescentes de praia sofreu também uma diminuição significativa, facto que pode estar relacionado com o reduzido valor da altura de onda registado nos dias anteriores. Deste modo poderá referir-se que uma parte das crescentes identificadas resulta das características de agitação dos dias anteriores, formando-se nas regiões da praia mais elevadas e permanecendo até que se verifiquem condições energéticas mais elevadas.

Analisando as crescentes de praia verifica-se que, com a variação do período, o comprimento e a largura tendem a variar no mesmo sentido, particularmente nos dias 0, 1 e 1+0. Relativamente à altura de onda, parece não ser determinante na dimensão da

crescente, visto a sua dimensão tender a decrescer independentemente do aumento da altura de onda (levantamento de 1995) ou diminuição (levantamento de 1998). Relativamente ao rumo verifica-se que com a diminuição da obliquidade das ondas as crescentes tendem a crescer, isto é quando a agitação incidir mais a perpendicular as crescentes tendem a aumentar.

Como foi referido anteriormente o comprimento de onda apresenta, em geral, uma influência semelhante ao período de onda. Esta constatação é igualmente verificada para a presente análise, ou seja, relativamente ao número de crescentes, observa-se que a um menor comprimento de onda, corresponde um maior número de crescentes. No entanto, para o ano de 2001, esta tendência não é observada podendo ser explicada pela reduzida altura de onda registada. Quanto à dimensão, a tendência apresentada é a anteriormente referida para o período de onda, isto é, a maiores comprimentos de onda correspondem crescentes de maiores dimensões.

Em relação à largura de rebentação total e secundária, de acordo com a classificação realizada, parece não existir relação com o número de crescentes de praia. Quanto à relação com a dimensão das crescentes (comprimento e largura), pode observa-se que com a variação, da largura rebentação secundária em particular, o comprimento e a largura tendem a variar na mesma direcção. Contudo, nesta análise existe uma excepção, o levantamento de 2002a, que com o aumento da largura da zona de rebentação secundária, a dimensão das crescentes tende a diminuir. No entanto este facto pode ser explicado pelo valor do período registado ser bastante reduzido.

Quanto à energia cinética e à potência verifica-se que para os dias 0, 1 e 1+0 os levantamentos que manifestam valores extremos, elevados (1996) ou reduzidos (2001), apresentam uma tendência de redução do número de crescentes de praia. Relativamente à dimensão verifica-se que para o dia 0 e 1+0, em geral, a dimensão das crescentes varia de forma semelhante aos parâmetros em análise. Para o dia anterior (dia 1), verifica-se que a tendência mencionada é invertida para os levantamentos de 1995, quando comparado com o de 1958 e 1996, e 2001, quando comparado com 2002a.

Por último, analisando o fluxo de energia, estritamente relacionado com altura de onda e a obliquidade da agitação marítima, verifica-se que, de uma maneira em geral, com o aumento do valor deste parâmetro, o número de crescentes de praia diminui. Este facto pode ser explicado, pelo aumento do valor do fluxo de energia, relacionado com capacidade de transporte sedimentar, apresenta maior capacidade de transporte que por sua vez conduz ao aumento da dimensão (comprimento e largura) das crescentes de praia.

No contexto dos levantamentos incompletos, de 1958 e 1998, verifica-se que, de um modo geral, as tendências evidenciadas, são semelhantes às observadas para os restantes levantamentos. Contudo, na análise realizada, apesar de se basear nos dados obtidos, deverá ser encarada com cuidado em especial para estes dois levantamentos.

6.2.4.4 Análise da classificação das características médias das megacrescentes

Da classificação dos parâmetros físicos e a sua correlação com os valores das megacrescentes resultaram um conjunto de gráficos apresentadas no anexo E, Figuras E23 à E29.

Neste conjunto de gráficos o levantamento de 1998 está representado, mas será apenas tido em consideração pontualmente como exemplo de tendência, visto que foi analisado apenas metade do sector. Da análise destes dados verifica-se que o número de megacrescentes parece variar inversamente com a altura de onda e o período, em especial para os intervalos de tempo diferentes do dia 0, com a excepção do levantamento de 2002a. Esta excepção pode ser explicada pelo facto de o período de onda registados para este levantamento e para os períodos considerados apresentarem menores valores quando comparados com os restantes. É possível também observar que o número de megacrescentes parece ser mais elevado quando a obliquidade da agitação apresenta maiores valores.

Relativamente à dimensão das megacrescentes, como foi anteriormente referido, os dados foram obtidos com níveis de maré distintos. Em geral os valores de maior comprimento e menor largura apresentam níveis de maré mais elevados. Se analisarmos a correlação obtida entre os dados obtidos e os parâmetros físicos, verifica-se que para alturas de onda e períodos menores o comprimento é maior. Contudo, é do entender do autor que este facto não deve corresponder à realidade, uma vez que para uma menor altura de onda e período, o comprimento das megacrescentes deveria ser menor, uma vez que a capacidade de movimentação de sedimentos é menor formando consequentemente formas morfológicas menores. Porém, se observarmos o parâmetro rumo verificamos que, de um modo geral, apresenta uma tendência mais aproximada da realidade, ou seja, uma maior obliquidade da agitação marítima conduz a um maior comprimento médio das megacrescentes. Quanto à largura das megacrescentes é igualmente influenciada pelo nível de maré embora com menor significado que o verificado para o comprimento. De um modo geral pode observa-se que para valores de altura de onda e período mais elevados a largura das megacrescentes tendem a ser maiores. Este facto pode ainda ser influenciado pela obliquidade da onda verificando-se que, com o seu aumento, a largura poderá também crescer.

Neste conjunto de gráficos é apresentada a relação entre os comprimentos de onda considerados, o número e a dimensão das megacrescentes, verificando-se que, em geral, o número de megacrescentes apresenta uma variação inversa ao comprimento de onda, para todos os intervalos de tempo. Quanto à dimensão das megacrescentes, verifica-se que a valores de comprimento mais elevados correspondem menores valores de comprimentos de onda, evento que para o caso de os níveis de maré serem iguais ou aproximados revelaria uma tendência inversa (maiores comprimentos de onda, maiores comprimentos das megacrescentes). Relativamente à largura, verifica-se que apresenta uma tendência semelhante à do comprimento de onda, com excepção do levantamento de 2002a, pelas razões já mencionadas.

Da análise da largura de rebentação total e secundária verifica-se que o número de megacrescentes cresce quando a largura da rebentação total é semelhante e a secundária

menor. No caso de ambas as zonas de rebentação serem semelhantes, levantamento de 1995 e 2001, o número de megacrescentes identificado foi igual. Quanto ao comprimento e largura das megacrescentes verifica-se que, de um modo geral, com o aumento da largura da zona de rebentação secundária o comprimento e a largura tendem também a aumentar. De salientar uma vez mais que, estes dados da zona de rebentação correspondem ao dia 0, pensando-se que, para este tipo de formas morfológicas, a influência das características dos dias anteriores são fundamentais.

Quanto à energia cinética e à potência, verifica-se que, em geral, os levantamentos com menor energia cinética e potência apresentam maior quantidade de formas. Esta constatação pode ser explicada pelo facto de quanto maior for a energia cinética e a potência de onda mais energia atinge a praia, reflectindo-se na capacidade de formar formas morfológicas de maior dimensão, diminuindo consequentemente o número de crescentes. Da análise da relação entre o comprimento das megacrescentes e dos dois parâmetros em análise, verifica-se mais uma vez que o facto dos dados terem sido obtidos com níveis de maré diferentes não permite observar uma tendência para os vários levantamentos. Em relação à largura verifica-se que, de um modo geral, apresenta uma tendência semelhante à da energia cinética e da potência, ou seja aumentando com a energia cinética e a potência.

Por último, em relação ao fluxo de energia verifica-se que, de um modo geral, o número de megacrescentes diminui com o aumento do valor do fluxo de energia. Assim, quanto maior for o fluxo de energia maior será a dimensão das formas morfológicas, podendo mesmo fazer parte de outro grupo designado por gigacrescentes. De um modo geral, para o comprimento, à semelhança do que foi referido para os parâmetros anteriores, a maré influenciou de forma significativa as conclusões a retirar desta análise. No entanto, e como será verificado no ponto seguinte, os levantamentos que apresentam maior fluxo de energia (1996 e 2001) apesar de apresentarem menor comprimento médio das megacrescentes, apresentam um maior número de gigacrescentes. Relativamente à largura observa-se que, à excepção do levantamento de 2002a, à medida que cresce o fluxo de energia cresce a largura das megacrescentes.

6.2.4.5 Análise da classificação das características médias das gigacrescentes

As gigacrescentes, à semelhança das formas anteriores, revelam igualmente, para a sua dimensão a influência da maré. Comparando o número de gigacrescentes com o de megacrescentes verifica-se que nos levantamentos com maior número de gigacrescentes o número de megacrescentes é inferior e apresentam parâmetros de agitação marítimos mais elevados.

Os resultados obtidos para este tipo de morfologia são apresentados no anexo E, da Figura E30 à E36. Neste conjunto verifica-se que, na maior parte dos casos, os levantamentos com parâmetros de agitação mais elevados apresentam maior número de gigacrescentes. Destes parâmetros, a altura de onda e o rumo da agitação, parecem exercer uma influência predominante relativamente ao período. Esta observação poderá ser explicada pela maior capacidade de remoção e de transporte sedimentar, aumentando o espaçamento entre as extremidades da gigacrescentes e das correntes de retorno. Quanto ao comprimento médio,

verifica-se que este apresenta uma variação semelhante à da altura de onda e do rumo da agitação, para todos os levantamentos diferentes do dia 0, mas especialmente para os dias 7 e 7+0. Quando ao período verifica-se que quanto mais elevado é este parâmetro, mais elevado é o comprimento de onda, embora os levantamentos de 1998 e 2002a invertam esta tendência para todos os intervalos de tempo, podendo ser explicado por uma lado pela análise incompleta efectuado ao levantamento de 1998 e por outro ao facto da altura de onda do levantamento de 2002 apresentar nos dias anteriores valores mais elevados que o levantamento de 2001. Em relação à largura, verifica-se também que com o aumento da altura de onda e da obliquidade da agitação os valores de largura das gigacrescentes são superiores, embora não seja de excluir a influência do nível de maré nos dados obtidos.

Analisando a relação existente entre os comprimentos de onda considerados, pode-se verificar que, quando comparados o levantamento de 1995 com o 1996 e o de 2001 com o 2002a, o número de gigacrescentes é superior nos levantamentos que apresentam maior comprimento de onda. Contudo, comparando o levantamento de 1995 com o de 2001, verifica-se que o levantamento com maior número de gigacrescentes, apresenta menor comprimento de onda, bem como menor período e altura de onda. No entanto a obliquidade da agitação é superior, proporcionando uma maior capacidade de transporte e remoção de sedimentos por parte da agitação marítima, e originando assim um maior número de formas de maior dimensão.

Tendência semelhante é observada para a dimensão, comprimento e largura, para os levantamentos de 1995 e 1996. Para os levantamentos de 2001 e 2002a, verifica-se que apresentam uma tendência diferente, ou seja, o levantamento que apresenta menor comprimento e largura apresenta um comprimento de onda maior ou igual. No entanto este facto pode ser explicado pela menor altura de onda registada para o levantamento de 2001, para os períodos diferentes do dia 0 e 1+0.

Relativamente à largura da zona de rebentação total e secundária, verifica-se que o número de gigacrescentes cresce com o aumento da zona de rebentação secundária. Quanto à dimensão das gigacrescentes verifica-se que, em geral, uma maior largura da zona de rebentação secundária origina gigacrescentes de maior comprimento e de maior largura.

Analisando os gráficos que correlacionam a energia cinética e a potência com o número e a dimensão das gigacrescentes verifica-se que, o número destas formas morfológicas apresentam uma tendência semelhante com a energia cinética e a potência para os intervalos de tempo do dia 0 e 1+0. Este facto deve-se essencialmente à altura de onda verificada para estes dois períodos de tempo. Quanto à sua correlação com a dimensão, verifica-se que, em geral, para valores de energia cinética e potência mais elevados o comprimento e a largura das gigacrescentes é maior, em especial para os períodos diferentes de 0 e 1+0. Contudo, verifica-se que para valores máximos e mínimos de energia cinética e potência, se obtiveram dimensões semelhantes podendo este facto estar relacionado com o nível de maré, que influencia significativamente os dados obtidos ou então estes parâmetros apresentam uma importância reduzida na dimensão destas estruturas morfológicas.

Em relação ao fluxo de energia verifica-se que, em geral, o número e a dimensão das gigacrescentes apresentam uma tendência semelhante à do parâmetro em análise, ou seja, para maiores valores de fluxo de energia maior é o número de gigacrescentes e maior o seu comprimento e largura. Contudo, o levantamento de 2002a apresenta uma tendência inversa para a dimensão das gigacrescentes, que pode ser explicada, nomeadamente para a largura, pelo nível de maré verificado quando o levantamento foi efectuado.

6.2.5 Índice compósito de sensibilidade

6.2.5.1 Introdução

Após a classificação dos valores obtidos para todos os parâmetros considerados e a sua análise de uma forma independente, verificou-se que seria de grande utilidade a agregação dos vários parâmetros, com excepção do fluxo de energia e da largura de rebentação visto só serem conhecidas valores para o dia 0. Optou-se ainda, para profundidades reduzidas, utilizar os valores obtidos pela expressão de Komar e Gougham (1972).

Deste modo, na tentativa de comparar e analisar os diversos intervalos de tempo dos diversos anos, foi definido um índice que, de uma maneira fácil, permitisse a avaliação da evolução dos diversos parâmetros em análise e do clima de agitação.

Existem diversos tipos índices, designados por agregados e compósitos. Os índices agregados permitem avaliar a evolução de um conjunto de valores referentes a diferentes parâmetros, mas se os valores estiverem expressos na mesma unidade de medida. Pelo contrário, o índice compósito permite agregar num só valor parâmetros expressos em diferentes unidades de medida, mas que contribuam para um mesmo fim. Assim, optou-se pela utilização de um índice compósito, traduzido pela seguinte expressão:

$$IC_i = \frac{\sum X_i W}{\sum X_0 W} \times 100 \qquad (6.1)$$

em que X_i e X_0 são, respectivamente, os valores dos itens para o período inicial e final, e W as ponderações fixas para cada item.

Neste trabalho efectuar-se o cálculo do índice compósito de sensibilidade, para todos os parâmetros considerado, com excepção do fluxo de energia e da largura das zonas de rebentação, considerando:

- 1958 como ano de referência para todos as formas/padrões e análise;
- 1995 como um segundo ano de referência para as correntes de retornos, megacrescentes e gigacrecentes, uma vez que não foram identificadas para o ano de 1958;
- os parâmetros para grandes e pequenas profundidades;
- as características médias da agitação registada ao largo;
- cálculo das alterações percentuais para o dia 0.

Como base nas análises anteriores e na sensibilidade adquirida no desenrolar deste trabalho, as ponderações utilizadas no cálculo dos índices compósitos de sensibilidade foram as apresentadas na Tabela 6.23.

Os índices obtidos permitiram ter uma ideia das alterações verificadas em cada período de tempo, relativamente ao ano de referência considerado. No entanto e no caso da agitação marítima, verificou-se que seria útil o conhecimento das alterações verificadas relativamente ao período anterior.

Tabela 6.23 – Factores de ponderação utilizados no cálculo dos índices de sensibilidade.

Parâmetro (X)	Factor de ponderação (W)		
	Conjunto de parâmetros	Agitação marítima média a) e b)	
H	0.2	0.4	0.35
T	0.3	0.5	0.45
θ	0.1	0.1	0.2
L_0	0.1		
L_b	0.1		
L_{db}	0.1		
H_0/gT^2	0.1		
H_b/gT^2	0.1		
Ek_0	0.1		
Ek_b	0.1		
Ek_{db}	0.1		
P_0	0.1		
P_b	0.1		
P_{db}	0.1		

Deste modo, efectuou-se o cálculo das alterações percentuais dos índices obtidos, resultante da diferença entre o índice mais recente com o mais antigo e da sua relação com o índice mais antigo, sendo traduzida pela seguinte expressão:

$$\Delta = \frac{I_{i+1} - I_i}{I_i} \times 100 \tag{6.2}$$

em que I_{i+1} representa o índice do período mais recente e I_i o índice do período mais antigo.

Através da analise das alterações percentuais do clima de agitação marítima médio registado ao largo, para cada intervalo de tempo considerado, e uma vez que são parâmetros de base para a obtenção dos restantes valores, verifica-se que são um bom indicador das variações e alterações dos restantes parâmetros.

6.2.5.2 Análise dos índices compósitos de sensibilidade

Analisando os índices compósitos de sensibilidade obtidos para o conjunto de parâmetros considerados para as minicorrentes de retorno, verifica-se que, de um modo geral, o comportamento dos parâmetros é semelhante para grandes ou pequenas profundidades (Figura 6.2).

Permite ainda verificar que o espaçamento das crescentes diminuiu com a idêntica variação do índice compósito de sensibilidade. O número de minicorrentes parece variar, independentemente do valor do índice aumentar ou diminuir. Contudo, este valor baixo de minicorrentes identificadas pode estar relacionado com a qualidade do ortofotomapa utilizado nesta análise.

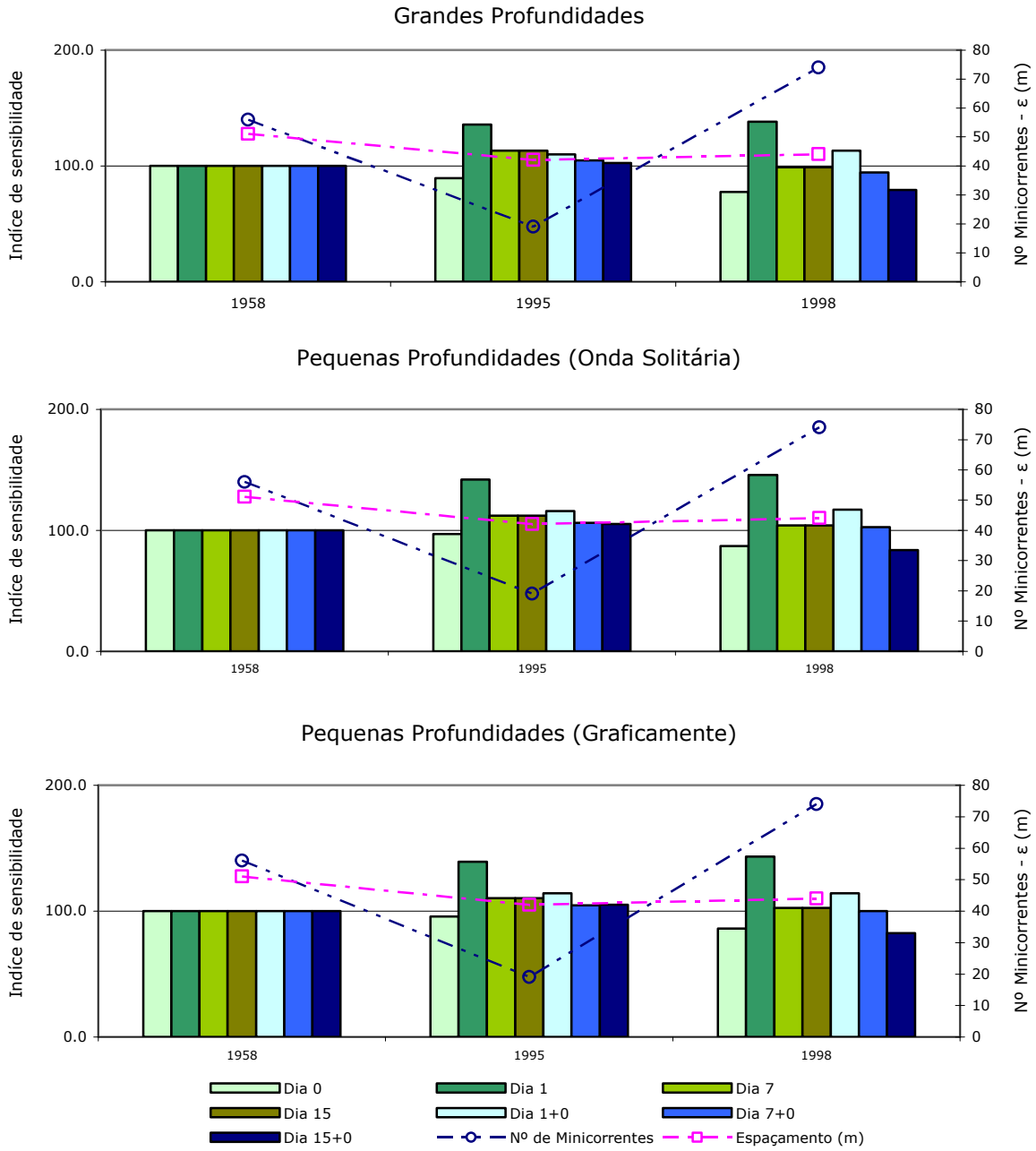


Figura 6.2 – Relação entre o número, espaçamento das minicorrentes de retorno e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Porém, analisando os índices compósitos de sensibilidade obtidos para a agitação marítima, verifica-se que o ano de 1995 apresenta, em geral, para os intervalos considerados, um valor do índice mais elevado, para ambas as ponderações consideradas.

Analisando as alterações percentuais, observa-se que, entre 1958 e 1995, apenas o dia 0 apresenta um decréscimo no seu valor, ao passo que entre 1995 e 1998, para todos os intervalos de tempo considerados, o índice sofre um alteração percentual negativa, isto é, apresenta um menor valor em 1998 (Figura 6.3).

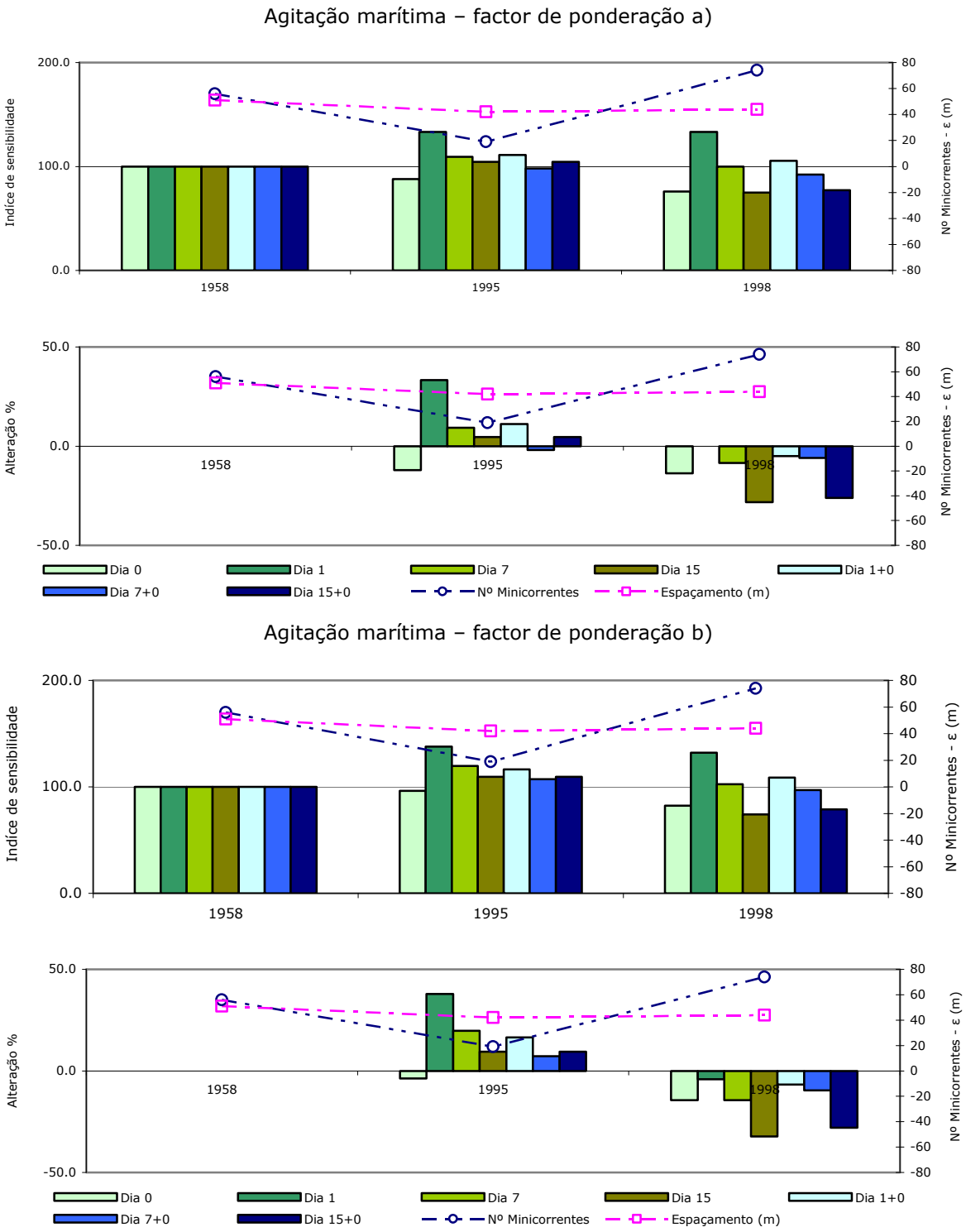


Figura 6.3 - Relação entre o número, espaçamento das minicorrentes de retorno e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Estas alterações percentuais poderão ajudar a explicar a variação do número e espaçamento das minicorrentes de retorno. Assim, uma alteração percentual positiva poderá significar que as condições energéticas globais poderão ser mais elevadas, reflectindo-se na formação de menos minicorrentes de retorno. Pelo contrário, quando a alteração percentual é negativa significará que as condições energéticas poderão ser menores, reunindo melhores condições para a formação de correntes de retorno, traduzido-se no maior número destes padrões identificados.

Para além destes factores, e uma vez que os índices apresentam uma tendência oposta, para os diferentes períodos 0, para os levantamentos de 1995 e 1998, o que poderá significar que as condições dos dias anteriores terão uma influência significativa na formação destes padrões, particularmente no que diz respeito à inclinação do talude da praia (tanβ).

Relativamente às correntes de retorno, verifica-se que o comportamento do índice compósito de sensibilidade, para diversos os parâmetros, é semelhante para todas as profundidades consideradas. Quando se compara 1995 com 1996, verifica-se que com o aumento do valor do índice, o número de correntes de retorno tende também a aumentar (Figura 6.4).

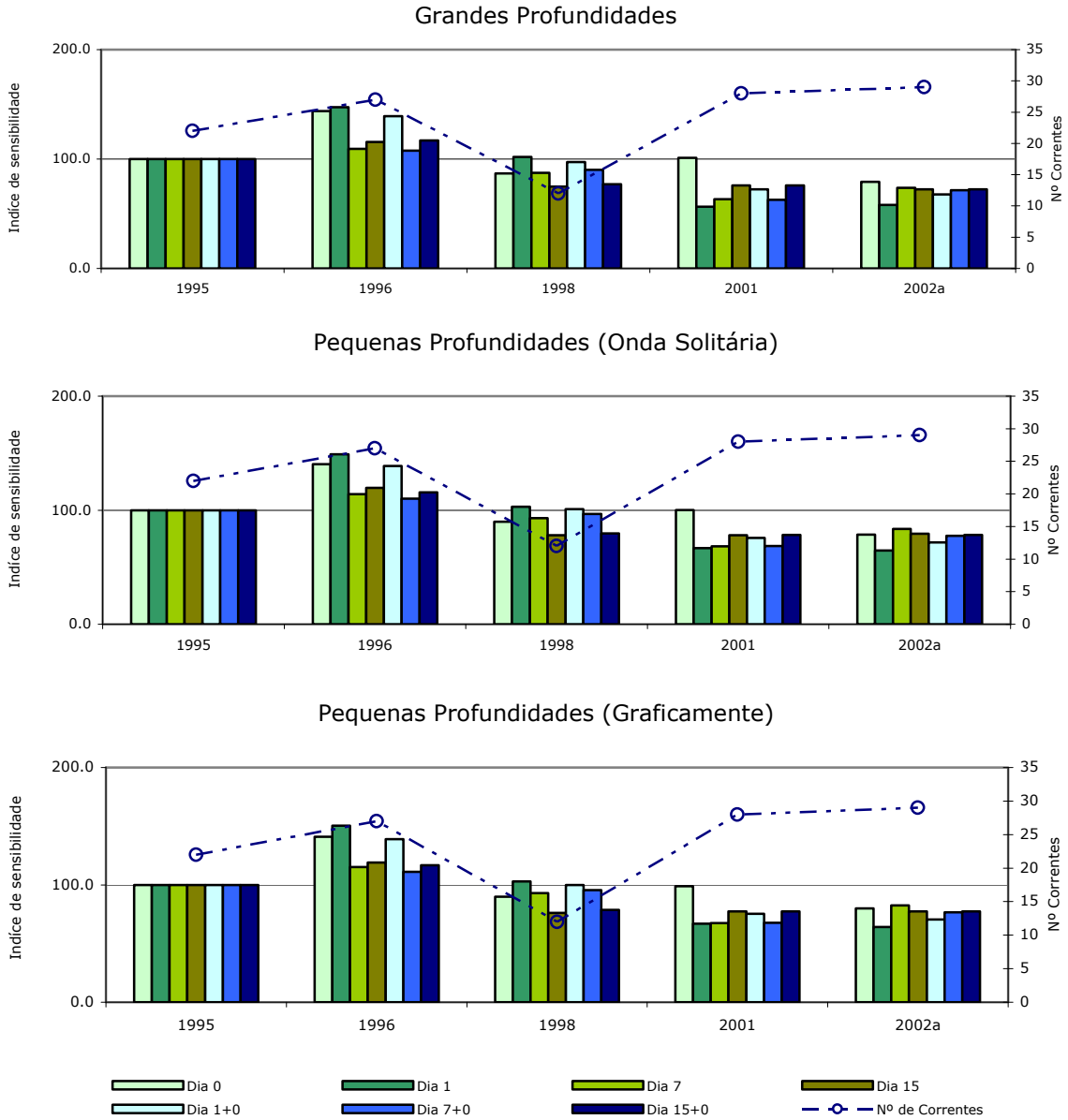


Figura 6.4 - Relação entre o número das correntes de retorno e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Quando se compara 1995 com 2001 e 2002a, a tendência verificada é inversa, ou seja, com a redução do índice aumenta o número de correntes de retorno. No entanto, as correntes

de retorno são influenciadas pelo nível de maré, em particular pela baixa-mar, período em que são mais intensas, tornando-se deste modo mais visíveis e fáceis de identificar. De referir que a parte final do levantamento de 1995 não apresentava correntes de retorno, tendo sido identificadas várias minicorrentes de retorno, o que contribuiu decisivamente para o menor número de correntes de retorno.

Relativamente ao espaçamento das correntes de retorno, observa-se que o levantamento com maior índice de sensibilidade apresenta, também, o maior valor de espaçamento, reduzindo o seu valor quando o índice diminui (Figura 6.5).

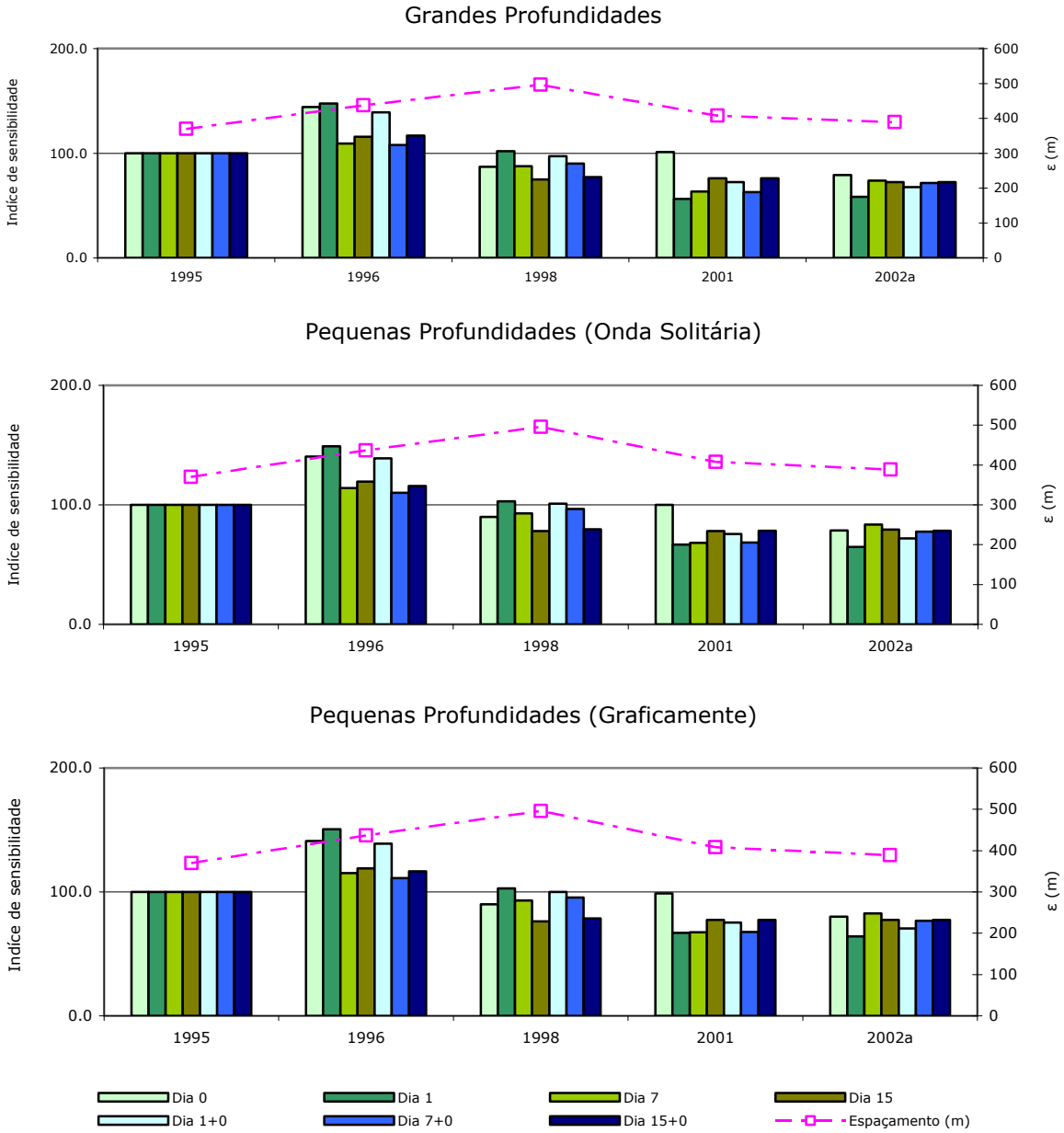


Figura 6.5 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Analisando o índice compósito de sensibilidade, calculado apenas para os parâmetros de agitação, verifica-se que a tendência é semelhante à obtida para o índice obtido para os

diversos parâmetros, no que diz respeito ao número e espaçamento das correntes de retorno (Figura 6.6 e Figura 6.7).

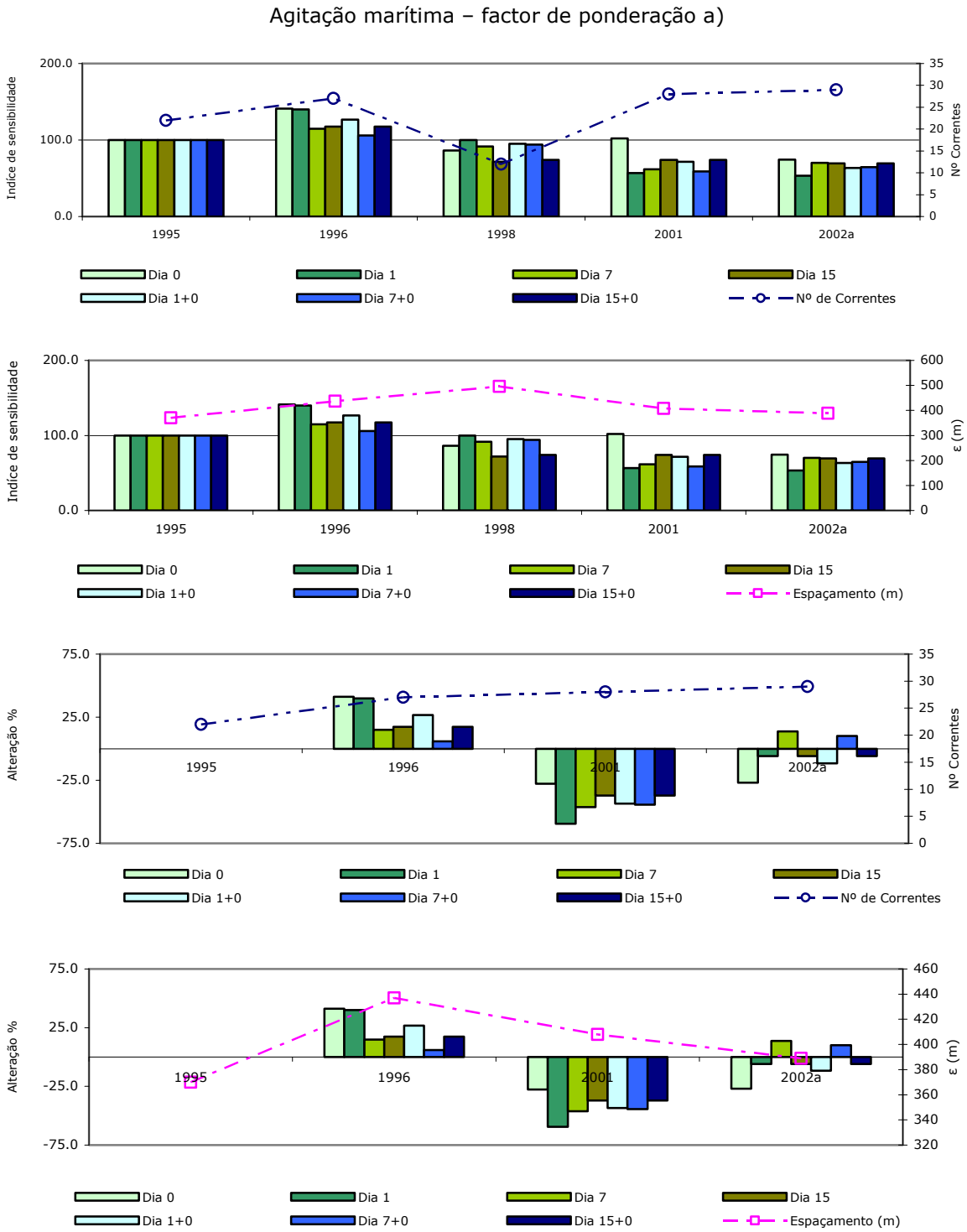


Figura 6.6 - Relação entre o número, espaçamento das correntes de retorno e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Analisando as alterações do índice calculado, para ambos os conjuntos de factores de ponderação, verifica-se que com a redução do valor do índice, o espaçamento das correntes de retorno tende a diminuir. Relativamente ao número de correntes verifica-se também, para ambos os conjuntos de ponderações utilizados, que o comportamento é semelhante,

parecendo existir a tendência para o aumento do número de correntes quando as condições de agitação tendem a reduzir a sua energia. Contudo, verifica-se que para o ano de 1996 esta tendência é inversa, isto é, o número de correntes aumenta com o aumento do valor do índice, embora este caso possa ser explicado pelo facto de se verificar um nível de maré menor que o do levantamento realizado em 1995.

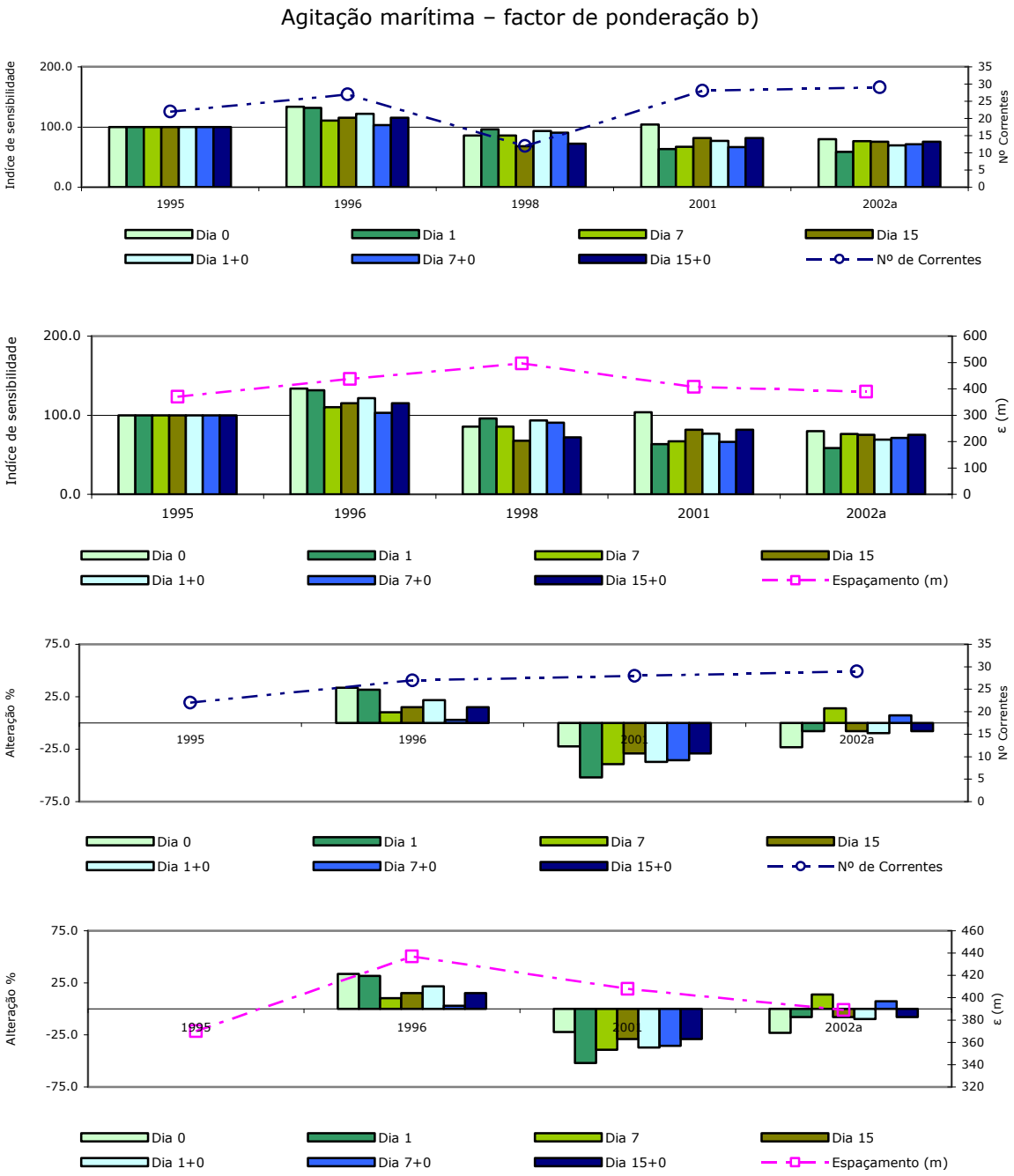


Figura 6.7 - Relação entre o número, espaçamento das correntes de retorno e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Quanto às crescentes de praia, analisando as Figura 6.8 e Figura 6.9, verifica-se que quando o índice de sensibilidade é mais elevado o número do crescentes tende a diminuir e vice-versa, com excepção do levantamento de 2001. No entanto o baixo número de

crescentes identificadas poderá estar relacionado com a menor resolução da fotografia, não permitindo a identificação de todas as crescentes.

Relativamente ao comprimento das crescentes verifica-se que apresenta menores valores para os levantamentos com menores índices de sensibilidade do conjunto dos diversos parâmetros considerados. Esta variação dos índices traduzirá a variação energética de um determinado clima de agitação.

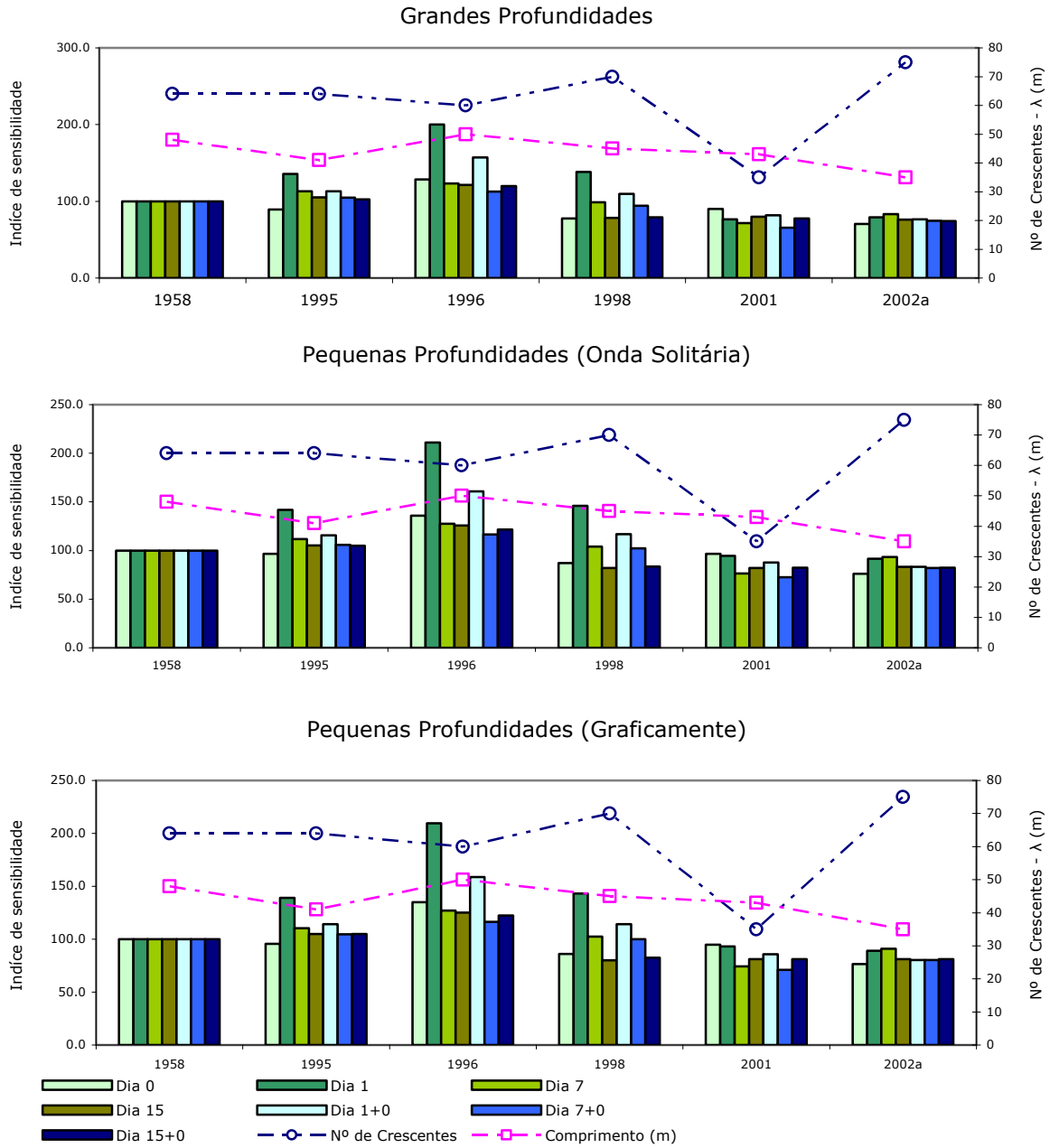


Figura 6.8 - Relação entre o número, comprimento das crescentes de praia e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Analisando o índice de sensibilidade e a largura verifica-se que a hipótese avançada para o comprimento também se aplica. Analisando em particular o dia 0, dia 1 e dia 1+0, verifica-se que com a diminuição do índice de sensibilidade a largura também diminuiu e com o seu aumento verifica-se o aumento da largura das crescentes, para todas as profundidades consideradas.

Salienta-se assim que, pela análise efectuada, os intervalos de tempo que deverão estar relacionados com a formação e com as características das crescentes de praia são o dia 0, dia 1 ou ambas, dia 1+0.

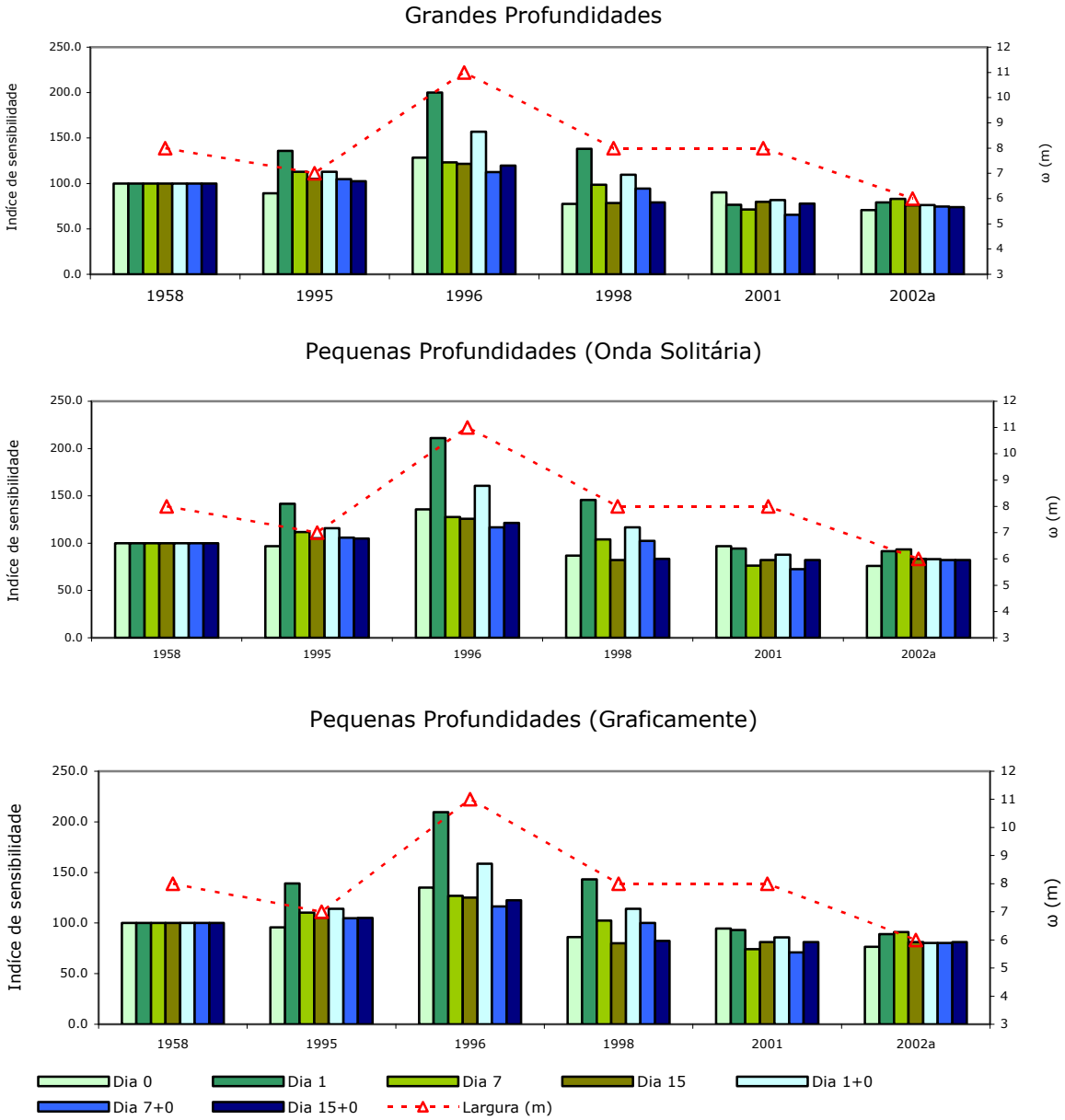


Figura 6.9 - Relação entre a largura das crescentes de praia e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Analisando o índice de sensibilidade calculado apenas para a agitação verifica-se que o comportamento dos índices obtidos para os factores de ponderação utilizados se assemelha ao índice total anteriormente referido.

No entanto, e através da análise da alteração percentual do índice de sensibilidade, de ambas as ponderações, verifica-se que para todos os levantamentos o comprimento e a largura crescem ou diminuem com o aumento do índice, em especial do dia 0. Observa-se também para os dias 0 e 1+0 a mesma tendência, com excepção de 1995, estes dois intervalos de tempo apresentam tendência oposta em particular para o dia 1 (Figura 6.10 e Figura 6.11).

Agitação marítima – factor de ponderação a)

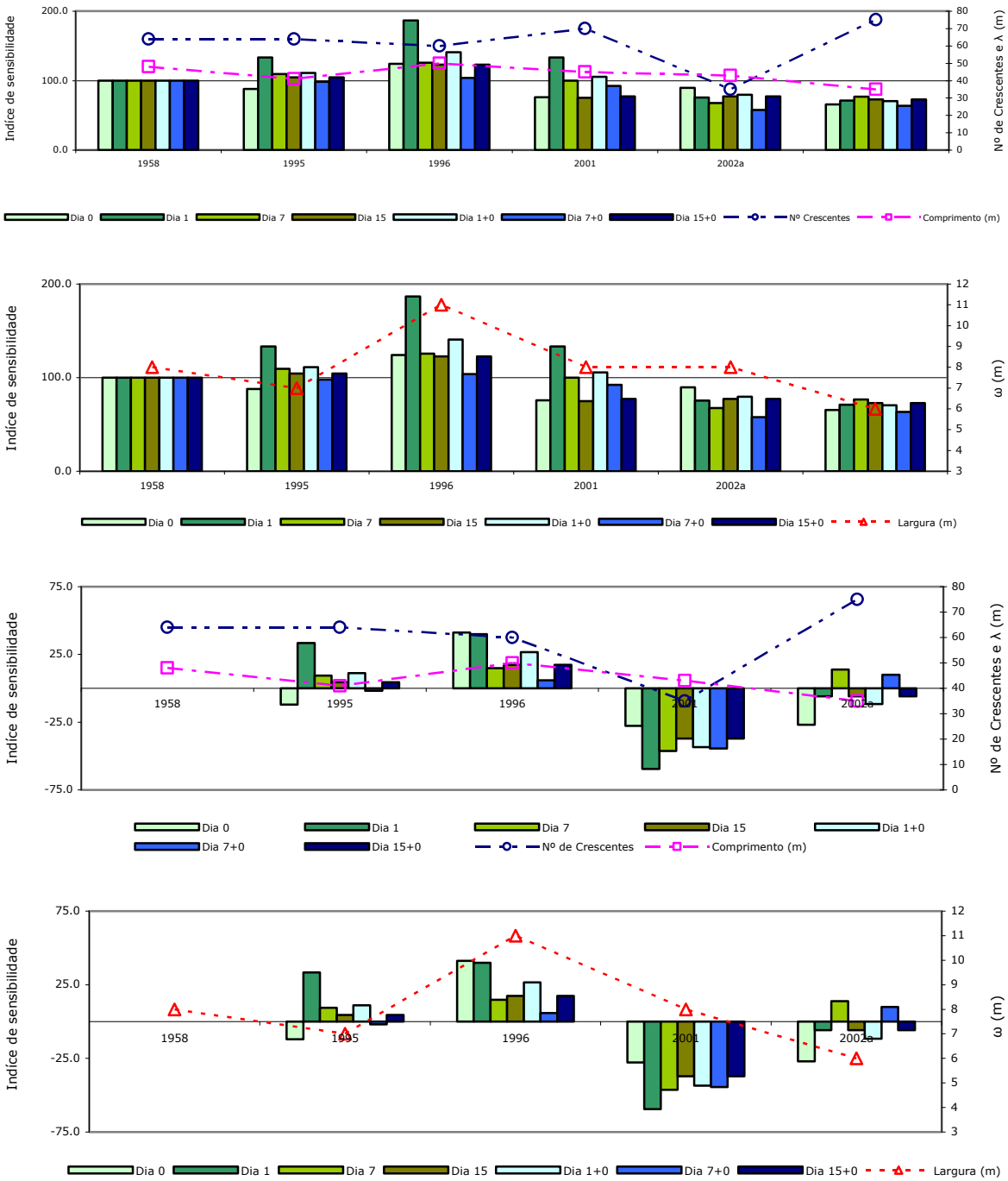


Figura 6.10 - Relação entre o número, comprimento, largura das crescentes de praia e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

De referir que o levantamento de 1998 foi retirado da análise de alteração percentual, uma vez que como os valores apresentados representam apenas 50% do valor total da extensão do sector A, poderia deste modo conduzir a análises e conclusões erróneas.

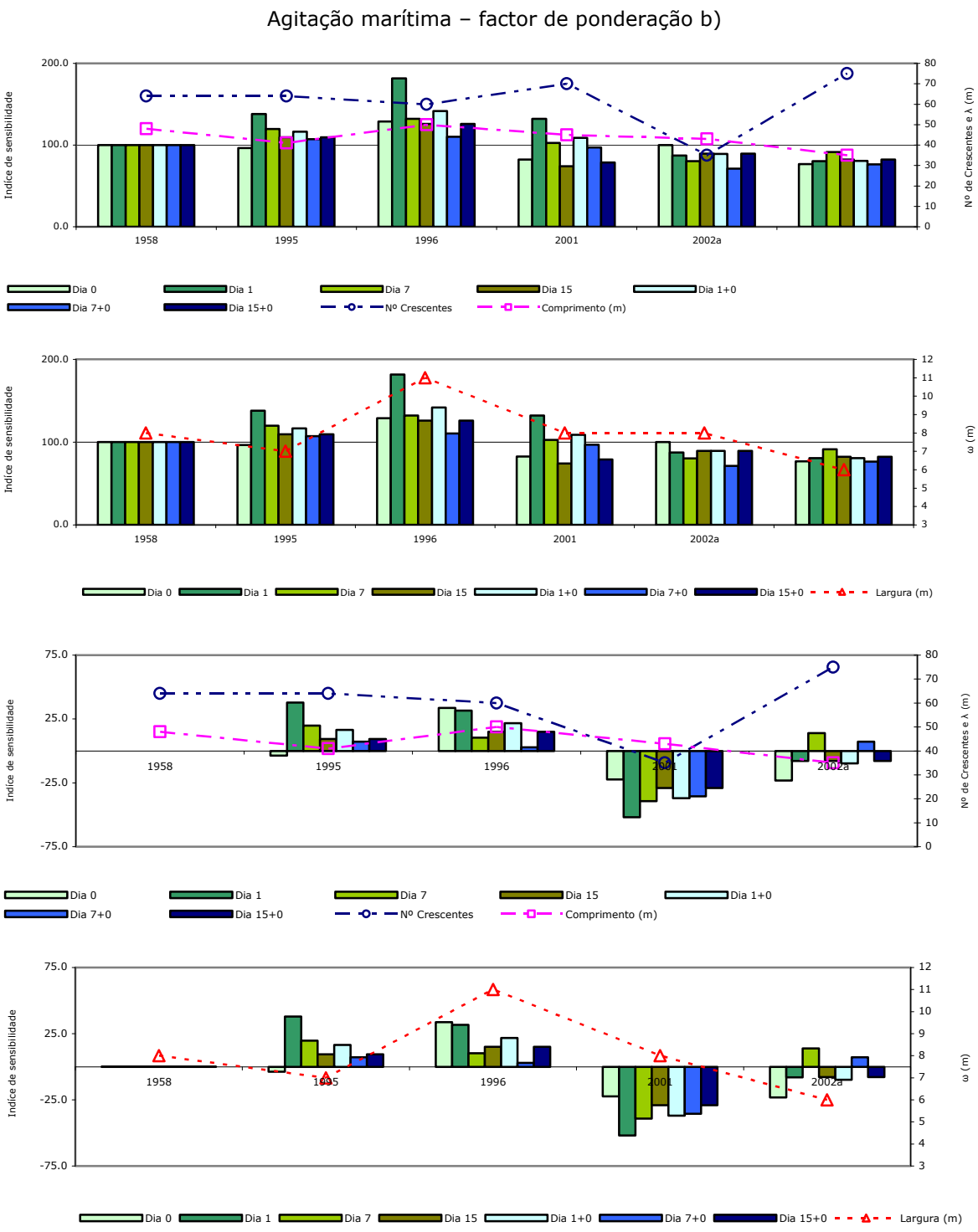


Figura 6.11 - Relação entre o número, comprimento, largura das crescentes de praia e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Analisando os índices compósitos de sensibilidade das megacrescentes, calculados para a generalidade dos parâmetros considerados, verifica-se que, relativamente à profundidade, a tendência apresentada é semelhante para as três. Observa-se também que, excluindo o levantamento de 1998 pelas razões anteriormente apontadas, o número de megacrescentes tende a aumentar quando o índice de sensibilidade diminuiu e vice-versa (Figura 6.12).

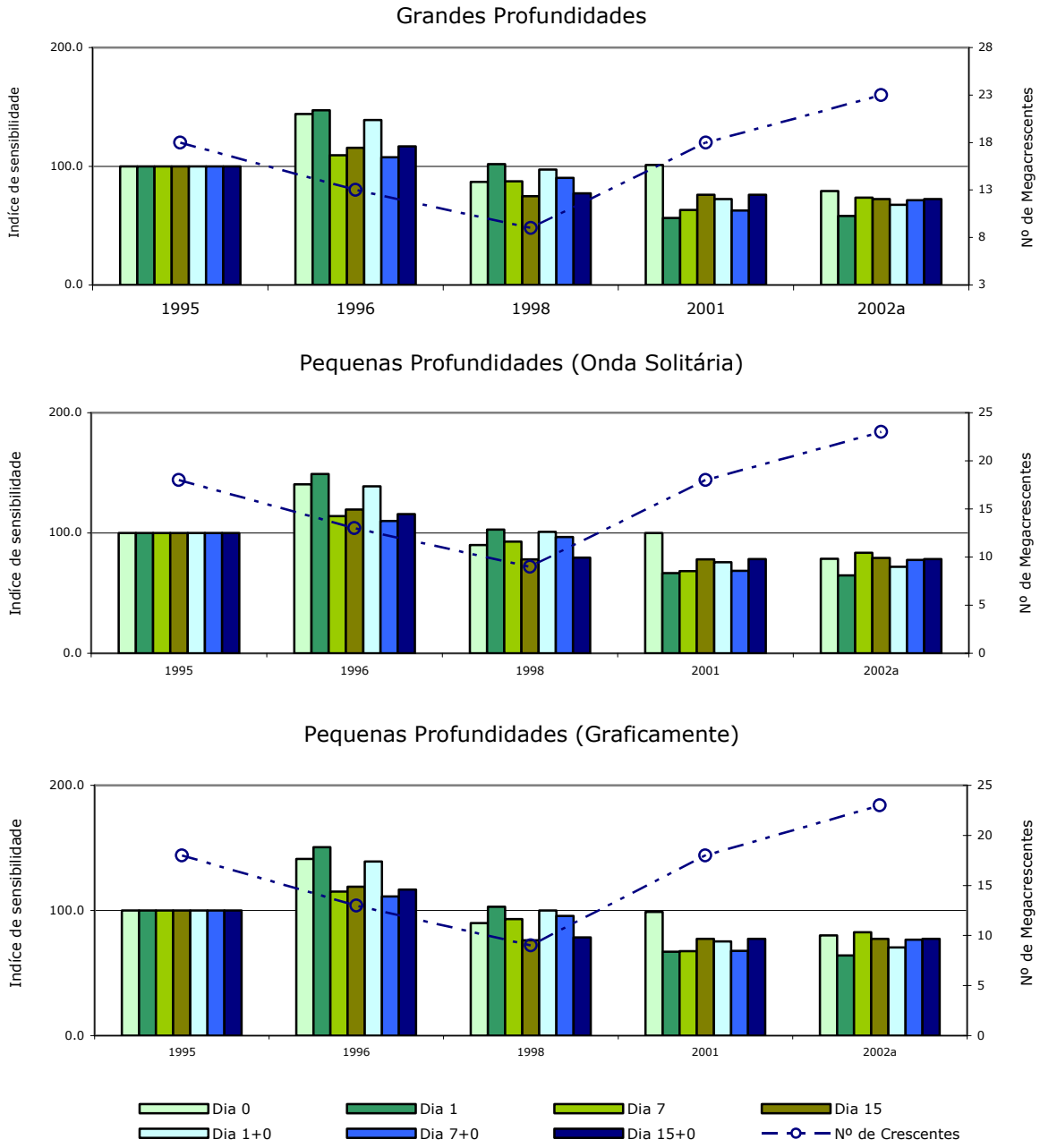


Figura 6.12 - Relação entre o número das megacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Quando se analisa a correlação entre o índice de sensibilidade calculado e o comprimento, observa-se que os levantamentos de menor energia, apresentam aparentemente, maiores comprimentos. No entanto, este facto pode ser explicado por duas razões. A primeira, já anteriormente referida, prende-se com o facto de o nível de maré não ser semelhante para os levantamentos em análise, conduzindo a que os levantamentos de menor nível de maré apresentem maiores extremidades, na região da barras transversais, reduzindo o comprimento das megacrescentes. A segunda, refere-se ao facto de os levantamentos que apresentam um menor comprimento de megacrescentes manifestam um maior número de gigacrescentes. Deste modo, pressupõem-se que as megacrescentes identificadas apresentadas possuem um menor valor médio, visto que todas as formas superiores a 500 m foram consideradas como gigacrescentes (Figura 6.13).

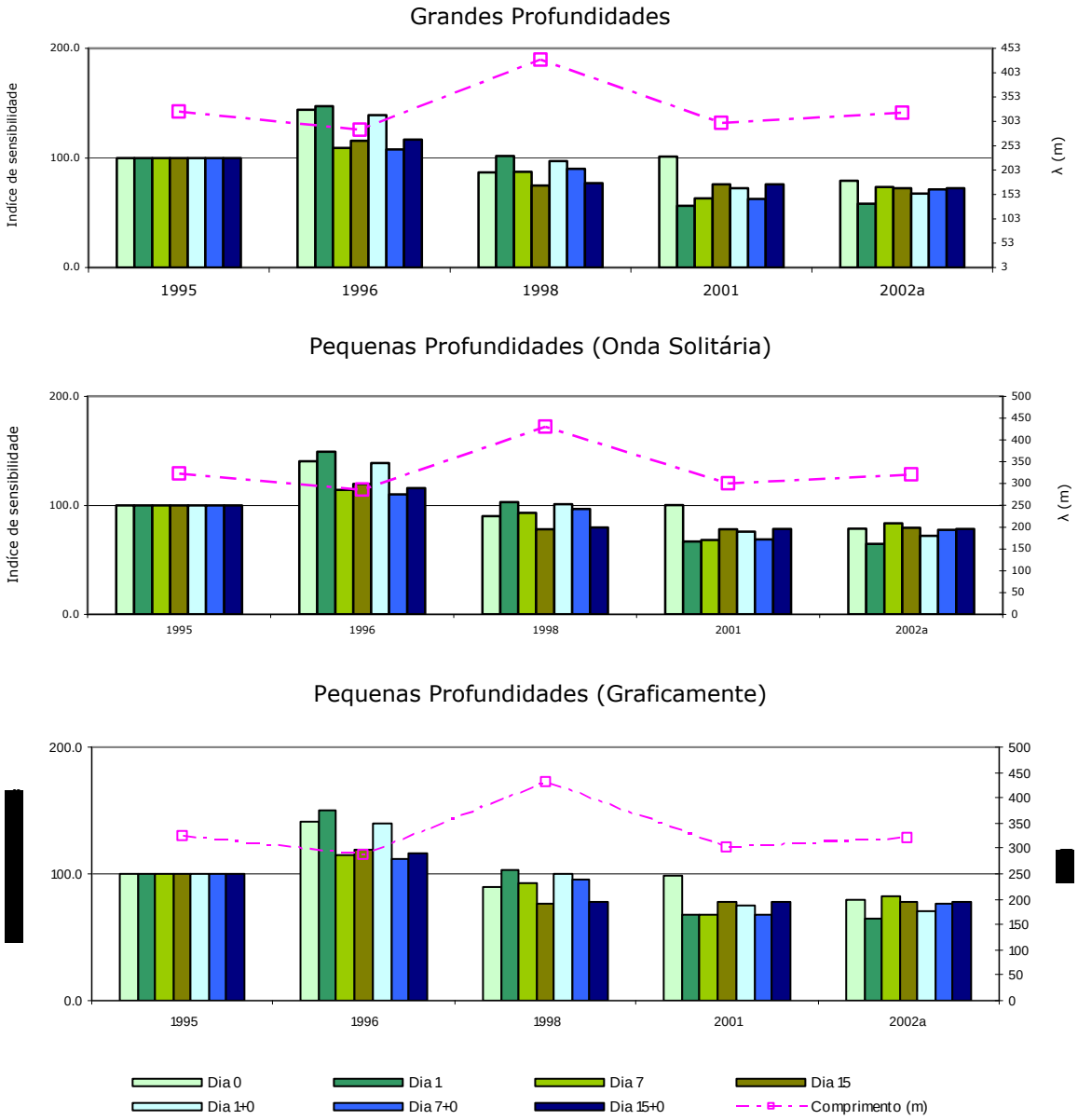


Figura 6.13 - Relação entre comprimento das megacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

No que respeita à largura das megacrescentes verifica-se para todas as profundidades que, em geral, aumenta com o índice compósito de sensibilidade calculado. No entanto a maré parece influenciar o valor da largura obtido, uma vez que para o levantamento de 2002a, o índice decresce e a largura cresce de forma significativa. No entanto, este levantamento foi efectuado em baixa-mar de águas vivas, levando a que as extremidades das megacrescentes, ligadas a barras transversais, estivessem parcialmente a descoberto, conduzindo deste modo a um maior valor da largura da megacrescente (Figura 6.14).

Considerando que as megacrescentes não possuem uma dinâmica imediata, mas da ordem do dia 7, o valor da largura das megacrescentes para o levantamento de 2002a será da ordem dos obtidos para 1998 e 2001, visto que todos apresentam índices semelhantes.

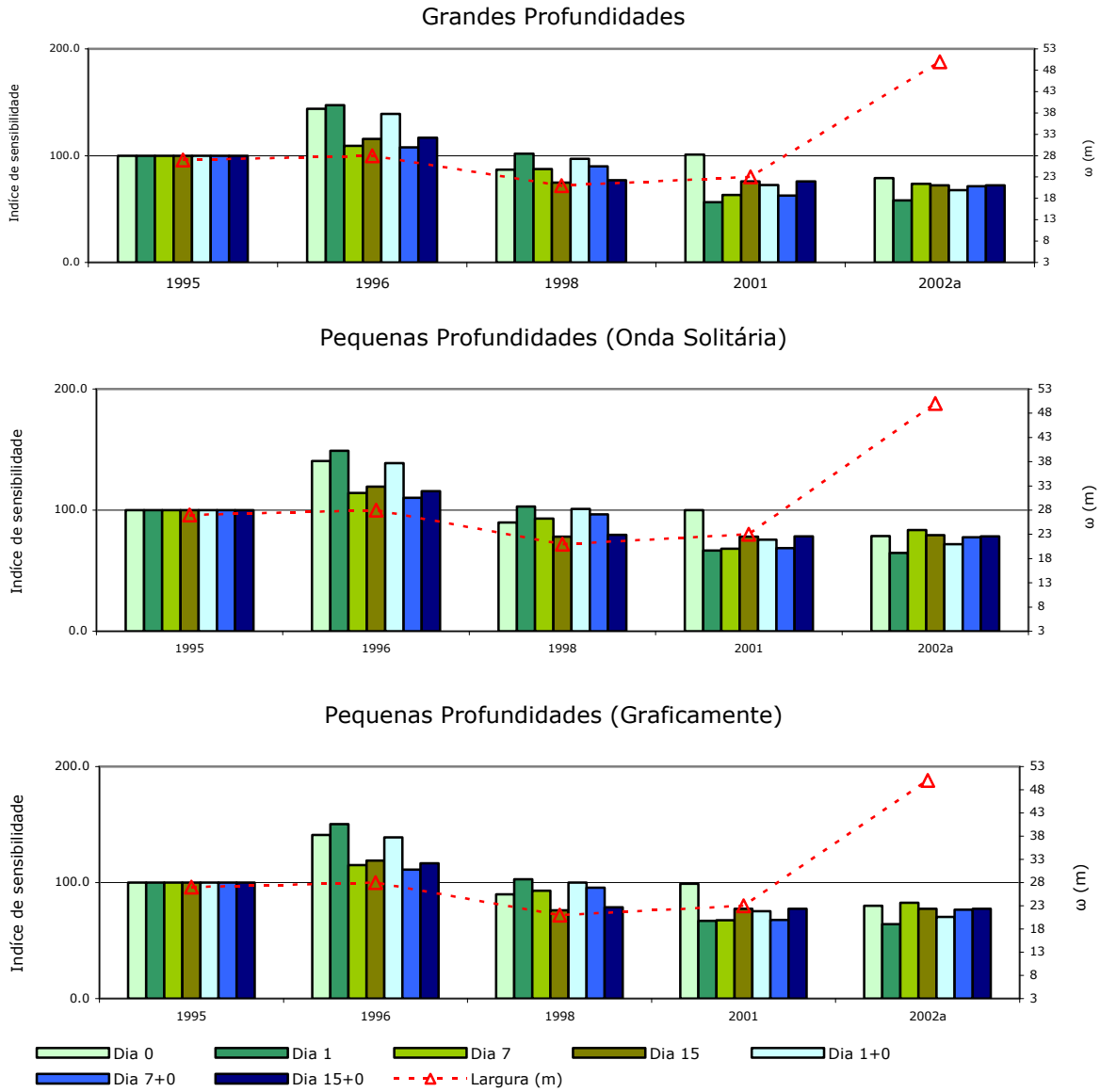


Figura 6.14 - Relação entre a largura das megacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Analisando os índices calculados para a agitação marítima, verifica-se que, de um modo geral, a tendência é semelhante para ambas as ponderações consideradas, bem como para o índice da generalidade dos parâmetros considerados.

Verifica-se também que com o aumento do índice de sensibilidade para a agitação marítima, o número de megacrescentes diminui e vice-versa. Este facto permite, concluir que o índice poderá estar directamente relacionado com o nível de energia, e, consequentemente com a sua diminuição conduz a uma menor capacidade de transporte, formando um maior número de formas de menor dimensão. Relativamente ao comprimento, verifica-se que com a diminuição do índice o número de formas de menor dimensão aumenta, uniformizando-se, ao passo que para valores do índice maiores o comprimento decresce, fruto de um menor número de megacrescentes e com um menor valor de comprimento, uma vez que as formas de maior dimensão serão classificadas como gigacrescentes.

Agitação marítima – factor de ponderação a)

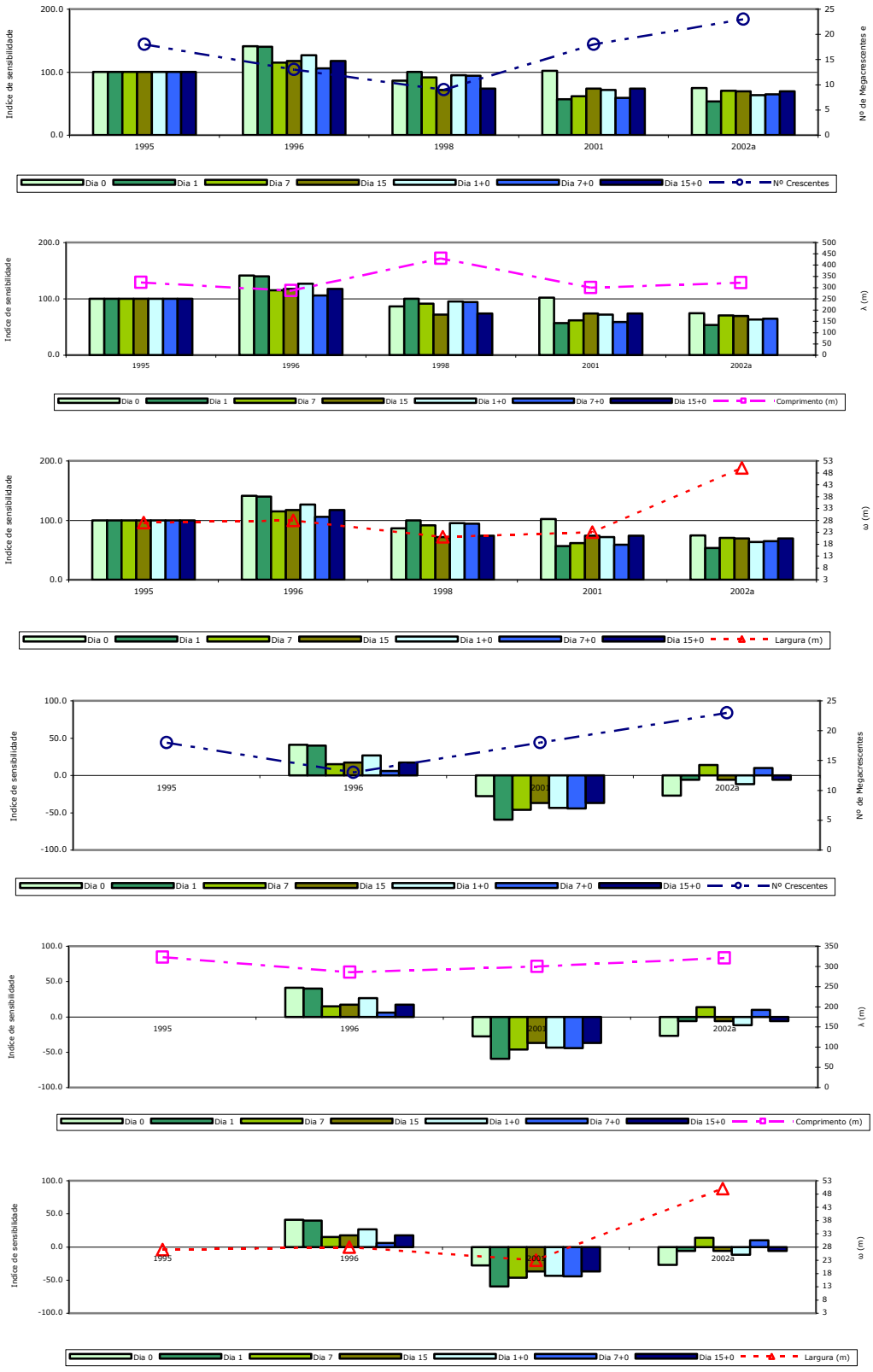


Figura 6.15 - Relação entre o número, comprimento, largura das megacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Agitação marítima – factor de ponderação b)

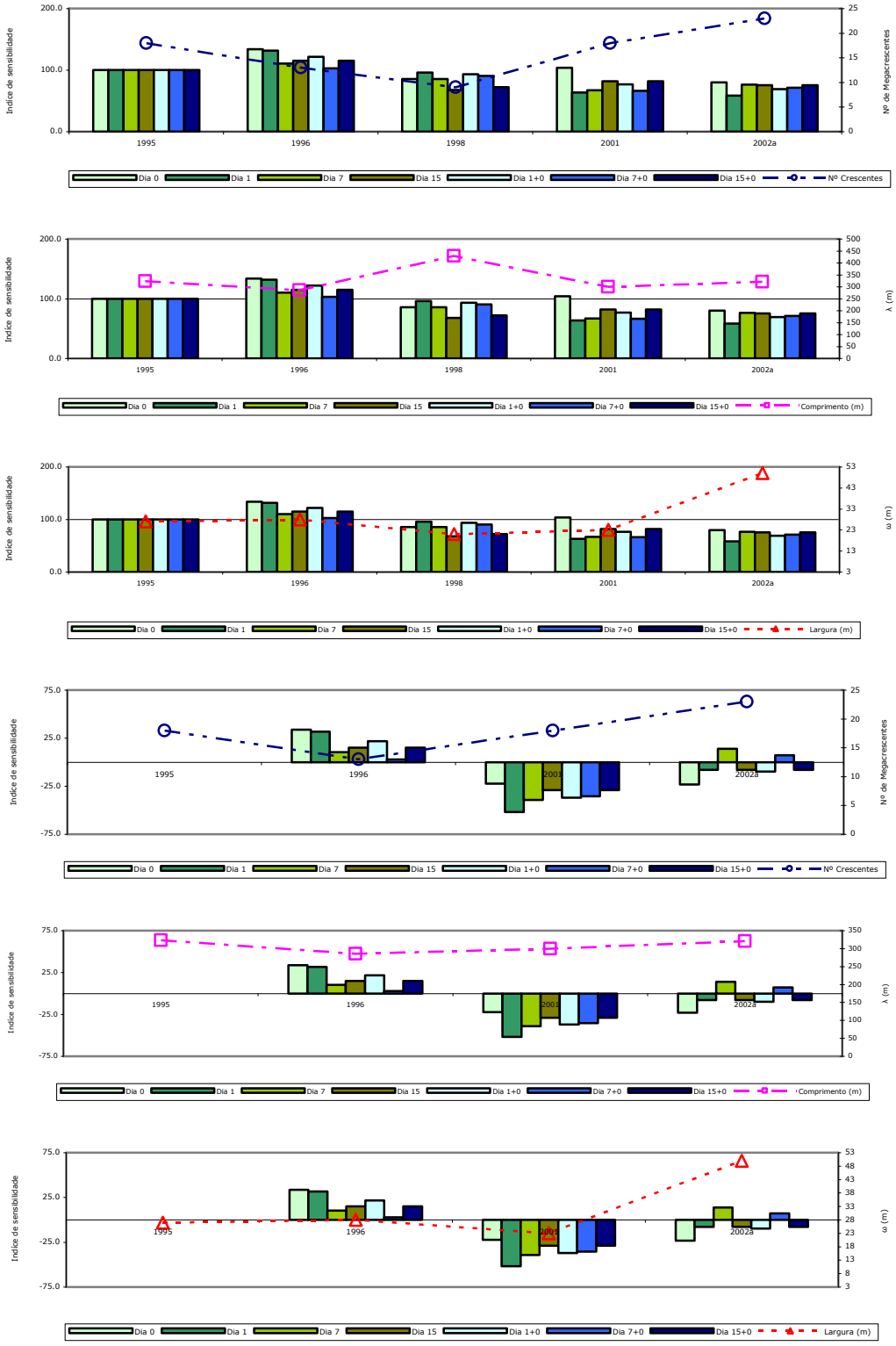


Figura 6.16 - Relação entre o número, comprimento, largura das megacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Por último, analisando a alteração do índice relativamente à largura, verifica-se que, exceptuando o levantamento de 2002a, o valor da largura varia de acordo com o índice calculado. No entanto, de relembrar o facto de o nível de maré no momento em que o

levantamento foi realizado parecer influenciar os resultados finais obtidos, sendo o levantamento de 2002a o reflexo mais visível desse facto.

Em relação às formas de maiores dimensões, as gigacrescentes, verifica-se que os levantamentos com maior índice de sensibilidade apresentam maior número de gigacrescentes (Figura 6.17). De referir ainda que no levantamento de 1998, onde foi analisado apenas 50% do sector A, foram identificadas 3 gigacrescentes. Comparando o índice obtido e o número de gigacrescentes identificadas no levantamento de 1996 e 2001, pode-se extrapolar que se o levantamento de 1998 tivesse sido analisado na totalidade, o número de crescentes seria igual ou superior a 6.

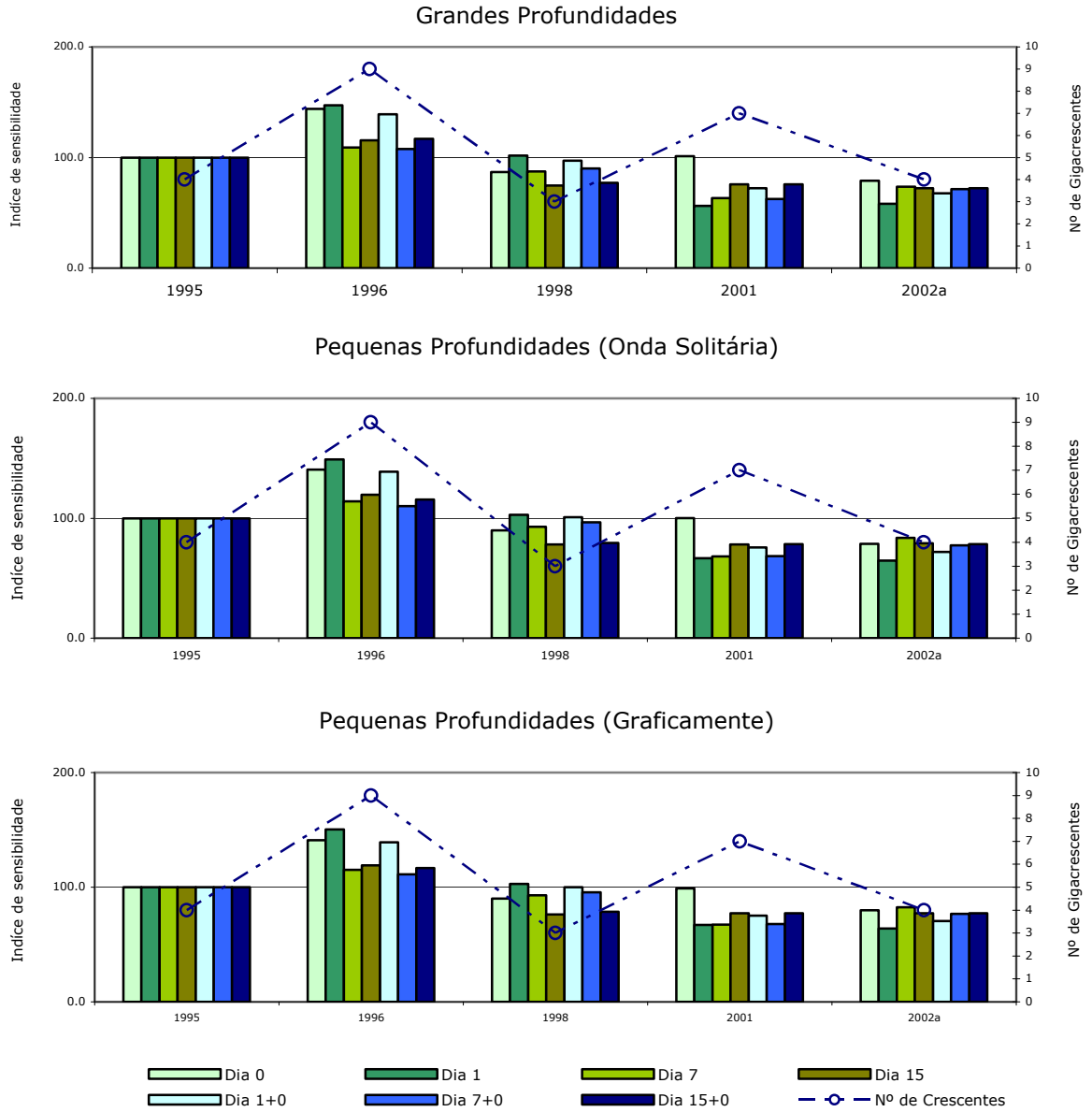


Figura 6.17 - Relação entre o número das gigacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Quanto ao comprimento das gigacrescentes verifica-se que, a menores índices correspondem comprimentos também menores, com excepção do levantamento de 2002a.

Este facto parece ser explicado pela hipótese apontada para as megacrescentes, isto é, pelos diferentes níveis de maré verificados (Figura 6.18).

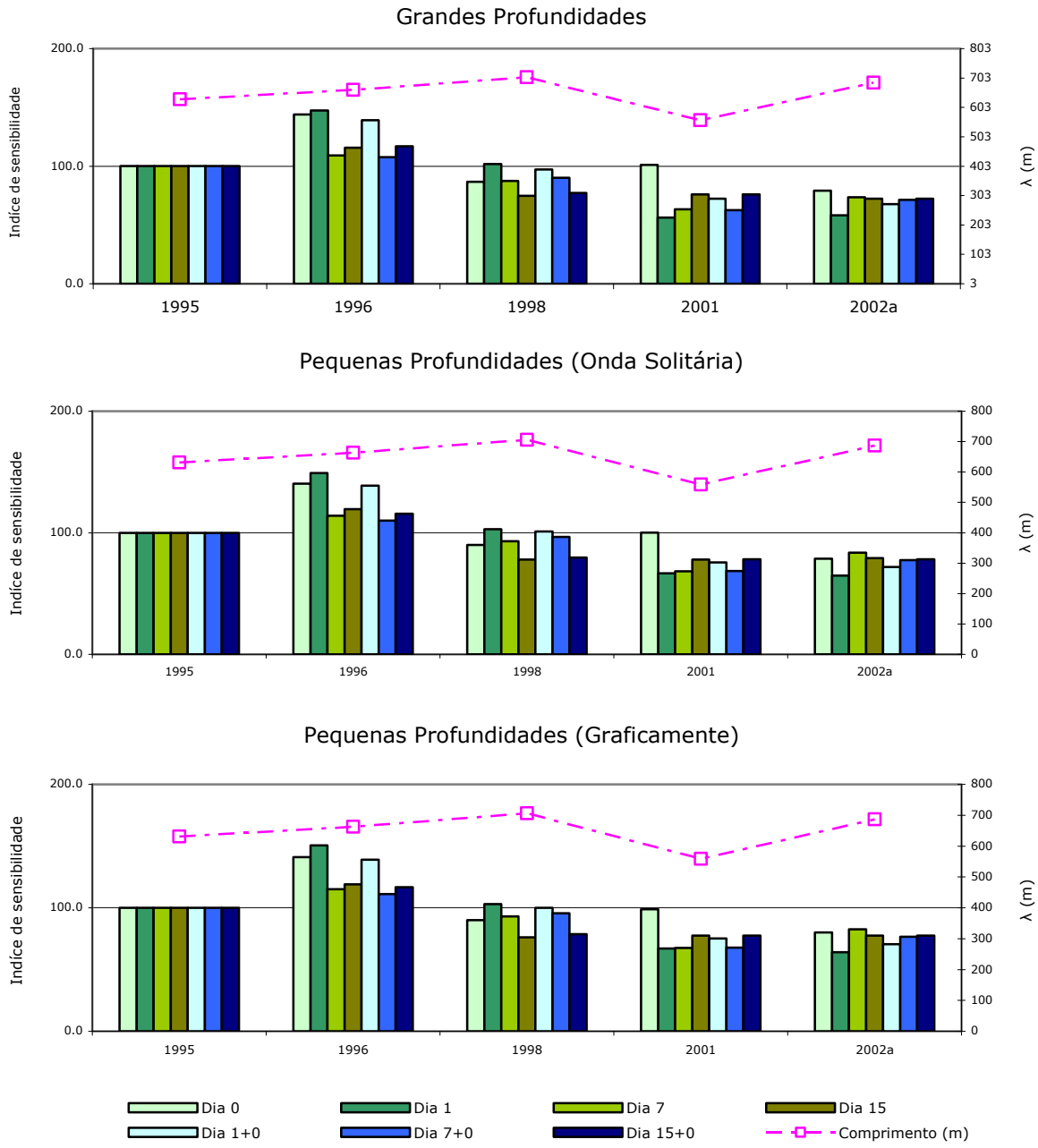


Figura 6.18 - Relação entre o comprimento das gigacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Analisando a largura das gigacrescentes identificadas verifica-se que, para as três profundidades consideradas, ocorrem tendências inversas. Observa-se que para os levantamentos de 1995 e 1996 com o aumento do índice a largura também aumenta, embora para os levantamentos de 2001 e 2002a com a diminuição do valor dos índices o valor da largura aumenta. Este facto pode ser explicado por duas hipóteses. A primeira prende-se com o nível de maré, em que os levantamentos (1995 e 1998) de maior nível de maré apresentam uma largura menor. E a segunda prende-se com o facto de para levantamentos de menor índice (2001 e 2002a), significando menor grau energético,

apresente menor capacidade de transporte longitudinal provocando gigacrescentes com baías mais profundas (Figura 6.19).

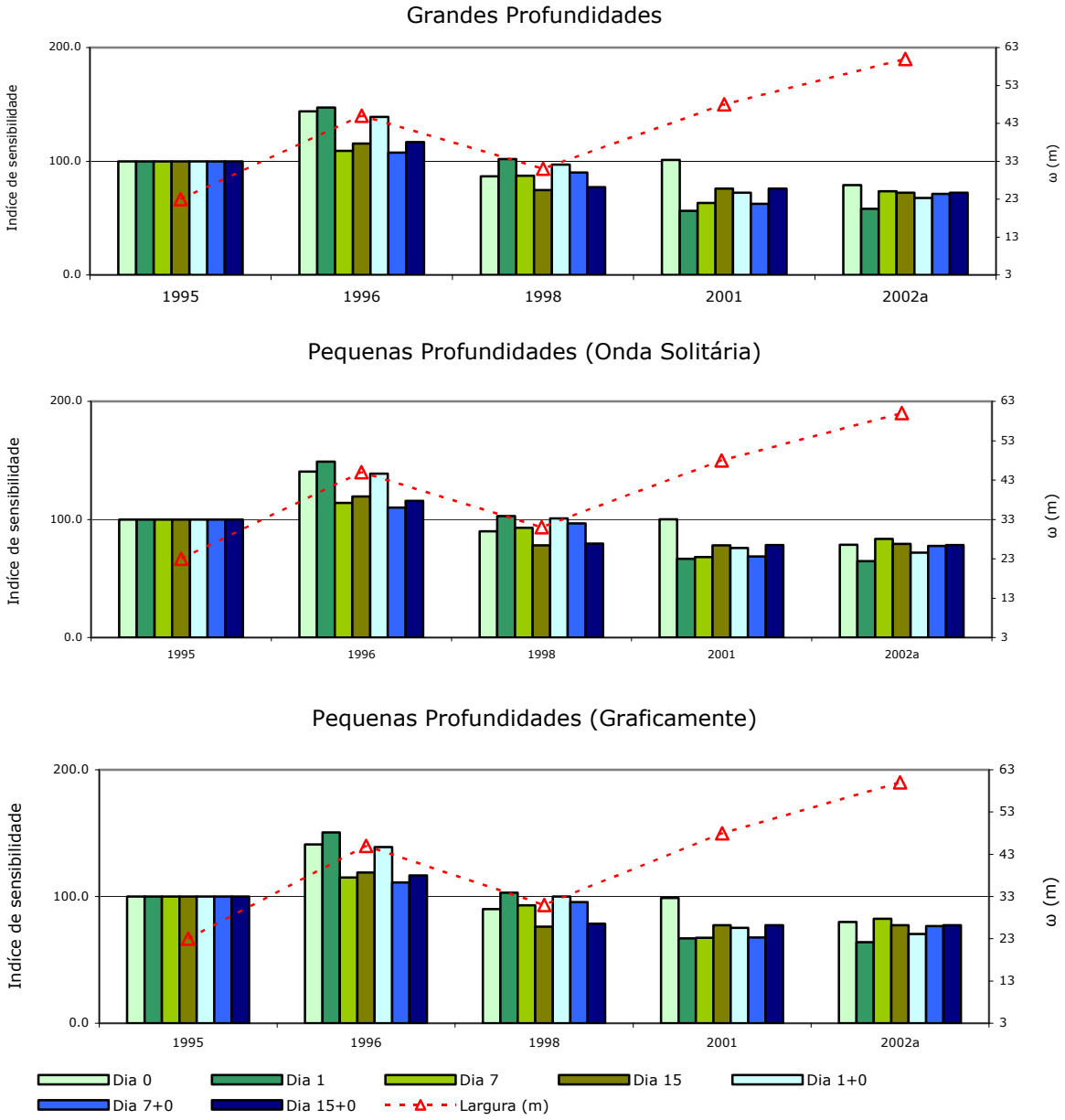


Figura 6.19 - Relação entre a largura das gigacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (conjunto de parâmetros considerados).

Analisando os índices compósitos de sensibilidade calculados para a agitação marítima verifica-se que o comportamento é semelhante para ambas as ponderações consideradas, bem como para os índices de sensibilidade para a generalidade dos parâmetros.

No entanto, analisando a alteração percentual deste índice, verifica-se que quando o índice cresce o número de gigacrescentes também cresce e vice-versa. Relativamente ao comprimento esta premissa também se verifica, salientando-se o facto de que o índice do levantamento de 2002a crescer para o dia 0 e o dia 7+0, circunstância que poderá estar relacionado com o aumento do comprimento desta formas, para além das apontadas anteriormente (Figura 6.20 e Figura 6.21).

Agitação marítima – factor de ponderação a)

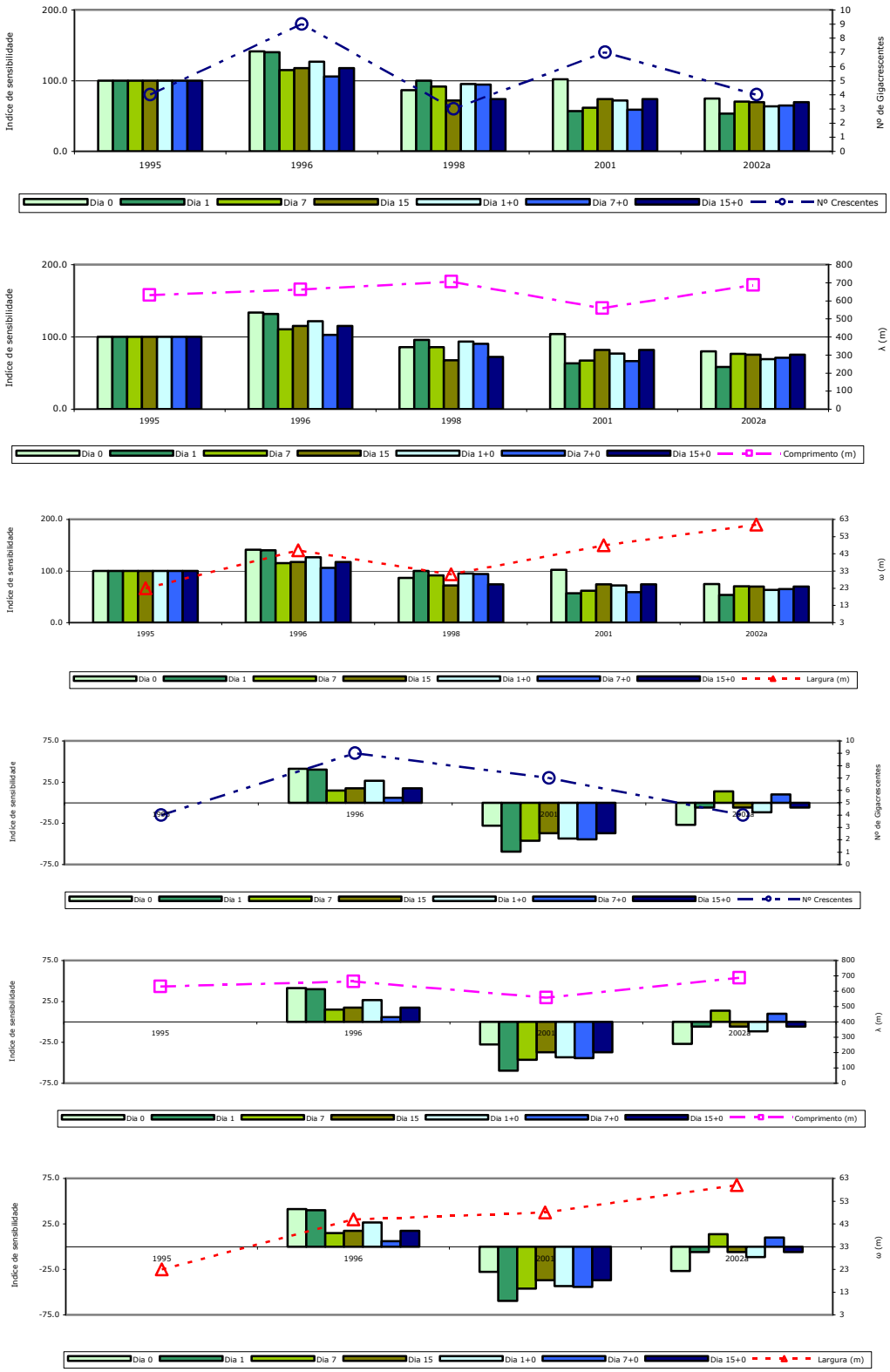


Figura 6.20 - Relação entre o número, comprimento, largura das gigacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

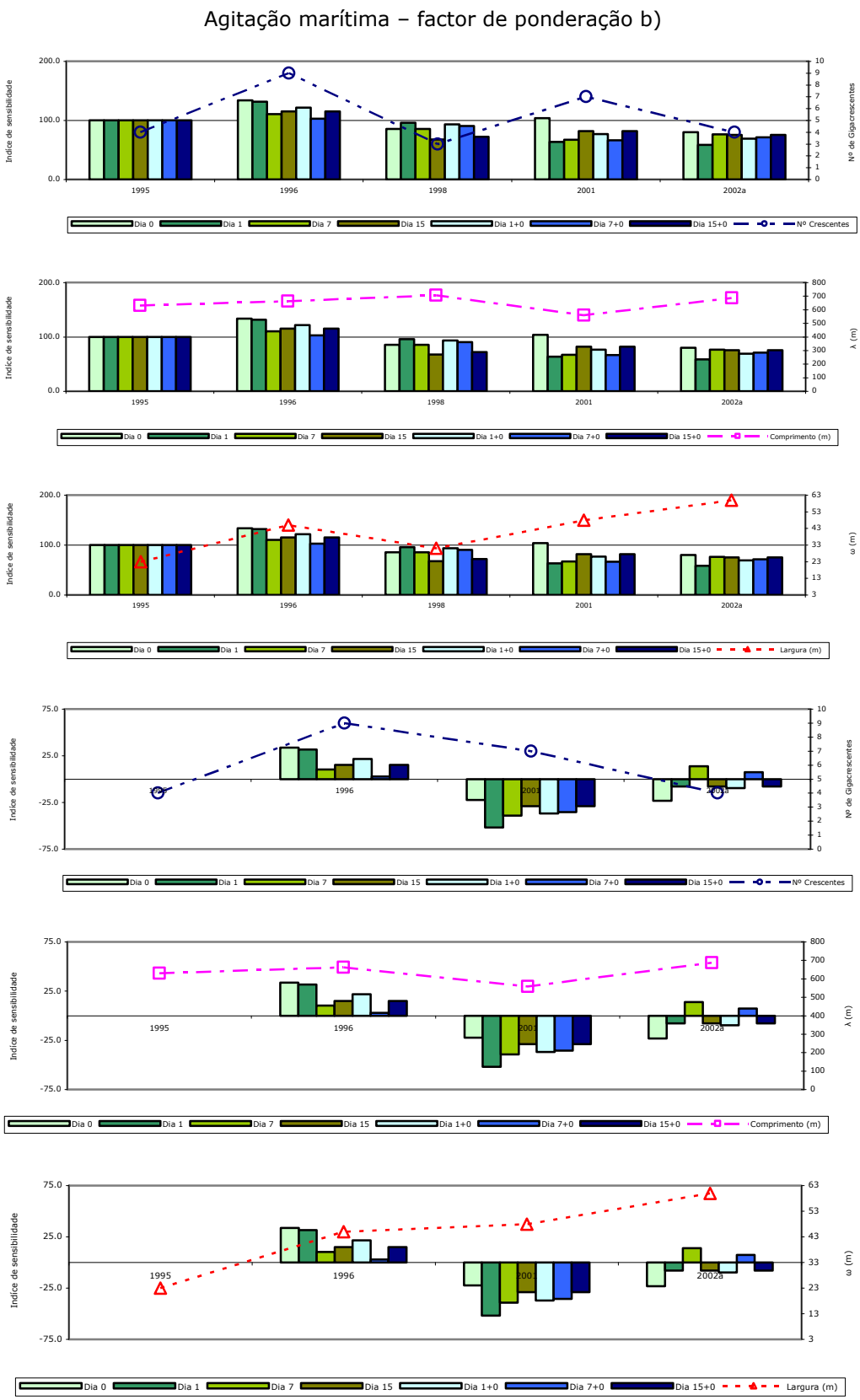


Figura 6.21 - Relação entre o número, comprimento, largura das megacrescentes e os índices compósitos de sensibilidade obtidos (apenas para agitação), e alterações percentuais.

Relativamente à largura, as hipóteses apontadas parecem também verificar-se, muito embora a maré pareça influenciar de forma mais significativa, que as restantes hipóteses referidas.

6.2.6 Comparação Morfodinâmica de Praias Confinadas e Praias Naturais

No desenvolvimento deste trabalho, verificou-se que seria interessante a comparação das formas/padrões identificados e as suas dimensões entre praias confinadas artificialmente por obras de defesa transversal e praias sem obras de defesa, apesar das primeiras praias influenciarem a zona costeira natural. A zona de praias confinadas situa-se entre o esporão sul de Paramos e o esporão sul de Cortegaça, e a segunda zona a sul do esporão de Cortegaça e a norte do primeiro esporão do Furadouro.

Comparando os espaçamentos médios das correntes de retorno topográficas e das correntes de retorno naturais verifica-se que, em geral, as correntes de retorno topográficas apresentam um espaçamento médio mais homogéneo que as correntes naturais. De referir também que as correntes de retorno naturais apresentam maiores espaçamentos que as correntes topográficas, em particular para alturas e períodos de onda mais elevados (Tabela 6.24).

Tabela 6.24 - Dimensão média das correntes de retorno entre esporões e praia natural.

Levantamento	Espaçamento médio das correntes de retorno			
	Topográficas		Naturais	
1995	11	398	11	484
1996	15	368	12	577
2001	16	359	12	560
2002a	11	420	18	403
2002b	12	376	21	373

Deste modo, uma primeira ilação a retirar é que com o aumento da altura de onda, o número de correntes de retorno topográficas tende a aumentar, diminuindo consequentemente o seu espaçamento. Esta situação pode ser explicada pelo facto de as praias estarem limitadas lateralmente por obras de defesa transversal, praticamente impermeáveis, que impedem que a corrente de deriva ocorra (Figura 6.22). Deste modo, quando a altura de onda é mais elevada, maior será o volume de água acumulado na praia, conduzindo à formação de um maior número de correntes de retorno, mantendo o nível da água em equilíbrio.

Como foi referido no ponto 4.6.3, Short e Massenlink (1999), apresentam um parâmetro denominado por parâmetro de escala da baía adimensional (δ') com o objectivo de classificar este tipo de praias.

Assim, utilizando as expressões (4.48) e (4.50), calculou-se o parâmetro de escala de baía adimensional, para os levantamentos de 1995, 1996, 2001 e 2002a, utilizando um valor típico de inclinação da zona de rebentação de 0.01. Os valores obtidos são apresentados na Tabela 6.25, verificando-se de um modo geral que δ' se situa entre 8 e 20, existindo na generalidade de E2, E3 e E4, cerca de 2 a 4 correntes de retorno, duas nas extremidades e 1 a 2 correntes no meio. Quanto ao E1 encontra-se no mesmo intervalo, embora para o ano

de 2002a, δ' seja maior que 20, indicando, segundo Short e Massenlink (1999), que a circulação se efectua em condições naturais.

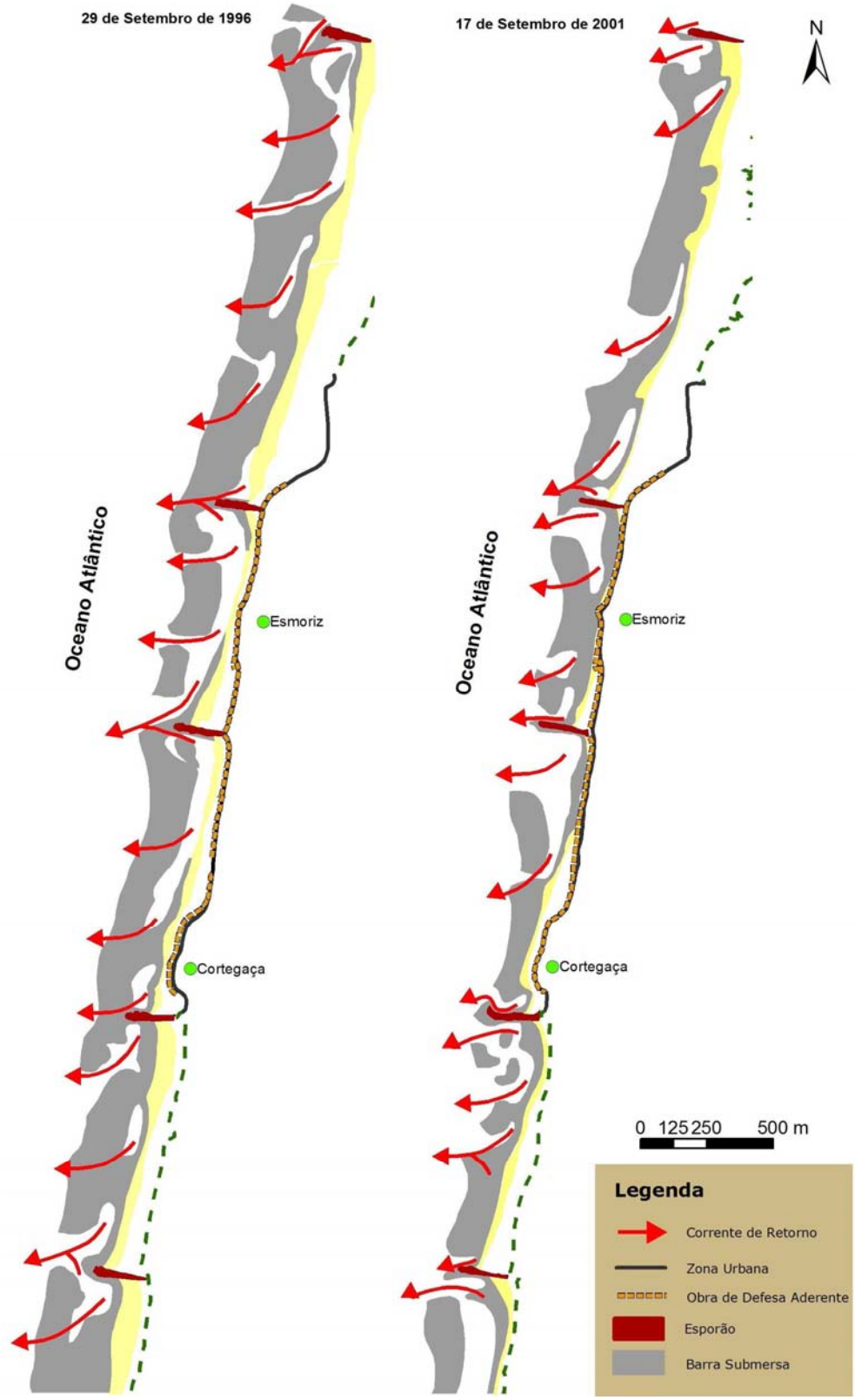


Figura 6.22 – Correntes de retorno em praias artificialmente confinadas (exemplo).

Tabela 6.25 - Parâmetro de escala de baía adimensional, para a área em estudo.

Ano	Parâmetro	Espaçamento entre Esporões			
		E1	E2	E3	E4
	Cl	1850	850	1100	975
	Sl	2250	1220	1510	1405
	k		1/100		
1995	H0		1.7		
	Hb	1.5	1.4	1.5	1.4
	δ'	18	12	14	14
1996	H0		2.3		
	Hb	2.1	1.9	2.0	1.9
	δ'	13	9	11	11
2001	H0		1.6		
	Hb	1.5	1.3	1.4	1.3
	δ'	19	13	15	15
2002a	H0		1.7		
	Hb	1.3	1.2	1.2	1.2
	δ'	22	15	17	17

De assinalar que o E1 apresenta sempre valores de δ' mais elevados para todos os anos, significando de um modo geral que a interferência das obras de defesa é menor, sendo explicado, provavelmente, pelo maior espaçamento entre esporões. Relativamente aos restantes espaçamentos entres esporões, verifica-se que apresentam valores semelhantes de δ' reflectindo-se também num comportamento idêntico. Constata-se ainda que, com a redução do espaçamento entre esporões, a circulação da zona de rebentação é sobretudo influenciada pelos efeitos gerados pelas obras de defesa.

Paralelamente foi ainda efectuada uma outra abordagem, relacionada com a largura da zona de rebentação versus o espaçamento das correntes de retorno (Tabela 6.26). Contudo e uma vez que no decorrer deste trabalho não foi possível determinar a largura de rebentação de um modo claro, devido à difícil distinção entre a fronteira limite entre a zona de rebentação e o espraiamento. Assim optou-se por utilizar a zona de transformação da agitação que engloba a zona total de rebentação e a zona de espraiamento num dado momento.

Tabela 6.26 – Relação entre a zona de transformação, rebentação e espaçamento das correntes de retorno.

	LZTrans	CR	RT	RN	CR/LZTrans	RT/ LZTrans	RN/ LZTrans
1967	70	421			6.0		
1995	164	370	398	484	2.3	2.4	3.0
1996	287	432	368	577	1.5	1.3	2.0
1998	305	496		496	1.6		1.6
2001	212	408	359	560	1.9	1.7	2.6
2002a	205	389	420	403	1.9	2.0	2.0
2002b	260	350	376	373	1.3	1.4	1.4

	X_s	RT	RT/X_s
1995	146	398	2.7
1996	197	368	1.9
2001	137	359	2.6
2002a	120	420	3.5

A razão obtida entre o espaçamento das correntes de retorno (CR) e a largura da zona de transformação da agitação (LZTrans) situa-se entre 1.3 e 2.3, com excepção do levantamento de 1967 que apresenta uma largura de transformação 6 vezes menor que o espaçamento calculado. De referir que neste levantamento não foram identificadas obras de defesa transversais tendo sido apenas identificada uma obra longitudinal na frente urbana do Furadouro.

Relativamente à razão entre o espaçamento das correntes de retorno topográficas (RT) e naturais (RN) com a largura da zona de transformação da agitação (LZTrans) verifica-se que para o primeiro caso se situam entre 1.3 e 2.4 e para o segundo entre 1.4 e 3.0.

Short e Massenlink (1999) apresentam também a expressão (4.49), que permite obter a largura da zona de rebentação (X_s). Com base nos valores obtidos determinou-se a razão existente entre X_s e o espaçamento das correntes de retorno (RT), situando-se no intervalo entre 1.9 e 3.5. De salientar que, os valores extremos mínimos e máximos do intervalo obtido, apresentam valores iguais a cerca de metade dos referidos por Short e Massenlink (1999) (entre 4 e 8).

Quanto às megacrescentes verifica-se que, de um modo geral, surgem melhor definidas nas zonas naturais. O nível de maré no momento em que foi realizado o levantamento fotográfico influenciou contudo as dimensões obtidas.

Tendo em consideração estes pressupostos, observa-se que, tal como aconteceu com as correntes de retorno, as formas identificadas apresentam um comprimento mais homogéneo, independentemente da altura de onda. De referir também que com o aumento da altura de onda o comprimento das megacrescentes entre esporões é menor, aumentando quando a altura de onda diminui. Esta constatação pode ser explicada pelo facto de o comprimento da praia estar definido pelas obras de defesa transversal formando um maior número de megacrescentes, estando sobretudo associadas ao número de correntes de retorno (Tabela 6.27).

Tabela 6.27 - Dimensão média da megacrescentes entre esporões e praia natural.

Levantamento	Dimensão média das megacrescentes			
	Entre esporões		Naturais	
	Comprimento (m)	Largura (m)	Comprimento (m)	Largura (m)
1995	247	20	371	32
1996	237	16	349	47
2001	299	33	304	17
2002a	307	54	335	51
2002b	294	26	249	20

Quanto às megacrescentes naturais verifica-se que, de um modo geral, variam de acordo com os parâmetros de agitação, ou seja apresentam maiores valores quando os parâmetros de agitação são mais elevados.

Relativamente à largura, de acordo com as dimensões obtidas, as estruturas de defesa parecem influenciar a largura das megacrescentes quando comparadas com as

megacrescentes naturais. Contudo a largura parece ser também influenciada pelo nível de maré e pela inclinação do talude da praia.

As gigacrescentes apresentam um comportamento semelhante, com um comprimento mais homogéneo entre esporões do que em praia natural. Relativamente à largura verifica-se que apresentam valores idênticos, com excepção do levantamento de 2001, em que foi identificada apenas uma destas formas costeiras (Tabela 6.28).

Tabela 6.28 – Dimensão média da gigacrescentes entre esporões e praia natural.

Levantamento	Dimensão média das gigacrescentes			
	Entre esporões		Naturais	
	Comprimento (m)	Largura (m)	Comprimento (m)	Largura (m)
1995	-	-	631	23
1996	564	41	692	47
2001	610	70	554	38
2002a	632	55	742	65
2002b	552	31	634	24

6.2.7 Índices Morfológicos

Como foi referido em 4.5.2, existe um conjunto de parâmetros utilizados para a descrição e previsão do comportamento e do estado morfológico da praia, utilizado por diversos autores nomeadamente Wright e Short, 1984, Carter, 1995 e Short, 1999, 2006 e 2007.

Para a costa portuguesa, Ferreira, 1998, e Baptista, 2006, utilizam alguns destes parâmetros, o *surf scalling parameter* (ε), o *surf similarity parameter* ou número de *Irribaren* (ξ) e a velocidade de sedimentação adimensional (Ω), para o estudo da morfodinâmica da face da praia.

Com o intuito de classificar o estado morfodinâmico dos levantamentos analisados foi efectuado um conjunto de cálculos e considerações, bem como uma análise do conjunto de forma e padrões morfológicos presentes nas classificações existentes.

Os parâmetros escolhidos são os referidos anteriormente, tendo sido, para a obtenção destes parâmetros, a realização de algumas considerações que se apresentam em seguida:

- Relativamente à dimensão média dos sedimentos, para o levantamento de 1958, o valor utilizado foi o resultante da média dos valores de Pureza e Araújo, 1956. Para os levantamentos a partir de 1995 utilizou-se o diâmetro médio, resultante das recolhas trianuais para os anos de 2003 a 2005, de Coelho, 2005;
- A altura de rebentação da onda utilizada foi a obtida com base na expressão de Komar e Gaughan (1972);
- Para a inclinação da face da praia ($\tan\beta$), foram utilizados dois cenários: no cenário 1 foram utilizados valores obtidos para os levantamentos de 1996 e 2001 e para as alturas de rebentação resultantes da expressão de Ferreira, 1998, referida em 3.5.4.2; e o cenário 2, resultante da estimativa da $\tan\beta$, com

base na largura da zona de tranformação, método que será apresentado de seguida.

Como foi anteriormente referido, para os levantamentos de 1996 e 2001, foram determinadas as inclinações da face da praia com base nos levantamentos fotogramétricos resultantes destes levantamentos fotográficos (Tabela 6.29).

Tabela 6.29 – Inclinação da face da praia para os levantamentos de 1996 e 2001.

Ano	Sector A	Subsector					
		E1	E2	E3	E4	N1	Média
1996	0.074	0.069	0.112		0.059	0.074	0.078
2001	0.078	0.065	0.104		0.096	0.071	0.085

Contudo, para os restantes levantamentos não existia qualquer informação relativa à inclinação da face de praia. Para além desta circunstância, verificou-se também que o conhecimento das dimensões sedimentares era reduzido/inexistente, especialmente para os sectores A e B, surgindo dificuldades na aplicação das fórmulas apresentadas nas referências, que são dependentes da dimensão média dos sedimentos.

Deste modo, e com o objectivo de ultrapassar esta dificuldade estimou-se a inclinação da face da praia com base na largura da zona de transformação, definida anteriormente como a soma da zona de rebentação e de espraiamento. Assim, a zona de transformação fica compreendida entre a linha inicial de rebentação e a linha de espraiamento máximo, identificada para um determinado nível de maré e uma determinada altura de onda (Figura 6.23.).

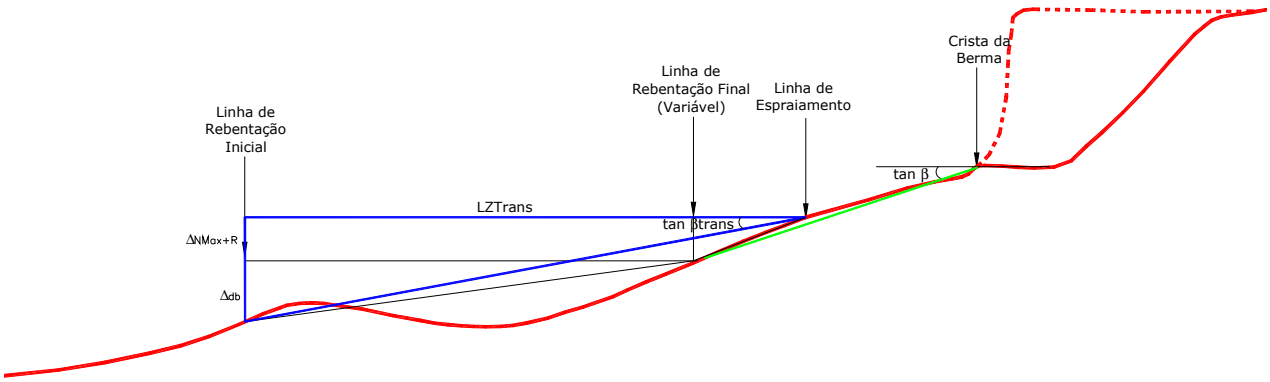


Figura 6.23 – Diagrama da zona de transformação.

Partindo do pressuposto que a largura da zona de transformação está relacionada com a inclinação do talude de praia, para uma dada altura de onda, foi desenvolvido um método que permitiu estimar a inclinação da face da praia, com base na largura de zona de transformação. Contudo, é de salientar que o método aqui apresentado foi desenvolvido tendo em consideração apenas os dados do dia do levantamento, pelo que os resultados obtidos poderão não ser generalizáveis, visto que a inclinação da face da praia é resultado do equilíbrio dinâmico entre os sedimentos e as condições de agitação para um determinado período de tempo.

Assim, considerando uma inclinação uniforme do talude de praia da linha inicial de rebentação até à zona de espraiamento máximo (Figura 6.23), obtém-se a $\tan\beta_t$, definida pela razão entre,

$$\tan\beta_t = \frac{\Delta d_b + \Delta NMare + R_{2\%}}{LZT} \qquad (6.3)$$

em que Δd_b, representa a profundidade de rebentação pela teoria da onda solitária, ΔNMaré, a diferença de níveis de maré estimada para o momento em que foi realizado o levantamento e o nível de maré máximo anterior à realização do levantamento fotográfico e $R_{2\%}$, traduzida pela expressão 3.36, e definido como o espraiamento com a probabilidade de excedência de 2%.

Todavia, para a obtenção do $R_{2\%}$ está implícito o conhecimento da tanβ, facto que se verificava apenas para os levantamentos de 1996 e 2001. Nesse sentido foram considerados 2 cenários: o cenário 1 considerando os valores conhecidos e os obtidos com base na expressão de Ferreira, 1998, para a altura de onda na rebentação (H_b) (Tabela 6.30) adaptada para a costa portuguesa de Sunamura, 1984, e o cenário 2 para valores médios referidos na bibliografia iguais a 0.07, 0.08 e 0.09.

Como se pode observar na Tabela 6.30, as expressões referidas usam o diâmetro médio dos sedimentos no cálculo da inclinação da face da praia.

Tabela 6.30 – Inclinação da face da praia com base em relações conhecidas.

Ano	H_0 (m)	H_b (m)	T (s)	D_{50} (m)	Graficamente Komar (1999)	Sunamura (1984)	Ferreira (1998) H_b	Ferreira (1998) H_0
1958	1.5	2.28	12.3	0.00079	0.167	0.083	0.088	0.103
1995	1.7	2.31	9.8	0.00058	0.100	0.068	0.080	0.089
1996	2.3	3.13	11.1	0.00058	0.100	0.062	0.076	0.085
1998	1.8	2.24	7.9	0.00058	0.100	0.062	0.076	0.083
2001	1.6	2.17	9.3	0.00058	0.100	0.068	0.080	0.090
2002a	1.4	1.88	8	0.00058	0.100	0.068	0.080	0.089

Os resultados de Δd_b, ΔNMaré e $R_{2\%}$ são apresentados na Tabela 6.31, verificando-se que, para a generalidade dos valores de $R_{2\%}$ e para o mesmo ano, a sua ordem de grandeza é idêntica. O somatório destes três parâmetros está expresso na Tabela 6.32.

Tabela 6.31 – Resultados de Δd_b, ΔNMaré e $R_{2\%}$ obtidos, com base nos pressupostos anteriormente mencionados.

Ano	Δd_b	ΔNMaré	$R_{2\%}$				
			Cenário 1		Cenário 2		
			Obtido	Ferreira, 1998 (H_b)	0.07	0.08	0.09
1958	1.88	0.12		2.95	2.51	2.76	3.00
1995	2.14	1.54		2.55	2.32	2.55	2.77
1996	2.93	2.54	3.23		3.10	3.41	3.71
1998	2.29	0.03		2.20	2.08	2.29	2.48
2001	2.03	1.35	2.34		2.16	2.38	2.59
2002a	1.83	2.61		2.00	1.82	2.00	2.17

Na Tabela 6.33 são apresentados os resultados obtidos, para ambos os cenários considerados e para os levantamentos em análise com excepção do levantamento de 1998, devido ao reduzido número de valores da largura da zona de transformação obtidos.

Tabela 6.32 – Somatório de Δd_b, $\Delta N_{Maré}$ e $R_{2\%}$.

Ano	$\Delta d_b+\Delta N_{Maré}+R_{2\%}$				
	Cenário 1		Cenário 2		
	Obtido	Ferreira, 1998 (H_b)	0.07	0.08	0.09
1958		4.95	4.51	4.76	5.00
1995		6.23	6.00	6.23	6.46
1996	8.70		8.58	8.88	9.18
1998		4.53	4.40	4.61	4.81
2001	5.72		5.55	5.76	5.97
2002a		6.44	6.25	6.44	6.61

Como se pode observar pela Tabela 6.33, para cada ano os valores obtidos o para ambos os cenários são semelhantes. Quando comparamos os diferentes anos, verifica-se que o ano de 1958 apresenta um valor mais elevado, seguindo-se o ano de 1995. Relativamente aos restantes anos verifica-se que apresentam valores semelhantes e próximos do 0.030. De referir no entanto que ao contrário do que se verificou na determinação da tanβ para os levantamentos de 1996 e 2001, com base nos levantamentos fotogramétricos, os valores de $\tan\beta_t$ são mais elevados para o ano de 1996 do que para 2001.

Tabela 6.33 – Resultados obtidos da $\tan\beta_t$ para os levantamentos em análise.

Ano	$\tan\beta_t$				
	Cenário 1		Cenário 2		
	Obtido	Ferreira, 1998 (H_b)	0.07	0.08	0.09
1958		0.111	0.101	0.107	0.113
1995		0.042	0.040	0.042	0.043
1996	0.030		0.030	0.031	0.032
1998		0.015	0.015	0.016	0.016
2001	0.028		0.027	0.028	0.029
2002a		0.031	0.030	0.031	0.032

Na sequência do que foi referido anteriormente, este método permite estimar os valores da $\tan\beta_t$, embora os resultados finais pudessem ser melhorados com a incorporação de dados ocorridos num período de tempo mais alargado.

Todavia com base na inclinação aproximada entre a linha de rebentação inicial e o espraiamento máximo identificado ($\tan\beta_t$), procedeu-se à determinação da inclinação da face da praia, correlacionando os valores de tanβ, obtidos para cada subsector dos levantamentos de 1996 e 2001 com os valores de $\tan\beta_t$ obtidos dos mesmos levantamentos (Figura 6.24). Esta correlação, permitiu ajustar curvas de tendência (linear, polinomial, logaritmica e exponencial) de tal forma que, a partir de valores de $\tan\beta_t$ se determinassem valores da inclinação da face da praia (tanβ). Contudo, foi escolhida a regressão linear para o cálculo da tanβ com base nos valores da $\tan\beta_t$, uma vez que se observa uma tendência linear, ou seja para maiores valores de $\tan\beta_t$ correspondem maiores valores de tanβ.

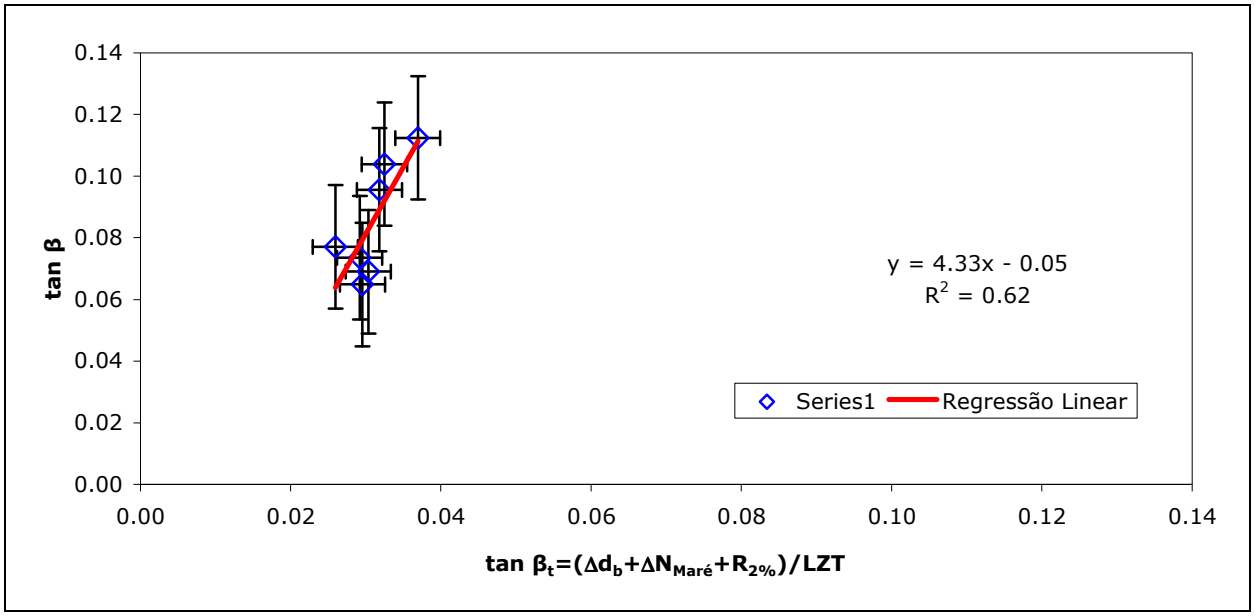


Figura 6.24 – Correlação entre tan β_t e tan β para os levantamentos de 1996 e 2001.

Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 6.34, verificando-se que os levantamentos de 1958 e 1995 apresentam os valores de inclinação da face da praia mais elevada com um ângulo médio para 1958 entre um mínimo de 20.8º e um máximo 23.6º, e para 1995 entre um mínimo de 7.0º e um máximo de 7.7º.

Tabela 6.34 – Tanβ obtidas com base em tanβ_t

Ano		Cenário 1			Cenário 2		
		Obtido	Calculado	Ferreira, 1998 (H_b)	0.07	0.08	0.09
		tanβ	tanβ	tanβ	tanβ	tanβ	tanβ
1958	Linear			0.423	0.381	0.414	0.437
	tanβ/tanβt			3.8	3.8	3.9	3.9
1995	Linear			0.131	0.123	0.130	0.136
	tanβ/tanβt			3.1	3.1	3.1	3.2
1996	Linear	0.074	0.081		0.081	0.086	0.091
	tanβ/tanβt	2.5	2.7		2.7	2.8	2.8
1998	Linear			0.015	0.013	0.016	0.019
	tanβ/tanβt			1.0	0.9	1.0	1.2
2001	Linear	0.078	0.069		0.066	0.070	0.074
	tanβ/tanβt	2.8	2.5		2.4	2.5	2.6
2002a	Linear			0.085	0.081	0.085	0.089
	tanβ/tanβt			2.7	2.7	2.7	2.8

Relativamente aos restantes levantamentos verifica-se que para 1996 a inclinação da face da praia obtida varia de um valor mínimo de 4.6º a um máximo de 5.2º, para o levantamento de 2001 entre 3.8º e 4.2º, e para o levantamento de 2002a entre 4.6º e 5.1º.

Quanto ao levantamento de 1998, obtiveram-se valores de inclinação da face da praia invulgares para a zona costeira em análise, embora possam ser reflexo do reduzido número de perfis, da largura de da zona de rebentação total e da época do ano em o levantamento foi efectuado.

Como se pode verificar na Tabela 6.34, o valor da inclinação da face da praia, determinado com base nos levantamentos fotogramétricos, do levantamento de 1996 é menor que o obtido para 2001. No entanto, para os valores estimados constata-se o inverso, ou seja obteve-se um valor mais elevado para o levantamento de 1996 do que o de 2001, podendo este facto significar, como foi referido anteriormente, que a inclinação da face é o resultado da acção continua de um conjunto de factores durante um período de tempo mais amplo do que o considerado e analisado, que foi o dia da realização do levantamento. Contudo, é de salientar, que o método apresentado, apesar das simplificações consideradas e do número de dados reduzido, permitiu estimar valores de inclinação da face da praia nos intervalos esperados.

Por último, de referir que o quociente $\tan\beta/\tan\beta_t$ é semelhante para os cenários considerados, indicando que a $\tan\beta=K\ \tan\beta_t$, com K a variar entre 2.4 e 3.9.

Com base nos dados anteriormente obtidos, foi calculado um conjunto de dados morfológicos que permitem, apesar de todas as considerações e simplificações realizadas, verificar o estado morfológico das praias para os levantamentos em análise.

Na Tabela 6.35 são apresentados os índices morfológicos calculados, bem como as características da agitação, correntes e morfologia, correspondendo na sua maioria ao dia 0, ou seja ao dia do levantamento.

Analisando a Tabela 6.35 de uma forma global, verifica-se que o levantamento de 1958 apresenta valores dos índices calculados diferentes dos restantes levantamentos, levando a concluir que o estado morfológico das praias é diferente dos levantamentos mais actuais, como se pode comprovar pelos valores obtidos. Contudo, é de salientar que apesar de os estados morfológicos serem diferentes para os levantamentos em análise, não significa que o estado verificado mais recentemente, não tenha ocorrido no passado, uma vez que estamos a analisar apenas um determinado momento.

O primeiro parâmentro escolhido para esta análise foi o RTR (*Relative Tide Range*), definido pela razão entre a variação de maré e a altura de rebentação ou altura da onda ao largo. Como se pode verificar para os diversos levantamentos o valor de RTR obtido é sempre inferior a 3 o que significa que a zona costeira pode ser classificada como dominada pela agitação.

Assim, as praias em análise podem ser enquadradas na classificação de praias dominadas pela agitação, embora como foi referido anteriormente, este tipo de praias só foi estudado em costas microtidais e nunca em zonas costeiras de amplitude de maré mais elevada.

Tabela 6.35 – Classificação morfológica das praias, para os levantamentos em análise – Sector A

	Parâmetro			1958	1967	1995	1996	1998	2001	2002a	2002b
Índices Morfológicos	$RTR=TR/H_0$	Dia 0		1.0		1.6	1.4	1.4	2.2	1.8	
	$RTR=TR/H_b$			0.7		1.2	1.0	1.2	1.6	1.4	
	Velocidade de queda adimensional, $\Omega=H_b/T\ W_s$ (Wright e Short, 1984)	Dia 0		1.9		3.0	3.6	2.6	3.0	3.0	
		Dia 1		1.8		3.1	4.2	3.3	2.6	3.3	
		Dia 7		2.2		2.8	3.4	2.8	2.5	3.4	
		Dia 15		2.3		2.7	3.5	2.6	2.6	3.1	
		Dia 1+0		1.8		3.1	3.9	3.0	2.8	3.1	
		Dia 7+0		2.1		2.8	3.4	2.7	2.5	3.4	
		Dia 15+0		2.2		2.8	3.5	2.6	2.6	3.1	
	Índice de escala de rebentação (*Surf scaling index*) $\square=(a\sigma^2)/(g\ \tan^2\beta)$ (Guza and Inman, 1975)	tanβ - Dia 0	Obtido				9.25		8.32		
			Calculado				7.72		10.63		
			Ferreira	0.17		2.82				8.18	
			0.07	0.21		3.20	7.72		11.6	9.01	
			0.08	0.18		2.86	6.85		10.32	8.18	
			0.09	0.16		2.62	6.11		9.24	7.46	
	Índice de similaridade de rebentação (*Surf similatity index*) $\xi_0=\tan\beta/(H_0/L_0)^{0.5}$ (Battjes, 1974)		Obtido				0.68		0.72		
			Calculado				0.74		0.63		
			Ferreira	5.31		1.23				0.72	
			0.07	4.78		1.16	0.74		0.61	0.68	
			0.08	5.19		1.22	0.79		0.64	0.72	
			0.09	5.48		1.28	0.83		0.68	0.75	
	Iribarren number $\xi_b=\tan\beta/(H_b/L_0)^{0.5}$		Obtido				0.58		0.61		
			Calculado				0.64		0.54		
			Ferreira	4.64		1.06				0.62	
			0.07	4.18		0.99	0.64		0.52	0.59	
			0.08	4.54		1.05	0.68		0.55	0.62	
			0.09	4.80		1.10	0.72		0.61	0.65	
Agitação	Tipo de rebentação	Dia 0		Mergulhante, basculante ou em voluta		Progressiva/Mergulhante					
	Ângulo da agitação incidente			Obliquidade reduzida		Obliquidade elevada					
	Número de ondas na zona de rebentação			1		2 (Ocasionalmente 3)					
	Tipo de onda *Edge*										
	Período da onda *Edge*			Sub-harmónico (T_e=2T)		T_e=2-4T					
Correntes	Planta			De terra para o mar e do Mar para terra		Celular					
	Perfil			Espraiamento, Refluxo		De mar para terra sobre as barras, e de mar para terra através das correntes de retorno					
Morfologia	Perfil de Praia			Inclinado		Dinâmico (Mega e Gigacrescentes)					
	Talude			>4º		2-5º					
	Crescentes			Comuns		Nas Mega e Gigacrescentes					
	Mega e Gigacrescentes			Ausentes		Presente					
	Barras Submersas			Ausentes		Presentes (transversais unidas à praia, paralelas, crescenticas)					

Relativamente ao parâmetro de velocidade de queda adimensional (Ω) verifica-se, de um modo geral, e de acordo com a Tabela 6.35 e Figura 6.25, que os valores obtidos se enquadram na classificação de Short, 1999, em particular no estado morfológico intermédio. No entanto, para o ano de 1958, verifica-se que para a maioria dos intervalos de tempo analisados, o estado morfológico é do tipo reflectivo. De salientar que o estado intermédio vai variando, sendo o levantamento de 1996 é aquele que apresenta um estado energético mais elevado, com foi referido no conjunto de análises anteriormente realizadas.

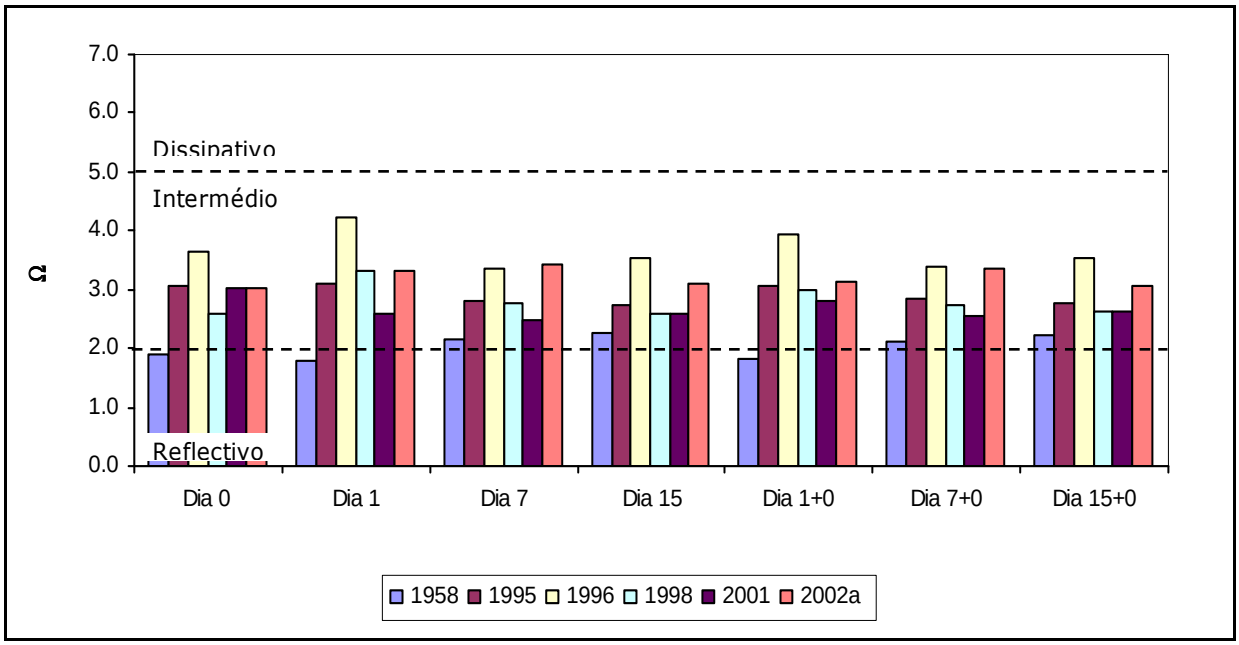


Figura 6.25 – Variação do parâmetro de queda adimensional para os levantamentos em análise.

O índice da escala de rebentação, índice de similaridade de rebentação e número de *Iribarren* foram calculados de acordo com as inclinações da face da praia obtidas, para os dois cenários considerados. Verifica-se que os valores dos índices obtidos são da mesma ordem de grandeza, não alterando a sua classificação morfológica.

Cruzando os índices obtidos verifica-se que, como foi referido a zona costeira em estudo é dominada pela agitação, apresentando, um estado morfológico intermédio com excepção do levantamento de 1958 que apresenta um estado morfológico do tipo reflectivo, independentemente da altura de onda utilizada, ou seja apresentam o mesmo comportamento para a altura de onda ao largo e altura de onda de rebentação, como pode ser observado na Figura 6.26 e na Figura 6.27.

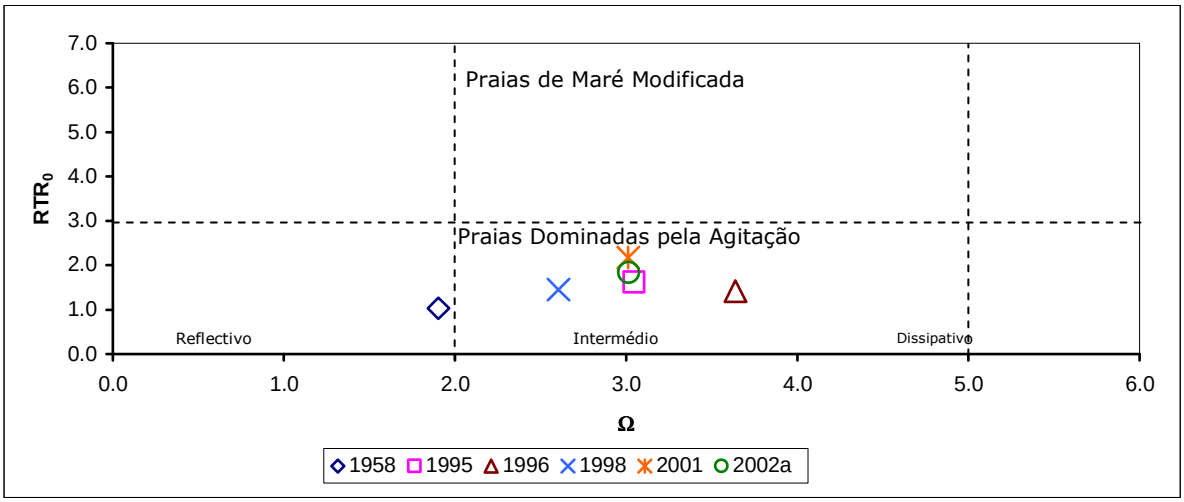


Figura 6.26 – Relação entre o nível relativo de maré e a velocidade de queda adimensional para alturas de onda ao largo.

De salientar que o estado morfológico representado na Figura 6.26 e na Figura 6.27 é verificado também para os restantes de tempo considerados.

Para o nível relativo de maré verifica-se que para o dia 0, as praias enquadram-se na tipologia de praias dominadas pela agitação, mesmo que o nível de maré apresentasse uma amplitude máxima da ordem dos 4 m.

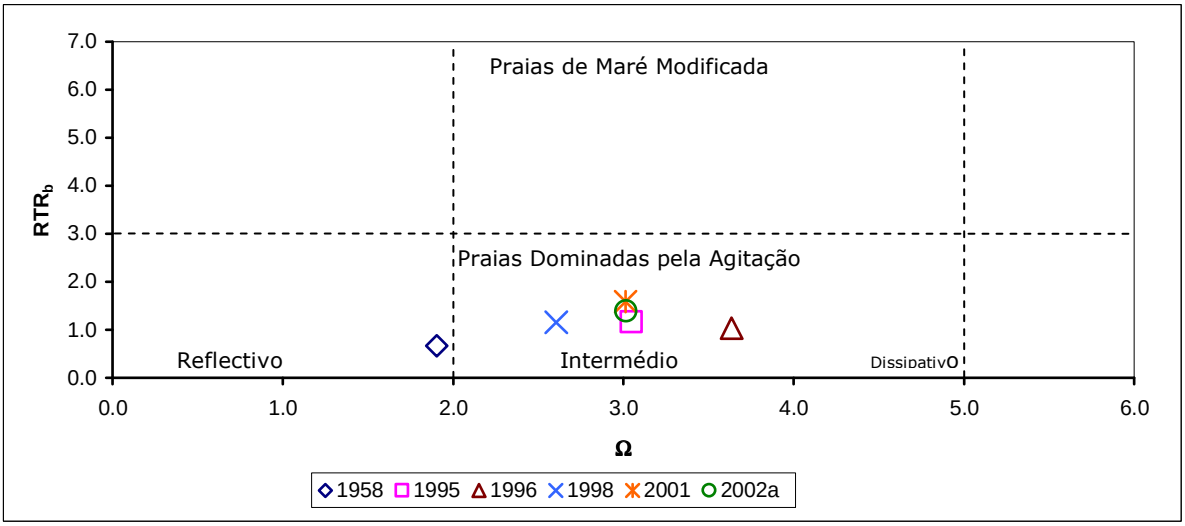


Figura 6.27 - Relação entre o nível relativo de maré e a velocidade de queda adimensional para alturas de onda de rebentação.

Quanto à relação entre o índice de escala de rebentação e a velocidade de queda adimensional, verifica-se que o levantamento de 1958 se enquadra no tipo reflectivo para todas as inclinações da face da praia utilizadas, que o levantamento de 1995, relativamente ao índice de escala de rebentação, se situa praticamente no limite entre o estado morfológico reflectivo e intermédio, estando os restantes levantamentos no estado morfológico intermédio para ambos os parâmetros, como se pode observar na Figura 6.28 e Figura 6.29.

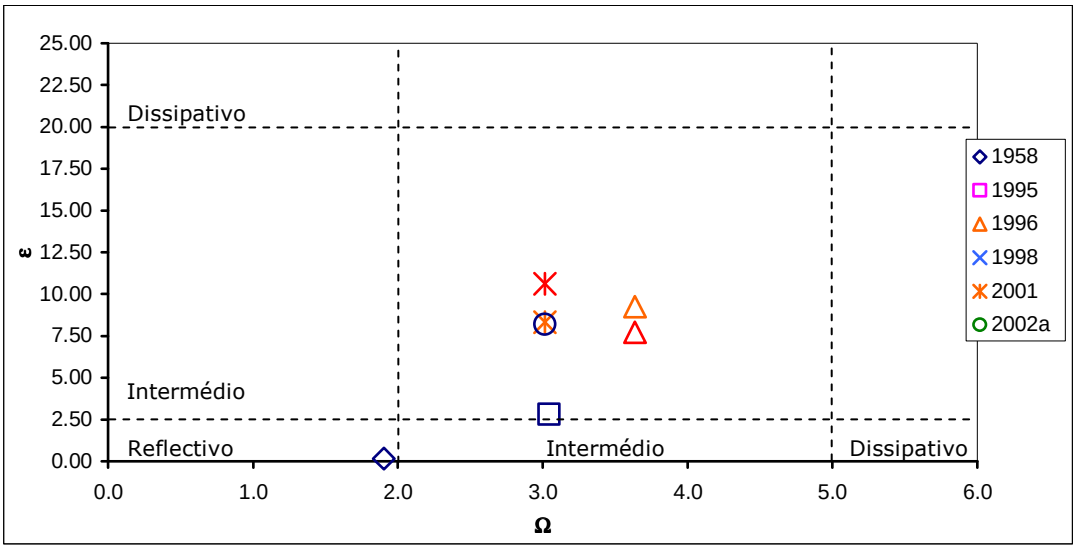


Figura 6.28 – Relação entre o índice de escala de rebentação e a velocidade de queda adimensional, para o cenário 1.

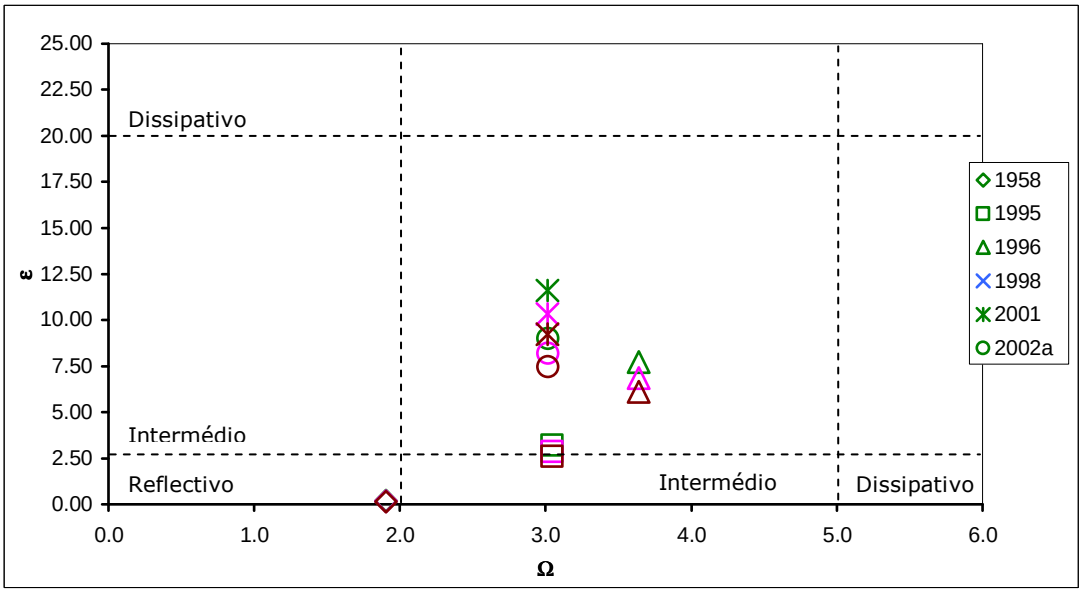


Figura 6.29 - Relação entre o índice de escala de rebentação e a velocidade de queda adimensional, para o cenário 2.

Analisando o cruzamento entre o índice de similaridade de rebentação e a velocidade de queda adimensional, verifica-se que o comportamento é semelhante ao mencionado anteriormente, isto é, o levantamento de 1958 apresenta características reflectivas para ambas as variáveis, o levantamento de 1995 apresenta características reflectivas para o índice de similaridade de rebentação e os restantes levantamentos apresentam características intermédias para ambos os parâmetros (Figura 6.30 e Figura 6.31).

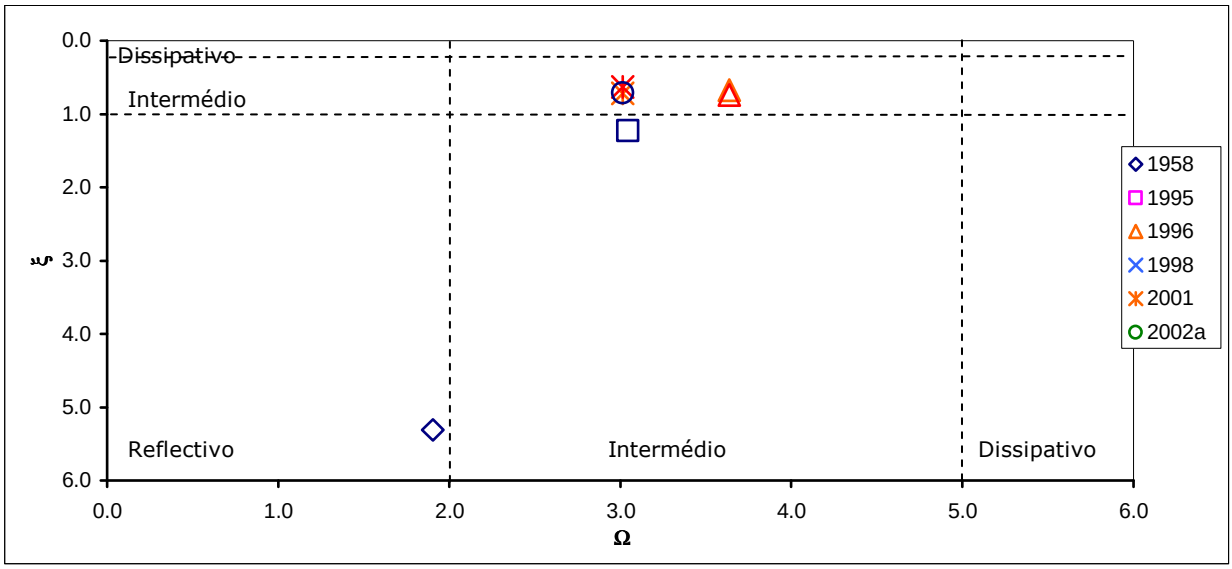


Figura 6.30 - Relação entre o índice de similaridade de rebentação e a velocidade de queda adimensional, para o cenário 1.

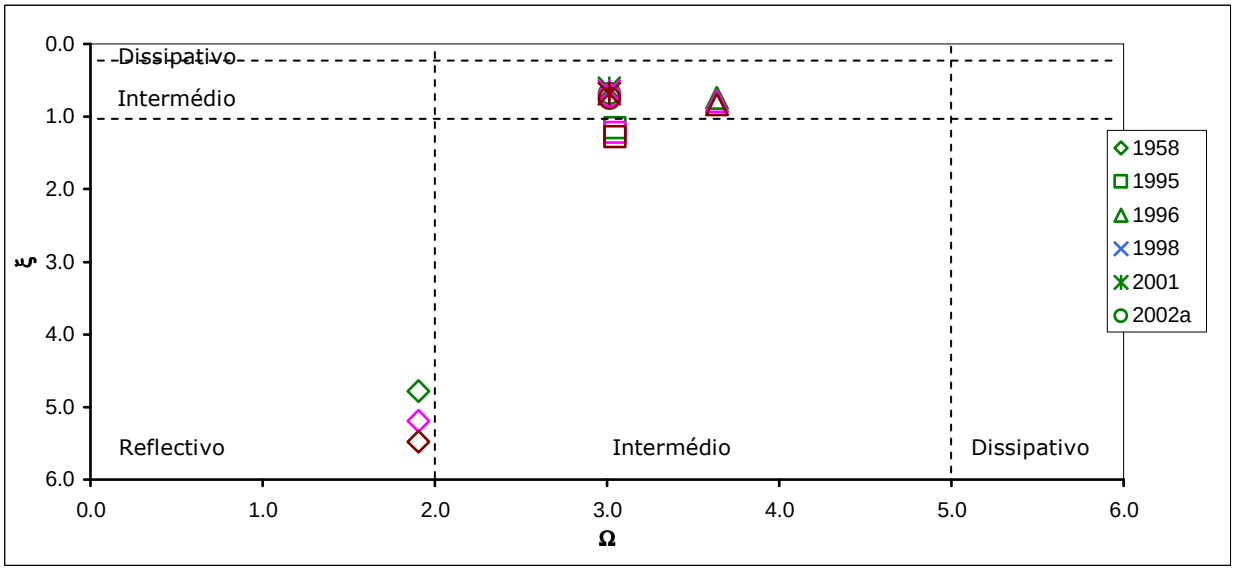


Figura 6.31 - Relação entre o índice de similaridade de rebentação e a velocidade de queda adimensional, para o cenário 2.

Relativamente ao número de Iribarren, que permite classificar o tipo de rebentação, verifica-se que para o levantamento de 1958 o tipo de rebentação é o mergulhante, característico das praias reflectivas. Em relação ao levantamento de 1995 verifica-se que se encontra numa região próxima da rebentação do tipo progressiva, embora se situe na região do tipo de rebentação mergulhante. Quanto aos restantes levantamentos verifica-se que, em alguns casos, oscilam entre o tipo mergulhante e progressivo, muito embora na maior parte dos casos se situe na área do tipo da rebentação progressiva (Figura 6.32 e Figura 6.33).

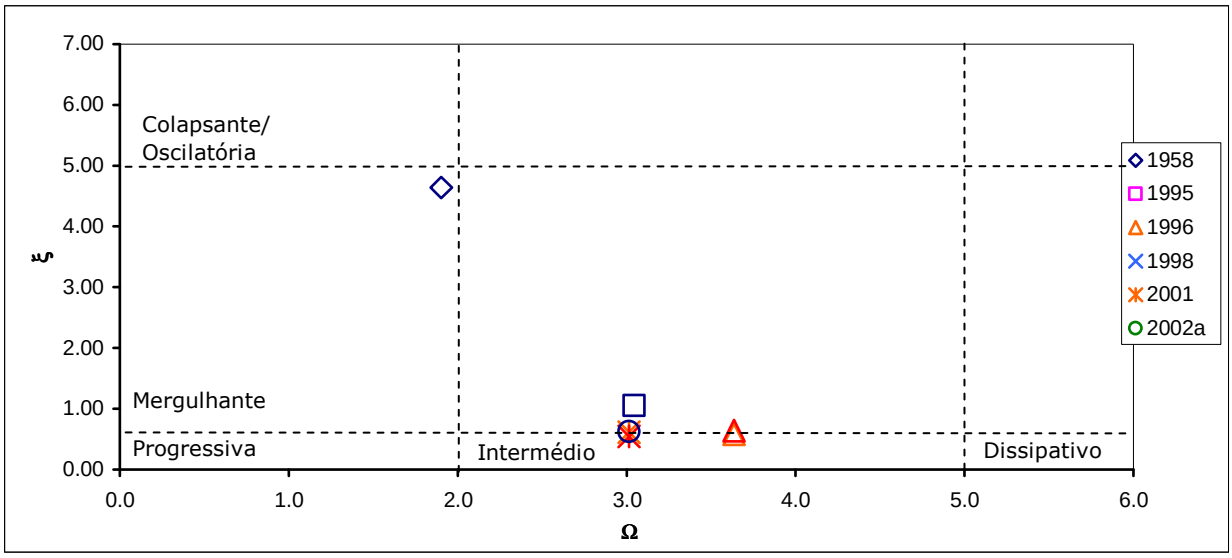


Figura 6.32 - Relação entre o número de Iribarren e a velocidade de queda adimensional, para o cenário 1.

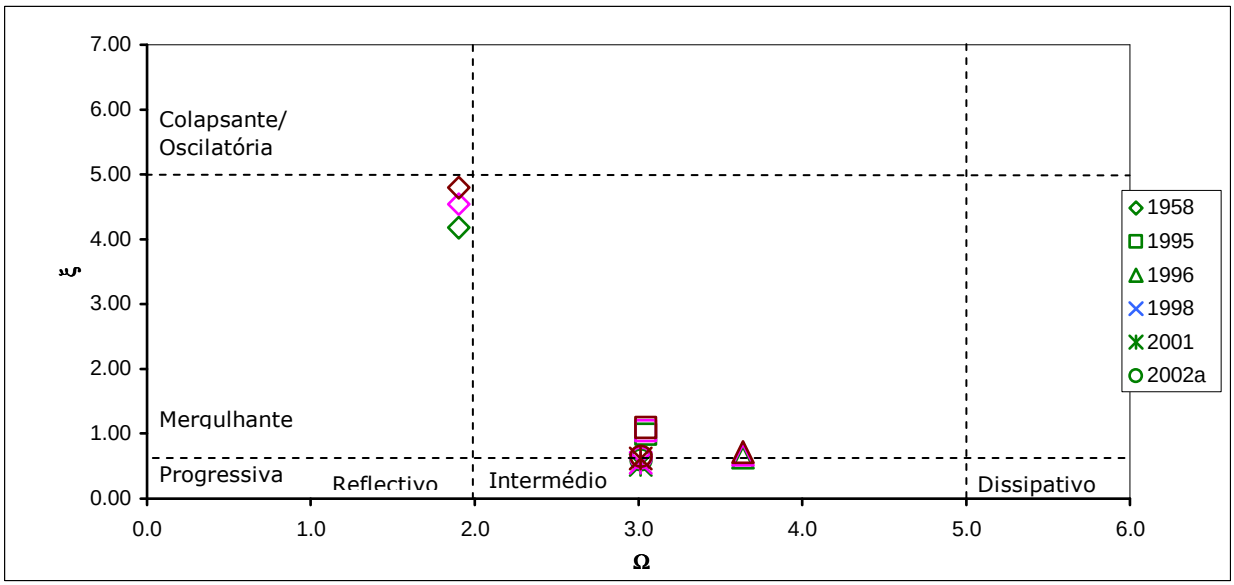


Figura 6.33 - Relação entre o número de Iribarren e a velocidade de queda adimensional, para o cenário 2.

Relativamente aos restantes parâmetros apresentados na Tabela 6.35, verifica-se que o levantamento de 1958 apresenta características distintas dos restantes em análise, apresentando apenas uma zona de rebentação, minicorrentes de retorno, uma face da praia mais inclinada, com um número elevado de crescentes, sem mega ou gigacresentes a assinalar.

Em relação ao levantamento de 1967, apesar da ausência de dados de agitação, verifica-se que apresenta uma zona de rebentação, em algumas regiões duas, observam-se mini correntes de retorno e algumas correntes de retorno, um grande número de crescentes,

apresentam megacrescentes e gigacrescentes bem como uma forma morfológica de maior dimensão, designada por ondas de areia, apresentando barras paralelas descontinuas e barras transversais ligadas à praia pontualmente.

Quanto aos levantamentos de 1995, 1996, 1998, 2001 e 2002a apresentam características semelhantes, onde dominam as correntes de retorno separadas por barras transversais. Apresentam um talude mais suave que as anteriores, com crescentes de praia, mega e gigacrescentes, podendo observar-se em algumas áreas barras paralelas e crescênticas.

Por último, para o levantamento de 2002b, apresar de não serem conhecidos dados de agitação, pode referir-se que apresenta uma comportamento semelhante ao referido previamente, muito embora se distinga pela presença de um barra paralela ao longo do sector A, podendo indicar um estado morfológico intermédio, embora mais energético do que os levantamentos referidos anteriormente.

CAPÍTULO 7

Síntese, Conclusões, Considerações Finais e Desenvolvimentos Futuros

7. SÍNTESE, CONCLUSÕES, CONSIDERAÇÕES FINAIS E DESENVOLVIMENTOS FUTUROS

7.1 Síntese e Conclusões

Nesta dissertação foram identificadas diversas formas/padrões morfológicos e hidrodinâmicos, recorrendo a Tecnologias de Informação Geográfica (TIG), em particular aos Sistemas de Informação Geográfica (SIG), estando relacionadas com estados morfológicos de maior ou menor energia, de acordo com as diversas classificações existentes. O desenvolvimento deste estudo visou minimizar um pouco a lacuna existente, a nível nacional e mundial, relativa ao conhecimento morfológico das praias e a sua interacção com a agitação e nível de maré para zonas costeiras do tipo mesotidal e de energia média ou alta, como é o caso da zona litoral em estudo.

Como objectivo suplementar, foi também considerado o desenvolvimento de análise de imagens com o recurso a técnicas de detecção remota, a determinação da evolução da linha de vegetação e a morfodinâmica em praias confinadas.

Nesta síntese pretende-se apresentar os aspectos mais relevantes desenvolvidos nos diversos capítulos da dissertação e que pode ser dividida em duas partes. A primeira parte, onde são apresentados os conceitos teóricos e classificações existentes, relacionados com as formas/padrões identificados, é constituída por 4 capítulos. A segunda parte, onde é efectuada uma caracterização da zona de estudo, a metodologia desenvolvida, os resultados obtidos e as análises efectuadas, sendo constituída por 2 capítulos.

Após o capítulo inicial, no qual se efectua o enquadramento do trabalho e se definem os objectivos gerais e específicos, foram apresentados mais 5 capítulos.

No capítulo 2 é efectuada uma classificação da zona costeira, através de um perfil tipo, subdividido em quatro subzonas. Salientam-se as dificuldades na classificação da zona costeira e suas subzonas-tipo, devido à grande variedade de zonas costeiras existentes. São definidas subzonas bem como apresentados os conceitos, dos elementos que as constituem, relevantes para o desenvolvimento deste trabalho.

Apresentam-se os conceitos básicos dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e de Detecção Remota importantes para a elaboração da presente dissertação. São descritos, de uma forma sucinta, diversos trabalhos (nacionais e internacionais) que aplicam os SIG e a Detecção Remota como ferramentas para o estudo da zona costeira.

Como é possível constatar, estas ferramentas são aplicadas num amplo leque de estudos, em trabalhos de carácter histórico ou momentâneo, para quantificação da evolução de diversos fenómenos, como o recuo da linha de costa, coberto vegetal, etc. Relativamente ao SIG permite ainda a integração com outro software, que potencia a sua utilização a todos os níveis.

No capítulo 3 é efectuada uma caracterização da zona costeira e uma análise dos fenómenos envolvidos nas interacções entre o meio terrestre e o mar, nomeadamente em termos da agitação marítima, marés, correntes litorais e transporte sedimentar.

Relativamente à agitação marítima são apresentados e definidos os parâmetros físicos, especialmente no respeita à geração e propagação da agitação, com o objectivo de clarificar os aspectos associados aos diversos parâmetros físicos envolvidos.

Uma vez que o trabalho apresentado tem como objectivo a análise da relação entre as características da agitação e as formas morfológicas presentes, são também avaliados os fenómenos de interacção entre a agitação e as fronteiras sólidas. São caracterizados os vários processos de transformação da agitação desde a refracção até ao espraiamento, bem como a avaliação de um fenómeno não muito referenciado, particularmente em trabalhos nacionais, que são as ondas longitudinais estacionárias ou progressivas, de alta e baixa frequência. De realçar que este fenómeno físico parece ser responsável pelo aparecimento de um grande número de formas costeiras. Todos os fenómenos descritos apresentam, de um modo geral, algum envolvimento na formação, manutenção, modificação e desaparecimento das hidromorfologias e hidroformas costeiras.

Outro facto importante considerado e com grande influência na morfologia costeira são as correntes litorais, paralelas (corrente de deriva) ou transversais (correntes de retorno). Estas correntes são responsáveis pelo transporte de grande volumes sedimentares, contribuindo assim e de forma decisiva para o equilíbrio dinâmico da zona costeira, particularmente das zonas costeiras arenosas.

Outro aspecto vital para o tipo de morfologia costeira é o transporte sedimentar, bem como as características e a dimensão sedimentar que influenciam decisivamente a inclinação da face da praia, os processos de transporte longitudinal - que influenciam a erosão e acrecção junto das obras de defesa - e transversal - que influenciam o perfil transversal de Inverno e de Verão. São ainda apresentados diversos conceitos, que são aplicados, na determinação da velocidade de queda adimensional e na inclinação da face da praia.

No capítulo 4 é avaliada e apresentada a classificação morfológica para a área de estudo, de acordo com a classificação apresentada por Morang *et al.* 2002, bem como o processo de formação e classificação da zona costeira, concluindo-se que a zona costeira em estudo é dominada pela agitação marítima apresar da amplitude de maré ser considerável.

Para além das características dos sistemas barreira, são enunciadas também as características gerais do sistema de praia, os factores que contribuem para a sua dinâmica e a sua classificação, ilustradas com diversos exemplos. De salientar que grande parte dos sistemas de praia se encontram ao longo da zona costeira portuguesa.

Apresenta-se o estado da arte das hidromorfologias e hidroformas costeiras, especialmente para crescentes de praia, baías de retorno e linha de costa crescênticas (mega e gigacrescentes) e barras submersas. As crescentes de praia surgem da interacção complexa entre a agitação marítima, correntes e os sedimentos, apresentando dimensões entre 0 e 100m. Existem fundamentalmente duas teorias para a formação e manutenção das crescentes de praia, salientando-se a importância das ondas longitudinais, a largura da zona de espraiamento e a inclinação da face da praia.

As baías de retorno e a linha de costa crescêntica, bem como as correntes de retorno e as mega e gigascrescentes, referidas ao longo desta dissertação, pertencem a este grupo.

Como se pode verificar, estas formas são dominados sobretudo por correntes de retorno de forte intensidade que transportam os sedimentos na direcção do mar, por vezes para zonas com profundidades elevadas e que não permitem, novamente, o seu transporte para a zona costeira arenosa.

Neste capítulo são ainda apresentados os diversos tipos de barras submersas, pela importância na dissipação de energia da onda longe da linha de costa, funcionando como uma defesa natural e limitando a erosão. São distinguidos três tipos de barras, transversais, crescênticas e longitudinais, apresentando diversas hipóteses/modelos para a sua formação e espaçamento regular.

É também apresentado o estado da arte da morfologia das praias, abordando-se a classificação dos diversos modelos existentes para as zonas costeiras com diversas amplitudes de maré, dominadas pela agitação, pela maré ou mistas. As classificações enunciadas são relativas a zonas costeiras sobretudo Australianas e Americanas, uma vez que para a zona costeira Portuguesa se verificou não existir qualquer classificação morfológica, havendo apenas algumas referências ao estado morfológica em dois trabalhos realizados. São também enunciados parâmetros morfológicos que permitem classificar o estado morfológico de uma praia com base nos parâmetros de agitação marítima e sedimentares. Ao longo do desenvolvimento deste capítulo, sobretudo no que respeita à classificação da morfologia das praias, constatou-se que alguns dos parâmetros necessários para a sua classificação apresentavam lacunas ou não existiam. Assim, foi dada particular atenção aos esquemas desenvolvidos e apresentados com estas classificações, especialmente no que respeita às formas morfológicas e hidrodinâmicas presentes.

É também abordada a morfologia das praias confinadas, uma vez que, em diversas zonas da área de estudo, foram construídas diversas obras de defesa, criando praias confinadas artificiais. São apresentados diversos modelos de configuração da linha de costa para estes casos, embora tenham sido desenvolvidos para praias confinadas naturais, aplicam-se na íntegra às praias confinadas artificiais. Para quantificar o estado morfológico da baía foi utilizado, o parâmetro adimensional da baía, que classifica as baías de acordo com o seu estado de circulação hidrodinâmico.

No capítulo 5 é efectuada uma caracterização geral da zona de estudo, relativamente à agitação marítima, no que respeita à altura significativa, maré, sedimentologia, geomorfologia, inclinação da face da praia e nível médio do mar.

Relativamente à agitação marítima, verifica-se que 40.3% dos registos analisados da altura de onda significativa variam entre 0.5 e 1.5 m e 31.7% entre 1.5 e 2.5 m, havendo no entanto registos de alturas de onda significativas com mais de 8.5 m. Os valores de menor altura de onda surgem geralmente nos meses de Verão, mais concretamente de Maio a Setembro e o de maior altura nos meses de Inverno. Quanto ao período verifica-se que mais de 50% dos registos se situam entre os 8 e os 12 s, distribuindo-se os restantes registos por cerca de 30.9% abaixo do 8 s, especialmente entre 5 e 8 s e os restantes registos acima dos 12 s. Quanto ao rumo, verifica-se que o rumo dominante é do quadrante NW com mais de 40% dos registos, seguido de WNW com cerca de 34% dos registos. Separando os registos em meses de Verão e de Inverno, constata-se que para os meses de

Verão o quadrante dominante é o NW, enquanto que para os meses de Inverno tende a ocorrer um equilíbrio entre o quadrante NW e WNW.

Foi também caracterizada a oscilação dos níveis de maré na costa portuguesa, da ordem dos 4 m, enquadrando-se por isso no grupo das zonas costeiras mesotidais. Salienta-se o facto da combinação do nível de maré de águas vivas com a sobreelevação do nível do mar, visto que este facto aumenta a possibilidade da ocorrências de galgamentos, de quebra e de arrastamento de sedimentos de dunas, de praias e a destruição de obras de defesa.

A caracterização sedimentologica baseou-se em diversos trabalhos realizados, verificando-se que o conjunto de dados é restrito em termos temporais e espaciais. De um modo geral o sector A e C apresentam uma cobertura significativa quando se compara com o sector B, para o qual não foi encontrado qualquer trabalho que caracterize a sedimentologia desta zona costeira. Para o Sector A, de um modo geral, o diâmetro médio é inferior a 1 mm, embora ocorram registos de diâmetros de 1.30 mm. Quanto ao Sector C apresenta alguma dispersão dos valores médios, variando entre 0.19 mm e 3.14 mm, particularmente entre a Vagueira e a Praia de Mira. Contudo, os valores médios obtidos de três estudos distintos realizados em épocas diferentes, apresentam valores médios semelhantes e que variam entre 0.45 mm e 0.60 mm.

Do ponto de vista geomorfológico, é apresentada uma classificação da zona costeira em estudo, salientando-se o aspecto do desaparecimento da duna frontal em algumas zonas, Vagueira, e da reduzida largura em alguns locais particularmente na restinga sul. Em diversos locais foram executadas medidas de emergência com o objectivo de minimizar os danos e a ocorrência de novas embocaduras.

Uma das lacunas verificadas ao longo desta dissertação foi a reduzida quantidade de dados relativos à inclinação da face da praia ou, em alternativa, levantamentos topohidrográficos. De facto a zona costeira Portuguesa salda-se por um balanço muito negativo, no que respeita aos levantamentos hidrográficos ou topográficos. De salientar que para o primeiro tipo de levantamento não se conhece qualquer levantamento e para o segundo tipo existem dois levantamentos de 1996 e 2001, não havendo nenhum mais recente. Deste modo, foram elaborados 190 perfis para cada um destes anos, permitindo determinar a inclinação da face da praia, constatando-se que não ocorrem mudanças significativas. Comparando os dados obtidos com os de outros trabalhos verifica-se que, os valores da inclinação da face da praia, são semelhantes.

Por último, nesta caracterização, foi efectuada uma referência ao nível médio da água do mar. De um modo geral este parâmetro é analisado com base nos marégrafos de Cascais e Lagos que apresentam as séries temporais mais longas, e nas quais se verifica uma tendência de subida do nível médio da água do mar. Contudo, se analisarmos marégrafos com séries de registos mais curtas, como são os casos de Leixões e de Aveiro, estes apresentam tendências opostas. No caso de Leixões é semelhante à dos marégrafos mais antigos, enquanto que o de Aveiro apresenta uma tendência oposta ou seja de descida.

Neste capítulo é também apresentada a metodologia desenvolvida para a identificação de hidromorfologias e hidroformas costeiras. Esta metodologia centrada na criação de uma base de dados SIG, a qual se revelou de extrema importância quer na identificação das

formas/padrões morfológicos e hidrodinâmicos quer na análise da sua dimensão, bem como na determinação do recuo a linha de vegetação. Esta base de dados permitiu a integração de diversos tipos de dados existentes, de dados resultantes das análises e de novos conjuntos de dados de uma forma simples, assim como a sua sobreposição e comparação. Esta base de dados acrescentou uma capacidade de análise extra, nomeadamente a visualização dos diversos elementos morfológicos e hidrodinâmicos identificados. A estrutura da base de dados desenvolvida está de acordo com o tipo e formato de dados, pretendendo-se sistematizar os processos de conversão, de armazenamento, de manipulação e de análise.

Para o desenvolvimento da base de dados foi reunido um conjunto considerável de informação aéreo-fotográfica, embora disperso por diversas instituições. Ao contrário do esperado, e após uma análise qualitativa de informação, constatou-se que uma grande percentagem da informação não estava georrefenciada, que alguns dos levantamentos não cobriam a totalidade dos sectores, os formatos disponíveis eram diferentes e o estado de conservação da imagem nem sempre era o melhor, gerando algumas dificuldades no processo de integração na base de dados, em especial na georreferenciação.

O processo de georeferenciação foi moroso, uma vez que para os levantamentos mais antigos a correspondência entre pontos de controlo e levantamentos recentes (levantamentos fotogramétricos de 1996 e 2001) foi de difícil obtenção e pelo facto de uma grande extensão da zona de estudo apresentar amplas áreas florestais ou agrícolas. Apesar das dificuldades constatadas, é de referir que o erro médio quadrático da georreferenciação se enquadra nos padrões de exactidão posicional sugeridos pela ASPRS (*American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*).

São também apresentados os procedimentos de desenvolvimento, concepção e implementação da base de dados geográfica, desde a definição da sua estrutura, a modificação da estrutura, o carregamento da informação, a criação de topologias, os testes de funcionalidade e performance e a revisão do modelo.

Neste capítulo são apresentados os métodos de análise utilizados, sendo o primeiro designado por análise visual em ambiente SIG, o segundo por identificação da agitação e de formas e o terceiro por classificação com base na cor. No entanto, apenas o primeiro método de análise foi amplamente utilizado, tendo-se revelado extremamente útil na identificação de formas/padrões da zona costeira. De realçar que, apesar de ter sido realizado um número reduzido de análises, os restantes métodos demonstraram potencialidades significativas na identificação de formas e padrões costeiros.

Relativamente ao método de análise visual em ambiente SIG, foram definidos os pressupostos de identificação com o objectivo de homogeneizar este processo. Para além das formas/padrões costeiros foram identificados ainda outros elementos que se consideraram importantes como a linha de vegetação, a extensão das zonas urbanas e a localização das obras de defesa. Este processo permitiu a quantificação da dimensão (comprimento e largura) e do espaçamento das formas/padrões costeiros, da largura das zonas de transformação e rebentação da agitação, do recuo da linha de vegetação e do

ângulo de incidência na zona próxima da linha de costa, de acordo com as metodologias definidas e apresentadas neste capítulo.

No capítulo 6 são apresentados os resultados obtidos e as análises realizadas, salientando-se o facto de diversas formas e padrões costeiros terem sido identificados.

Realça-se o facto do levantamento de 1958 cobrir apenas parcialmente o sector A, não tendo sido identificadas mega ou gigacrescentes, arribas de erosão, nem obras de defesa. Foram sobretudo identificadas formas costeiras de pequena dimensão, especialmente crescentes de praia, correntes de miniretorno e respectivas cabeças, divididas por diversos grupos e pontualmente pequenas barras submersas. Quanto ao levantamento de 1967 verifica-se que para além das formas e padrões costeiros referidos anteriormente foram identificadas mega e gigacrescentes, correntes de retorno e cabeças correspondentes e barras submersas transversais ligadas à praia e longitudinais, bem como ondas de areia, apresentando apenas uma obra de defesa longitudinal na frente urbana do Furadouro. Relativamente aos restantes levantamentos de 1995, 1996, 1998, 2001, 2002a e 2002b apresentam características idênticas, salientando-se o facto de o levantamento de 1998 e 2002b apresentar uma barra crescêntica.

As hidromorfologias e hidroformas costeiras identificadas permitiram melhorar o conhecimento da dinâmica das praias para determinadas condições de agitação locais, nomeadamente com processos erosivos. No entanto, é necessário aprofundar os mecanismos erosivos das correntes de retorno na costa Portuguesa, especialmente a quantificação das velocidades e profundidades a que os sedimentos são transportados por estas correntes.

Nesta dissertação foi possível quantificar a dimensão de hidromorfologias e hifroformas costeiras, verificando-se que, em alguns casos, as dimensões são semelhantes às apresentadas nas referências, embora outras apresentem uma maior dimensão. São identificadas claramente correntes de retorno, que de acordo com algumas referências bibliográficas, algumas destas formas/padrões teriam sido identificadas apenas em zonas costeiras microtidais.

Da análise das formas e padrões costeiros identificados está patente a dinâmica morfológica das praias, verificando-se uma possível evolução de um estado morfológico menos energético para um mais energético. Contudo de salientar que a análise efectuada corresponde apenas ao instante a que o levantamento foi retirado, retratando o estado morfológico de um intervalo de tempo muito restrito (um dia na melhor das hipóteses uma semana). Assim, com base neste facto não possível afirmar-se que no passado o estado morfológico apresentava características menos energética que o actual. De um modo geral as formas e padrões costeiros identificadas, do mesmo tipo, apresentam dimensões e espaçamentos semelhantes.

As formas identificadas foram correlacionadas com parâmetros físicos que se consideraram relevantes, para sete intervalos de tempo distintos designados por dia 0, dia 1, dia 7, dia 15, dia 1+0, dia 7+0 e dia 15+0. Os parâmetros físicos considerados foram a altura de onda significativa média, o período significativo médio (excepto para o levantamento de 1995 em que se utilizou o período de pico), rumo do período de pico médio, a energia

cinética, a potência de onda, o fluxo de energia, o parâmetro adimensional (H/gT^2) e o comprimento de onda. De salientar que se verificaram diversas lacunas nos registos de agitação, não existindo dados para o levantamento de 1967 e 2002b, bem como o facto do levantamento de 1995 se caracterizar por dados de agitação relativos à bóia ondógrafo da Figueira da Foz.

Nesta análise analisaram-se os diversos parâmetros considerados para grandes pequenas profundidades, obtidas pelo método gráfico e pela teoria da onda solitária, bem como para alturas de onda de rebentação obtidas pelas expressões de Komar e Goughan (1972) e Teixeira (1994).

De um modo geral não se observaram diferenças significativas nas tendências obtidas para grandes e pequenas profundidades, e entre alturas de rebentação. Verificou-se também que com o aumento do clima de agitação as formas costeiras apresentam a tendência para aumentar de dimensão e de espaçamento, bem com a intensidade da corrente de retorno. De referir ainda que as formas de menor dimensão e espaçamento são influenciadas por condições ocorridas em períodos temporais menores (crescentes e minicorrentes de retorno) e as formas de maior dimensão, para além de permanecerem por um período de tempo mais alargado, são o resultado do conjunto de condições de um período temporal mais alargado.

Apresentam-se tabelas resumo que comparam para pequenas profundidades as tendências verificadas relativamente ao ano anterior, verificando, de um modo geral, que as duas expressões utilizadas para o cálculo da altura de rebentação da onda apresentam a mesma tendência para a generalidade dos parâmetros e dos intervalos de tempo considerados.

Na decorrer desta análise verificou-se que os parâmetros da agitação se correlacionavam com as dimensões das mega e gigacrescentes. Analisando os levantamentos e o nível de maré aproximada, verifica-se que todos apresentam um nível de maré distinto, tendo influenciado na delimitação/identificação das mega e gigacrescentes e deste modo a sua dimensão, ou seja o comprimento e a largura. Deste modo, quando o nível de maré é reduzido as crescentes tendem a apresentar um comprimento menor e uma largura maior e quando o nível de maré é elevado tendem a apresentar o oposto.

Foi efectuado também um outro tipo de análise, utilizando índices compósitos, partindo da classificação em intervalos dos valores obtidos para cada parâmetro, de forma a agregar num único índice diversos parâmetros e verificar as alterações de crescimento ou regressão e alterações percentuais relativamente a um ano de referência.

Foram analisadas as diversas formas e padrões costeiros, considerando grandes e pequenas profundidades e para alturas de rebentação de onda obtidas pela expressão de Komar e Goughan (1972). Esta análise permitiu correlacionar a tendência verificada para o índice obtido e a dimensão ou o espaçamento da forma e padrão, bem como quantificar a percentagem de mudança, e verificar/estimar o intervalo de tempo durante o qual terá ocorrido a respectiva mudança. Esta análise foi realizada para o conjunto dos parâmetros considerados, com excepção do fluxo de energia e da largura de rebentação, e apenas para os parâmetros de agitação.

Contudo, estes índices são dependentes dos coeficientes de ponderação atribuídos, apresentando assim alguns inconvenientes, uma vez que dependerá da sensibilidade do utilizador. No entanto, e de acordo com os resultados obtidos, os coeficientes de ponderação atribuídos parecem estar de acordo com a realidade existente. Os coeficientes de ponderação utilizados resultam da análise de sensibilidade efectuada, na qual se fez variar os coeficientes de ponderação com o objectivo de isolar os parâmetros com maior influência na morfodinâmica das praias em estudo.

Neste capítulo apresenta-se também uma análise comparativa da morfodinâmica de praias confinadas artificiais e de praias naturais. Nesta análise verificou-se que as correntes de retorno nas praias confinadas apresentavam um espaçamento mais homogéneo que as praias naturais. Salienta-se também o facto de os espaçamentos das correntes de retorno nas praias naturais tenderem a aumentar com a altura de onda e o período.

Para as praias confinadas foi calculado o parâmetro de escala de baía adimensional, com o objectivo de o enquadrar na classificação apresentada por Short, 1999. De um modo geral, as praias confinadas artificiais existentes apresentam 2 a 4 correntes de retorno, com excepção da primeira que apresenta invariavelmente mais de 4 correntes de retorno, constatando-se que as obras de defesa não apresentam grande influência na circulação deste tipo de praia. Foi também analisada a razão entra a largura da zona de transformação e o espaçamento médio das correntes de retorno, que varia entre 1.3 e 2.3, para correntes de retorno topográficas, que variam entre 1.3 e 2.4 e para correntes de retorno naturais, que se situa entre 1.4 e 3.0. Relativamente à largura da zona de rebentação estimada e as correntes de retorno topográficas, obteve-se uma razão igual a cerca de metade da referida por Short e Massenlik, ou seja 1.9-3.5 e 4–8, respectivamente. Relativamente às mega e gigacrescentes verifica-se que de um modo geral as formas em praia natural apresentam uma maior dimensão estando mais dependentes do clima de agitação.

Foi apresentado um conjunto de parâmetros utilizados na classificação do estado morfológico das praias. Contudo para o cálculo destes parâmetros é fundamental o conhecimento do valor da inclinação da face da praia. Deste modo, foi desenvolvida uma metodologia com o objectivo de estimar a inclinação da face da praia partindo da razão entre largura da zona de transformação e o somatório da profundidade de rebentação, da variação do nível de maré do levantamento e do nível máximo de espraiamento. Com base na correlação entre os valores da referida razão e de inclinação da face da praia, dos levantamentos de 1996 e 2001, foi obtida uma expressão, com base na qual se estimou a inclinação da face da praia. Os valores obtidos deverão ser próximos da realidade, embora para os levantamentos de 1958 e 1998 os valores estimados apresentem alguma desconfiança. Este facto deve-se sobretudo à configuração dos perfis ser distinta dos levantamentos base usados no desenvolvimento deste método.

Relativamente aos índices morfológicos e as hidromorfologias e hidroformas costeiras identificadas, permitiram constatar que de acordo com as classificações existente se enquadra numa costa dominada pela agitação, sendo aplicada portanto a classificação do estado morfológicos das praias apresentado por Wright e Short, 1984, Short, 1999, 2006 e 2007.

O estado morfológico verificado no levantamento de 1958 apresenta sobretudo características das praias reflectivas. Relativamente aos restantes levantamentos verifica-se que todos apresentam características do estado morfológico intermédio, embora se observem níveis energéticos diferentes. Relativamente ao levantamento de 1967 e 2002b, apesar de não existirem dados de agitação, essenciais para o cálculo dos respectivos índices, verifica-se através da comparação das formas e dos padrões costeiros que o primeiro se deverá encontrar num estado morfológico intermédio de baixa energia. Quanto ao levantamento de 2002b verifica-se que se deverá encontrar no estado intermédio altamente energético, designado por praia e barra com dinâmica sequencial, muito próximo do dissipativo, o que é comprovado pela existência de uma barra paralela à linha de costa.

De um modo geral os objectivos propostos foram atingidos, tendo sido apresentados contributos para o melhoramento do conhecimento da morfodinamica da zona costeira portuguesa, embora exista ainda um vasto campo de investigação com todo o interesse de ser explorado.

7.2 Considerações Finais

Foram já desenvolvidos para a zona costeira portuguesa, com foi referido, diversos estudos, embora apenas numa ínfima parte foi analisada a zona submersa. Em particular o numero de estudos sobre a zona costeira submersa com aplicações de Tecnologias de Informação Geográfica (TIG), onde se incluem os Sistemas de Informação Geográfica (SIG), a Detecção Remota (DR) e o Sistema Global de Posicionamento (GPS) é ainda mais restrito.

Com o desenvolvimento desta dissertação constatou-se que, para a zona costeira portuguesa, os estudos de classificação morfológica de praias não tinham grande expressão. Deste modo, foi necessário de apresentar um conjunto de referências e classificações elaboradas para outras zonas costeiras mundiais, com o objectivo de avaliar se a zona costeira portuguesa se enquadraria em alguma destas classificações. No entanto, sugiram algumas dificuldades relativas à compatibilização/adaptação da nomenclatura anglo-saxónica para a portuguesa, nomeadamente na definição das diversas zonas de deformação da onda, nas formas morfológicas em planta e em perfil, bem como a classificação dos estados morfológicos das praias.

As TIG, com as potencialidades associadas, permitiram um correcto desenvolvimento do trabalho proposto, possibilitando uma enorme capacidade de análise, de comparação, de sobreposição e visualização de diversos tipos de dados nomeadamente dados históricos. Deste modo, esta ferramenta ao ampliar a capacidade de análise e de visualização contribuiu de forma significativa para a melhoria do conhecimento da zona costeira do passado, permitindo um melhor entendimento do presente e potenciar previsões para o futuro.

Com este objectivo foi também utilizado o SIG, uma vez que apresenta elevadas potencialidades na comparação de dados, na evolução temporal, no armazenamento, na capacidade de integração e manipulação de dados. Relativamente às aplicações utilizando detecção remota, apesar dos bons resultados alcançados nas primeiras tentativas realizadas, necessitam de ser mais desenvolvidas e sistematizadas.

Ao longo desta dissertação houve algumas dificuldades na obtenção de dados geográficos, nomeadamente fotografia aérea, essencial para este trabalho, bem como dados de agitação marítima. Relativamente a outro tipo de dados, como a dimensão dos sedimentos, a inclinação do talude de praia, os levantamentos topográficos, verificou-se que, para algumas áreas da zona costeira em estudo, são escassos e para outras mesmo inexistentes.

Outro factor importante prende-se com a compatibilização dos sistemas de coordenadas, quando a informação geográfica apresenta sistemas de coordenadas distintos, mas sobretudo com a informação geográfica não georreferenciada, e particularmente para os levantamentos mais antigos. Deste modo, o processo de georreferenciação, apresentou algumas dificuldades especialmente pelo facto de uma parte significativa da área em estudo estar coberta por floresta, tornando-se difícil a identificação de pontos de controlo comuns.

Para além das dificuldades referidas anteriormente, acrescem ainda questões relacionadas com a qualidade dos dados geográficos, o seu estado de conservação e o rigor com que foram produzidos, sobretudo nos dados em formato convencional (papel). Quando esses dados são convertidos para formato raster e quando é necessária a sua transformação para formato vectorial, as características anteriormente referidas condicionam a qualidade do resultado final, adicionando-se ainda o rigor com que é realizada a vectorização e os critérios adoptados na digitalização. Contudo apesar das dificuldades já referidas no processo de georreferenciação o erro metro quadrático está de acordo com o normalmente exigido.

A base de dados SIG desenvolvida armazena diversos tipos de dados existentes e resultantes das diversas análises efectuadas (vectoriais, raster e alfanuméricos). A base de dados criada apresenta uma elevada capacidade de expansão, quer em termos espaciais quer em volume de dados, incorporando para além de dados morfológicos, hidrodinamicos, sedimentológicos e topográficos, dados de expansão da frente urbana, evolução da construção de obras de defesa, geologia e ocupação do solo, entre outros.

7.3 Desenvolvimentos Futuros

Nesta dissertação foram abordados diversos temas relacionados com a morfodinâmica e o estado morfológico das praias, recorrendo a tecnologias de informação geográfica, sendo a análise efectuada relativa a um instante, ou seja ao momento em que é realizado o registo fotográfico. Neste contexto, para além do alargamento do estudo a outras zonas e de outras análises utilizando a informação existente e obtida, existem naturalmente outras perspectivas a explorar.

A primeira consiste no desenvolvimento de estudos de âmbito semelhante, embora com uma componente temporal contínua, 1 semana, 1 mês ou 1 ano, utilizando a Tecnologia ARGUS. Esta técnica baseia-se na recolha de fotografias de forma automática e contínua através de um sistema de câmaras de vídeo. Através da análise das imagens, de acordo com técnicas fotogramétricas, é possível medir distâncias, o que, combinado com técnicas adequadas de análise de imagens, permite obter parâmetros morfodinâmicos. Com estas medições e análises espera-se que proporcionem informação sobre:

- Evolução da dinâmica da linha de costa para estados de agitação distintos;

- Medições da hidrodinâmica e morfodinâmica (ondas e correntes na costa);
- Transporte sedimentar e mudanças das formas e padrões costeiros.

A segunda está relacionada com a identificação e medição *in situ* de hidromorfologias e hidroformas costeiras locais com recurso ao sistema de posicionamento global (GPS). O desenvolvimento deste estudo tem como objectivo a identificação e medição de formas e padrões costeiros, especialmente antes e após a ocorrência de eventos de tempestade, correlacionando-as com o processo erosivo ou com a sedimentação dos sistemas de praia.

A terceira está relacionada com a disponibilização da informação via internet para consulta, a qual será dividida em dois níveis, de acordo com utilizador. O primeiro nível, dirigida para o público em geral com informação mais geral e objectiva nomeadamente sobre o perigo das correntes de retorno, o problema da erosão, a destruição de dunas, etc. O segundo nível é dirigido para a comunidade cientifica, com informação mais especifica sobre morfologia costeira, hidrodinâmica, correntes litorais, etc. Este portal, deverá ser desenvolvido com base nos dados geográficos existentes e entretanto obtidos.

A quarta perspectiva de desenvolvimento diz respeito à incorporação de modelos numéricos, nomeadamente de agitação, de transporte sedimentar, de evolução da linha de costa e de morfodinâmica. Contudo, para a realização deste objectivo, é fundamental a criação e desenvolvimento de interfaces dos modelos existentes com o ambiente SIG. Deste modo, o SIG funcionaria com plataforma para "alimentar" os modelos, permitindo que novos grupos de dados fossem incorporados/utilizados na modelação de diversos fenómenos, bem com a visualização dos resultados finais resultantes da modelação. No entanto, devido à grande complexidade dos fenómenos costeiros, a capacidade de traduzir os comportamentos físicos em modelos numéricos é ainda limitada.

A quinta perspectiva está associada ao estudo de praias confinadas artificiais, nomeadamente no que respeita à configuração e circulação hidrodinâmica. O desenvolvimento deste trabalho é de grande importância visto que com a introdução de obras de defesa costeira e estruturas marítimas, as condições hidrodinâmicas alteram-se, modificando consequentemente o configuração da linha de costa, o mecanismo de transporte sedimentar e a circulação hidrodinâmica no interior e na área envolvente a este tipo de estruturas.

O sexto desenvolvimento está associado a um melhor conhecimento da relação entre processos erosivos e as correntes de retorno. Onde ocorrem correntes de retorno devido à maior profundidade, em geral, a rebentação da onda ocorre em zonas mais próximas da linha de costa, diminuindo a capacidade de dissipação da energia da onda na praia e, consequentemente, aumentando a capacidade erosiva. Contudo, o conhecimento das correntes de retorno, em geral e, em particular na costa portuguesa, é reduzido ou mesmo inexistente. Deste modo, é importante um estudo mais aprofundado deste fenómeno, com o objectivo de quantificar as velocidades de escoamento, a capacidade de transporte e as condições favoráveis à sua formação.

O sétimo desenvolvimento seria a avaliação do deslocamento das formas costeiras longitudinal e transversalmente. A avaliação longitudinal está relacionada com o deslocamento das megas e gigacrescentes e das correntes de retorno, na tentativa de

quantificar diariamente o volume transportado segundo essa direcção e a permanência das formas e padrões costeiros. A avaliação transversal está associada à obtenção da taxa de migração das barras submersas, em período de Inverno e Verão, diária, mensal e anualmente.

Uma oitava perspectiva está associada ao estudo de ondas longitudinais, com objectivo de clarificar a sua existência ao longo da costa, da sua relação com as formas costeira, a sua influencia na formação e migração, se são do tipo infragravítico e se são estacionárias ou progressivas.

Um nono desenvolvimento consiste no melhoramento e sistematização das técnicas de detecção remota iniciadas nesta dissertação, com o objectivo de alargar as capacidades análise de fotografia aérea.

Bibliografia

[1] Aagaard, T., Greenwood, B. e Nielsen, J. (1997). Mean currents and sediment transport in a rip channel. Marine Geology, Vol.140, pp. 25-45.

[2] Aagaard, T. and G. Masselink (1999). The Surf Zone. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. D. Short, Jonh Wiley & Sons Ltd: 72 - 113.

[3] Aagaard, T., J. Nielsen, et al. (1998). "Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach." Marine Geology 148: 203 - 225.

[4] Abecassis, F. (1997). Caracterização geral geomorfológica e aluvionar da costa continental portuguesa. Colectânea de ideias sobre a zona costeira de Portugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto. Porto. 1: 9-24.

[5] Almeida, A. C. (1997). As dunas de Quiaios: Estado e perspectivas. Colectânea de ideas sobre a zona costeira de Portugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto. Porto: 247-264.

[6] Andrade, C. and M. C. Freitas (2002). Chapter 6 - Coastal Zones. Climate Change in Portugal - Scenarios, Impacts, and Adaptation Measures - SIAM. K. F. F. D. Santos, D. Moita. Lisboa, Gradiva: 173-219.

[7] André, J. N., F. Rebelo, et al. (1997). Evolução da morfologia dunar entre o rio Mondego e S. Pedro de Moel. Colectânea de ideas sobre a zona costeira de Portugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto. Porto: 247-264.

[8] Ângelo, C. (1991). Taxas de variação do litoral oeste: uma avaliação temporal e espacial. A zona costeira e os problemas ambientais, Aveiro.

[9] Antunes, P., R. Santos, et al. (1997). SIG, métodos de avalição espacial e económica de impactes e de decisão multicritério para gestão integrada de zonas costeiras: Conceptualização e Aplicação a um caso de estudo na costa sudoeste. Colectânea de ideas sobre a zona costeira de Portugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto. Porto: 247-264.

[10] Araújo, M. A. (1998). Sistemas dunares fósseis no litoral da região do Porto. Dunas da Zona Costeira de Portugal, Leiria, Associação Eurocoast-Portugal.

[11] Babickenko (2005).

[12] Baptista, P. (2006). O sistema de posicionamento global aplicado ao estudo de litorais arenosos. Departamento de Geociências. Aveiro, Universidade de Aveiro: 278.

[13] Barata, A., M. Teles, et al. (1996). "Selecção de ondas representativas da agitação marítima para efeito de avaliação do transporte litoral na costa de Aveiro." Revista da Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos 12: 43-74.

[14] Bartlett, D. J. (2000). Working on the frontiers of Science: Applaying to the coastal zone, . Marine and coastal geographicalinformation systems. D. W. e. D. Bartlett. Philadelphia, Taylor & Francis, Inc: 11-34.

[15] Bauer, B. O. and B. Greenwood (1990). "Modification of a linear bar-trough system by a standing edge wave." Marine Geology 92: 177-204.

[16] Benedet, L., A. H. F. Klein, et al. (2004). Pratical Insights and Applicability of Empirical Bay Shape Equations. International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, ASCE.

[17] Bettencourth, P. (1997). Notas para uma estratégia de gestão da orla costeira. Colectânea de ideas sobre a zona costeira de Portugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto. Porto: 163-190.

[18] Bettencourth, P. and F. Veloso-Gomes (1993). Erosão costeira. Factores que potenciam e explicam a aceleração das taxas de erosão na costa portuguesa. Seminário sobre a zona costeira de Portugal. Ambiente, Gestão e Conservação, Porto.

[19] Blondeaux, P. (2001). "Mechanics of coastal forms." Annu. Rev. Fluid Mech. 33: 339-370.

[20] Boak, E., Turner, I. (2005). "Shoreline Definition and Detection: A Review." Journal of Coastal Research 21(4): 688-703.

[21] Boto, A., C. A. Bernardes, et al. (1997). Erosão litoral e recuo da linha de costa entre a Costa Nova e a Praia do Areão, Protugal. Colectânea de Ideias Sobre a Zona Costeira de Protugal. G. S. d. Carvalho, F. V. Gomes and F. T. Pinto. Porto, Associação Eurocoast-Portugal. 1: 449-467.

[22] Bowen, A. J. (1980). "Simple models of nearshore sedimentation: Beach profiles and longshore bars." The Coastline of Canada: 1-11.

[23] Bowen, A. J. and D. L. Inman (1971). "Edge waves and crescentic bars." Journal Geophysic Research 76: 8662-8671 (citado em Ribas, 2003).

[24] Brander, R. W. (1999). "Field observations on the morphodynamis evolution of a low-energy rip current system." Marine Geology 157: 199-217.

[25] Brander, R. W. and A. D. Short (2000). "Morphodynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand." Marine Geology 165: 27-39.

[26] Breternitz, V. (1998). Sistemas de Informação Geográfica: uma visão para administradores e profissionais de tecnologia de informação.

[27] Bruner, K. R. and R. A. Smosna (1989). "The movement and stabilization of beach sand on transverse bars, Assateague Island, Virginia." Journal of Coastal Research 5: 593-601 (citado em Konicki e Holman, 2000).

[28] Burrough, P. A. and A. M. Donnell (1998). Principles of geographical information systems. New York, Oxford University Press.

[29] Caballeria, M., G. Coco, et al. (2002). "Self-organization mechanisms for teh formation of nearshore crescentic and transverse sand bars." Journal Fluid Mechanics 465: 379-410.

[30] Caballeria, M., A. Falqués, et al. (2001). A morphodynamic mechanism for transverse bars in the nearshore. Coastal Dynamics'01, ASCE.

[31] Calvete, D. (1999). Morphological stability models: shoreface-connected sand ridges. Departamento de Física Aplicada. Barcelona, Univesidade Politecnica da Catalunha: 110.

[32] Carter, R. W. G. (1978). "Small-scale transverse bars in Lough Neagh, Northern Ireland." Journal Earth Science 1: 205-209 (citado em Konicki e Holman, 2000).

[33] Carter, R. W. G. (1995). Coastal Environments. An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. London, Academic Press Limited.

[34] Carvalho, G. S., F. Veloso-Gomes, et al. (2001). Bibliografia sobre a zona costeira e a plataforma continental portuguesa. Porto, G. S. Carvalho, F. Veloso Gomes, F. Taveira Pinto.

[35] Carvalho, J. J. R. and J. P. Barceló (1966). Agitação marítima na costa oeste de Potugal metropolitano. Lisboa, Ministério das Obras Públicas

[36] LNEC.

[37] Castro, P. (2000). Apoio à decisão em recursoshídricos com sistemas de informação geográfica e algoritmos genéticos. Engenharia Civil. Porto, Universidade do Porto: 258.

[38] Coco, G., T. K. Burnet, et al. (2003). "Test of Self-Organization in Beach Cusp Formation." Journal of Geophysical Research 108.

[39] Coco, G., D. A. Huntley, et al. (2000). "Investigation of a self-organization model for beach cusp formation and development." Journal of Geophysical Research 105: 22991-22002.

[40] Coco, G., B. G. Ruessink, et al. (2004). Video observations of crescentic sandbar formation and modelling implications. 29th International Conference, Lisboa World Scientific.

[41] Coelho, C. (2005). Riscos de Exposição de Frentes Urbanas para Diferentes Intervenções de Defesa Costeira. Secção Autónoma de Engenharia Civil. Aveiro, Universidade de Aveiro: 404.

[42] Coelho, C., F. Taveira-Pinto, et al. (2004). Coastal evolution and coastal works in the southern part of Aveiro lagoon inlet, Portugal. 29th International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[43] Coelho, C. and F. Veloso-Gomes (2003). Wave climate and longshore sediment transport in teh northwest Portuguese coast. 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Barcelona.

[44] Cunha, P. P. (1998). Impactes antrópicos na área dunar da Figueira - Leirosa. Dunas da Zona Costeira de Portugal, Leiria, Associação Eurocoast-Portugal.

[45] Damgaard, J., N. Dodd, et al. (2002). "Morphodynamic modelling of rip channel growth." Coastal Enginnering 45: 199-221.

[46] das Neves, L., F. Veloso-Gomes, et al. (2004). Coastal erosion control using sand-filled geotextile containers: a case study from the NW coast of Portugal. 29th International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[47] Davis, R. A. and D. M. Fitzgerald (2004). Beaches and Coasts. Reino Unido, Blackwell Science Ltd.

[48] Dean, R. G. (2001). Coastal Processes, Cambridge University Press.

[49] Dean, R. G. and R. A. Dalrymple (1994). Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists, World Scientific.

[50] Dean, R. G., D. Kriebel, et al. (2002). Cross-shore sediment transport processes, Part III, Chapter III - 1. Coastal Engineering Manual. D. King. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineers. 3: 79.

[51] Deigaard, R., N. Dronen, et al. (1999). "A morphological stability analysis for a long straight barred coast." Coastal Enginnering 36: 171-195.

[52] Demirbilek, Z. and L. Vincent (2002). Water wave mechanics. Coastal Engineering Manual, Parte II, Coastal Hydrodynamics, Capítulo 1. Z. Demirbilek. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineering: 127.

[53] Diogo, M. (2004). Evolução da linha de costa da praia da Vagueira. Departamento de Geociências. Aveiro, Universidade de Aveiro: 198.

[54] Donovan, A., R. Haney, et al. (2002). "Massachusetts Shifting Shorelines. New Data on Shoreline Change." from www.state.ma.us/CZM/shorelinechangefactsheet.pdf.

[55] Dronkers, J. (2005). Dynamics of coastal systems. Londres, World Scientific Publishing.

[56] Dudelzak (2005).

[57] Dyhr-Nielsen, M. and T. Sorensen (1970). "Sand transport phenomena on coast with bars." Coastal Enginnering: 855 - 866 (citado em Ribas, 2003).

[58] Evans, O. F. (1938). "The classification and origin of beach cusps." Journal Geology 46: 615-627 (citado em Ribas, 2003).

[59] Falqués, A., M. Caballería, et al. (2000). "Self-organization mechanisms for the generation of surf zone complex topography." Project SASME - Resumos finais.

[60] Falqués, A., A. Montoto, et al. (1996). "Bed-flow intability of the longshore current." Continental Shelf Research 16(15): 1927-1964.

[61] Fedra, K. and E. Feoli (1991). GIS techonologies and spatila analysis in coastal zone management. EEZ Techonology: 171-179.

[62] Ferdsoe, J. and R. Dalrymple (1992). Mechanics of coastal sediment transport. Londres, World Scientific.

[63] Ferreira, J. C., J. Rocha, et al. (2005). Land use evolution patterns on deloped coastal areas: Fuzzy data integration throuhh neural network and cellular automata modelling. ICCCM'05, Tavira.

[64] Ferreira, O. (1998). Morfodinâmica de praias expostas: Aplicação ao sector costeiro Aveiro - Cabo Mondego. Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos, Universidade do Algarve: 337.

[65] Ferreira, O. and J. M. A. Dias (1991). Evolução recente de alguns torços do litoral entre Espinho e o Cabo Mondego. 2º Simpósio sobre a protecção e revalorização da faixa costeira do Minho ao Liz, Porto.

[66] Ferreira, O. and J. M. A. Dias (1997). Avaliação da acção dos temporais na costa oeste portuguesa (sector Aveiro - Cabo Mondego). Colectânea de Ideias Sobre a Zona Costeira de Protugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto;. Porto, Associação Eurocoast-Portugal. 1: 449-467.

[67] Ferreira, O., J. M. A. Dias, et al. (1990). Importância relativa das acções antrópicas e naturais no recuo da linha de costa a sul da Vagueira. 1º Simpósio sobre a protecção e revalorização da faixa costeira do Minho e Liz, Porto.

[68] Foote, K. E. and D. J. Huebner (2000). Database concepts, Departemento of Geography, University of Texas at Austin.

[69] Forbes, D. L., J. D. Orford, et al. (1995). "Morphodynamic evolution, self-organization, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts." Marine Geology 126: 63-85.

[70] Freire, S. C., M.; Santos, T.; (2001). Cartografia da Ocupação do solo com uma série multi-temporal intra-anual de imagens de satélite e informação auxiliar. ESIG2001. Lisboa.

[71] Freire, S. C., H; Caetano, M, (2002). Produção de Cartografia de Risco de Incêndio Florestal com Recurso a Imagens de Satélite e Dados Auxiliares. ESIG2002. Oieras.

[72] Freitas, M. C. (1996). Lagunas Costeiras: Ambientes em Evolução. Seminário sobre lagunas costeiras e ilhas-barreira da zona costeira de Portugal, Aveiro.

[73] Gama, C., J. M. A. Dias, et al. (1994). Analysis of storm surge in Portugal, between june 1986 and may 1988. Littoral 94, Lisboa, Associação Eurocoast - Portugal.

[74] Gelfenbaum, G. and G. R. Brooks (2003). "The morphology and migration of transverse bars off the west-central Florida coast." Marine Geology 200: 273-289.

[75] GOMES, F. B., P. M.; JORGE DA SILVA, A; SILVA, R.; and E. RUSU (2004). A utilização dos SIG na Estimativa da Corrente de Deriva Litoral.

[76] Aplicação à Costa Oeste de Portugal Continental entre a Figueira da Foz a Nazaré. ESIG, 2004. Lisboa.

[77] Gourmelon, F., Bioret, F., Brigand, L. (1995). "Sig et Usage des Soils: L'Île D'Ouessant (Finistère) de 1952 à 1992." MappMonde 4: 6-10.

[78] Gourmelon, F. and I. Le Berre (2003). Towards an institutional GIS for Iroise Sea (France), GIS for Coastal Zone Management, Taylor & Francis, Inc.

[79] Granja, H. M. (1996). A Laguna de Aveiro no Contexto da Evolução da Zona Costeira do Noroeste de Portugal nos Últimos Milhares de Anos. Seminário sobre lagunas costeiras e ilhas-barreira da zona costeira de Portugal, Aveiro.

[80] Granja, H. M., A. M. Correia, et al. (2002). A restabilidade e instabilidade da faixa costeira (sistema praia-duna) revelada pelas mudanças nas geoformas e sua ligação às associações vegetais (a experiência na zona costeira do NO de Portugal). Perspectivas de gestão integrada de ambientes costeiros, Coimbra, Associação Eurocoast-Portugal.

[81] Green, D. and K. Stephen (2002). Remote sensing and imagery for coastal environments, Urisa.

[82] Grunnet, N. M. and P. Hoekstra (2004). "Alongshore variability of the multiple barred coast of Tershelling, The Netherlands." Marine Geology 203: 23-41.

[83] Guilcher, A., A. Godard, et al. (1952). "Les cretes et sillons obliques de l'estran des landes de Gascobne." Comire d'Oceonogr. et d'etudes des Cotes Bull 4: 151-157 (citado em Ribas, 2003).

[84] Guza, R. T. and D. L. Inman (1975). "Edge Waves and Beach Cusps." Journal of Geophysical Research 80: 2997 - 3012.

[85] Haas, K. A., I. A. Svendsen, et al. (2002). Modeling of a rip current system on Moreton Island, Australia. International Conference on Coastal Engineering.

[86] Haas, K. A., I. A. Svendsen, et al. (2003). "Quasi-three-dimensional modeling of rip current systems." Journal of Geophysical Research 108: 1-21.

[87] Harmon, J. E. and J. S. Anderson (2003). The design and implementation of geographic information sistems. New Jersey, John Wiley &Suns, inc.

[88] Haslett, S. K. (2001). Coastal Systems. London, Taylor & Francis Group.

[89] Henriques, R. (2006). Monitorização da zona costeira tendo em vista a sua vulnerabilidade - Aplicação à zona costeira noroeste de Portugal. Escola de Ciências, Universidade do Minho. Doutoramento em Geologia: 486.

[90] Henriques, V. (1998). Tipologia e evolução recente dos sistemas de dunas da faixa litoral da Estremadura (Nazaré e Peniche). Dunas da Zona Costeira de Portugal, Leiria, Associação Eurocoast-Portugal.

[91] Hesp, P. A. and A. D. Short (1999). Barrier morphodynamics. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. D. Short, Jonh Wiley and Sons Ltd: 173-203.

[92] Hino, M. (1974). "Theory on formation of rip-current and cuspidal coast." Coastal Enginnering: 101-919 (citado em Ribas, 2003; Van Enckevort, 2004).

[93] Holland, K. T. (1998). "Beach cusp formation and spacing as Duck, USA." Continental Shelf Research 18: 1081-1098.

[94] Holland, K. T. and R. A. Holman (1996). "Field Observation of Beach Cusps and Swash Motions." Marine Geology 134: 77 - 93.

[95] Holman, R. A. and A. J. Bowen (1982). "Bars, bumps, and holes: models for the generation of complex beach topography." Journal Geophysic Research 87: 457-468.

[96] Horikawa, K. (1988). Nearshore dynamics and coastal processes, University of Tokyo press.

[97] Hsu, J. R. C., A. H. F. Klein, et al. (2004). Geomorphic Approach for Mitigation Beach Erosion Downdrift of Littoral Barriers. International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, ASCE.

[98] Hulscher, S., H. Swart, et al. (1993). "The generation of offshore tidal sand banks and sand waves." Continental Shelf Research 13(11): 1183-1204.

[99] Humphries, L. P. and C. N. Ligdas (2003). A GIS aplication for the study of beach morphodynamics. Coastal and Marine Geo-Information Systems D. G. e. S. King. Londres, Kluwer Academic Publishers: 173-189.

[100] Hunter, R. E., H. E. Clifton, et al. (1979). "Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, Sourthern Oregon coast." Journal Sediment Petrol 49: 711-726 (citado em Ribas, 2003).

[101] Inman, D. L. and R. T. Guza (1982). "The Origin of Swash Cusps on Beaches." Marine Geology 49: 133 -148.

[102] Jiao, H. and H. T. Özkan-Haller (2004). Generation of nearshore morphology in a combined wave-current-morphology system. 29th International Conference on Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[103] Kaczmarek, L. M., R. Ostrowski, et al. (2005). "Selected problems of sediment transport and morphodynamics of a multi-bar nearshore zone." Estuarine Coastal and Self Science 62: 415-425.

[104] Kinabalu, K. (1997). Strategy for Implementing a Geographically Referenced Natural Resources and Environmental Information System in Sabah, Malaysia, with Emphasis on Integrated Costal Zone Management.

[105] King, C. A. M. and W. W. Williams (1949). "The formation and movement of sand bars by wave action." Geogr. J. 113: 70-85 (citado em Ribas, 2003).

[106] King, D. and C. J. Galvin (2002). Coastal sediment properties, Part III, Chapter III - 1. Coastal Engineering Manual. D. King. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineers. 3: 41.

[107] Klein, A. H. F. (2004). Morphodynamics of Headland-Bay Beaches: Examples from the Coast of Santa Catarina State, Brazil. Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente. Faro, Univerisidade do Algarve: 218.

[108] Klein, A. H. F., L. Benedet, et al. (2003a). "Stability of Headland Bay Beaches in Santa Catarina: A Case Study." Journal of Coastal Research SI(35): 151-166.

[109] Klein, A. H. F., A. Vargas, et al. (2003b). "Visual assessment of bayed beach stability using computer software." Computer and Geosciences 29: 1249-1257.

[110] Klein, M. D. (2005). Modelling rthythimc morphology in the surf zone, Delft Unversity of Technology: 164.

[111] Komar, P. D. (1998). Beach Processes and Sedimentation. New Jersey, Prentice Hall.

[112] Konecny, G. (2003). Geoinformation - Remote sensing, Photogrammetry e Geographic Information Systems. Londres, Taylor & Francis.

[113] Konicki, K. M. and R. A. Holman (2000). "The satistics and kinematics of transverse sand bars on an open coast." Marine Geology 169: 69-101.

[114] Lafon, V., H. Dupuis, et al. (2002). "Determining ridge and runnel longshore migration rate using spot imagery." Oceanologica Acta 25: 149-158 (citado em Ribas, 2003).

[115] Larangeiro, S., A. Oliveira, et al. (2004). Modelling sediment transport processes in the NW portuguese shelf. 29th International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[116] Lillesand, M. T. and R. W. Kiefer (2000). Remote Sensing and Image Interpretation. Singapora, John Wiley &Sons, Inc.

[117] Lippmann, T. C. and R. A. Holman (1990). "The spatial and temporal variability of sand bar morphology." Journal Geophysic Research 95: 11575-11590.

[118] LNEC (1996).

[119] Lohr, U. (2003). Digital elevation models by lasescanning. Coastal and Marine Geo-Information Systems D. G. e. S. King. Londres, Kluwer Academic Publishers: 349-354.

[120] Lueder, D. R. (1977). A method for estimating beach trafficability from aerial photographs. Air photography and coastal problems. M. T. El-Ashry. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. 38: 65-85.

[121] Marçal, A. T., A. C.; Castro, L.; Veloso-Gomes, F.; Nunes, A. L.; (2004). Monitoring the sea breaking zone in northwest Portugal using Earth observation satallites. 24th Annual Symposium of the European Association of Ramote Sensing Laboratories (EARSeL), Millpress

[122] Martino, E., L. J. Moreno, et al. (2003). Engineering guidance for the use of bayed-beach formulations. Coastal Sediments'03.

[123] Mason, J. (1981). Obras Portuárias. Rio de Janeiro, Editora Campus Ltda.

[124] Masselink, G. (1999). "Alongshore Variation in Beach Cusp Morphology in Coastal Embayment." Earth Surface Processes and Landforms 24: 335 - 347.

[125] Masselink, G. and B. Hegge (1995). "Morphodynamics of meso and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia." Marine Geology 129: 1-23.

[126] Masselink, G., B. J. Hegge, et al. (1997). "Beach Cusp Morphodynamics." Earth Surface Processes and Landforms 22: 1139 - 1155.

[127] Masselink, G. and C. B. Pattiaratchi (1998). "Morphological Evolution of Beach Cusps and Associated Swash Circulation Patterns." Marine Geology 146: 93 - 113.

[128] Masselink, G. and A. D. Short (1993). "The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model." Journal of Coastal Research 9: 785-800.

[129] Masselink, G. and I. L. Turner (1999). The effect of tides on beach morphodynamics. Handbook of beach and shoreface morphodynamics. A. D. Short, John Wiley & Sons Ltd.: 204-229.

[130] Matias, A., J. M. A. Dias, et al. (1998). Aplicabilidade de uma lista de controlo de vulnerabilidade dunar à Ria Formosa. Dunas da Zona Costeira de Portugal, Leiria, Associação Eurocoast-Portugal.

[131] Mei, C. C. (1985). "Resonant reflection of surface water waves by periodic sandbars " Journal Fluid Mechanics 152: 315-335 (citado em Ribas, 2003).

[132] Moore, L. J., C. Sullivan, et al. (2003). "Interannual evolution of multiple longshore sand bars in a mesotidal environment, Truro, Massachusetts, USA." Marine Geology 196: 127-143.

[133] Morang, A., L. Gorman, et al. (2002). Coastal Classification and Morphology, Part IV, Chapter IV - 2. Coastal Engineer Manual. A. Morang. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineers: 83.

[134] Morang, A. and L. E. Parson (2002b). Coastal Morphodynamics, Part IV, Chapter IV - 3. Coastal Engineer Manual. A. Morang. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineers: 93.

[135] Moreno, L. J. and N. C. Kraus (1999). Equilibrium shape of headland-bay beaches for engineering design. Coastal Sediments'99.

[136] Mota Oliveira, I. B. (1990). Erosão costeira no litoral norte. Considerações sobre a sua génese e controlo. 1º Simpósio sobre a protecção e revalorização da faixa costeira do Minho e Liz, Porto.

[137] N., A. C. (1997). "Associação Nacional de Cruzeiros." from http://www.endifor.pt/anc/ancfmares.html.

[138] Niedoroda, A. W. and W. F. Tanner (1970). "Preliminary study of transverse bars." Marine Geology 140: 1-24 (citado em Konicki e Holman, 2000).

[139] NOAA. (1997). "Alabama – Coastal Hazards Assessment."

[140] NOAA. (1999). "Digital Shoreline of South Carolina."

[141] NOAA. (2000). "Topographic LIDAR: an emerging beach management tool – the northwest project."

[142] NOAA. (2001). "The Maine Project. Using Remote Sensing to Address Coastal Management Issues."

[143] Nunes, M., M. A. Oliveira, et al. (1998). A Direcção Regional do Ambiente do Centro e a revegetação dunar: Um exemplo de uma intervenção integrada. Dunas da Zona Costeira de Portugal, Leiria, Associação Eurocoast-Portugal.

[144] Oliveira, F., L. Trovisco, et al. (2005). Medium-term evolution pf a stretch of the portuguese central coast based on analysis of aerial photographs and hydrographic surveys: first results. ICCCM'05, Tavira.

[145] Pacheco, B. (2002). "Produtos SIGAMAR. Pontos Coordenados e Cobertura Cartográfica." Hidromar 70: 6-7.

[146] Pacheco, M., Chumbinho, R., Baptista, R., Lopes, A. & Teixeira, J. (2002). SIGAMAR. Arquitectura de um SIG em desenvolvimento no Instituto Hidrográfico. ESIG 2000. VII Encontro de utilizadores de informação geográfica, USIG. Tagus Park, Lisboa.

[147] Paine, D. P. and J. D. Kiser (2003). Aerial photography e image interpretation. New Jersey, John Wiley &Sons, Inc.

[148] Pais-Barbosa, J. (2000). Definição das bases de um sitema de informação para a zona costeira. Departamento de Ciências Agrárias. Angra do Heroísmo, Universidade dos Açores: 102.

[149] Pais-Barbosa, J. (2003). Aplicação dos Sistemas de Informação Geográfica na Zona Costeira. Departamento de Engenharia Civil / Departamento de Engenharia Química. Porto, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto: 192.

[150] Pais-Barbosa, J., F. Veloso-Gomes, et al. (2005a). Analysis of the portuguese west coast morphology and morphodynamics correlation. A GIS tool for coastal erosion management. ICCCM'2005 First International Conference on Coastal Conservation and Management in the Atlantic and Mediterrenean, Tavira.

[151] Pais-Barbosa, J., F. Veloso-Gomes, et al. (2005c). GIS Tool for Coastal Morphodynamics Analysis. CoastGIS 2005, Aberdeen.

[152] Pais-Barbosa, J., F. Veloso-Gomes, et al. (2003). Indicators of a GIS-based aerial images analysis of the portuguese northwest coastal dynamics. CoastGIS 2003, Genova.

[153] Pais-Barbosa, J. V. G., F.;Taveira-Pinto, F.; (2005b). Analysis of the portuguese west coast morphology and morphodynamics, based on aerial images and GIS tools. 2nd Workshop - Remote Sensing of the Coastal Zone, Porto.

[154] Pereira, L. (2001). Evolução de curto prazo da linha de costa entre Costa Nova e Poço da Cruz. Departamento de Geociências. Aveiro, Universidade de Aveiro: 247.

[155] Pilarczyk, K. W. and R. B. Zeidler (1996). Offshore Breakwaters and Shore Evolution Control. Rotterdam, A. A. Balkema.

[156] Pinho, J. R., C. Santos, et al. (1998). Evolução do uso do solo nos sistemas dunares da costa de Aveiro. Uma breve síntese. Dunas da Zona Costeira de Portugal, Leiria, Associação Eurocoast-Portugal.

[157] Populus, J., G. Barreau, et al. (2001). Assessment of the Lidar topographic over a coastal area. CoastGIS'01 "Managing the interfaces", Fourth International Symposium on Computer Mapping and GIS for Coastal Zone Management, Halifax, Canada.

[158] Raper, J., D. Livingstone, et al. (2003). Constructing a geomorphological database od coastal change using GIS. Coastal and Marine Geo-Information Systems D. G. e. S. King. Londres, Kluwer Academic Publishers: 399-413.

[159] Ribas, F. (2003). On the growth of nearshore sand bars as instability processes of equilibrium beach states. Departament de Física Aplicada. Barcelona, Universitat Politècnica de Catalunya: 233.

[160] Ribas, F., R. Garnier, et al. (2006) Observation and modeling of crescentic bars in Barcelona embayed beaches. Volume, DOI:

[161] Ribas, F. and A. Kroon (2005). Observaciones de barras de arena transversales en la playa de noorwijk (Holanda) usando el sistema de cámaras Argus: 10.

[162] Ribas, F., N. C. Vis-Star, et al. (2004). Generation of nearshore oblique sand bars: sensitivity to sand transport formulation. 29th International Conference on Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[163] Rijn, L. C. (1989). Handbook sediment transport by currents and waves, Delft Hydraulics.

[164] Roelvink, J. A. and M. J. F. Stive (1989). "Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach." Journal Geophysic Research 94: 4785-4800 (citado em Ribas, 2003).

[165] Rooze, T. W. (1986). Field study of repetitive longshore bars, Truro, Massachusetts bay. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Boston, Massachusetts Institute of Technology: 84.

[166] Rosati, J. D., T. Walton, et al. (2002). Longshore Sediment Transport, Part III, Chapter III - 2. Coastal Engineering Manual. D. King. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineers. 3: 119.

[167] Ruessink, B. G., I. M. J. Van Enckevort, et al. (2002). "Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour." Marine Geology 169: 161-183.

[168] Sallenger, A. H. and P. A. Howd (1989). "Nearshore bars and the breakpoint hypothesis." Coastal Enginnering 12: 301-313 (citado em Wijnberg e Kroon, 2002).

[169] SEAGIS (1999/2000). Gis and Coastal Zone Management and Planning, Interreg 11c North Sea Programme.

[170] Shand, R. D., D. G. Bailey, et al. (2001). "Longshore realignment of shore-paralle sand-bars at Wanganui, New Zealand." Marine Geology 179: 147-161.

[171] Shephard, F. P. (1952). "Revised nomenclature for depositional coastal features." Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 36: 1902-1912 (citado em Konicki e Holman, 2000).

[172] Short, A. D. (1999a). Beaches. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. D. Short, Jonh Wiley and Sons Ltd. 1: 1-20.

[173] Short, A. D. (1991). "Macro-meso tidal beach morphodynamics - An overview." Journal of Coastal Research 7: 417-436.

[174] Short, A. D. (1999b). Wave-Dominated Beaches. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. D. Short, Jonh Wiley and Sons Ltd: 173-203.

[175] Short, A. D. (2003). "Australia Beach Systems - The Morphodynamics of Wave Through Tide-Dominated Beach-Dune Systems." Journal of Coastal Research 35(SI): 07-20.

[176] Short, A. D. and T. Aagaard (1993). "Single and Multi-bar beach change models." Journal of Coastal Research SI(15): 141-157.

[177] Short, A. D. and P. A. Hesp (1982). "Wave, Beach and Dune Interactions in Southeastern Australia." Marine Geology 48: 259-284.

[178] Short, A. D. and G. Messalink (1999). Embayed and Structurally Controlled Beaches. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. D. Short, Jonh Wiley and Sons Ltd.: 230-250.

[179] Silva, A. (2004). Análise espacial em geomorfologia litoral. Desenvolvimento de um modelo de indentificação de formas e sistemas litorais. Lisboa, Instituto Geográfico Português: 605.

[180] Silva, C. G., S. M. Patchineelam, et al. (2004b). Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. Introdução à Geologia Marinha. J. A. Neto, V. R. Ponzi and S. E. Sichel. Brasil, Editora Interciência Ltda. 1: 279.

[181] Silva, R., J. Silva, et al. (2004a). Evaluation of the longshore current for a sector of the Portuguese west coast: Application of different mathodologies. 29th International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[182] Silvestre, R. and J. R. C. Hsu (1997). Coastal Stabilization. London, Word Scientific.

[183] Smith, J. M. (2003). Surf Zone Hydrodynamics, Parte II, Chapter II-4. Coastal Engineering Manual. Z. Demirbilek. Washington, DC, U. S. Army Corps of Engineer: 42.

[184] Smorenburg, P. (2005). Nearshore oblique sandbars: A survey of rhytmic patterns in the surf zone.

[185] Solis-Weiss, V., P. Rossin, et al. (2001). Gulf of Trieste: Sensivity Areas Using Benthos and GIS Techniques. Fifth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 01, Hammamet, Tunisia.

[186] Sorensen, R. M. (1978). Basic Coastal Engineering. New York, John Wiley & Sons.

[187] Soulsby, R. (1997). Dynamics of marine sands. Londres, HR Wallingford.

[188] Sweers, K. B. (1999). Equilibrium bays - SASME Project, Delft University of Technology: 89.

[189] Teixeira, A. T. (2003). Mapping land at risk. Evolution of the portuguese coast between Espinho e Cape Mondego (1970 - 1996). Good practices in coastal zone management and coastal defence, Porto.

[190] Teixeira, C. and C. T. Assunção (1963). Carta Geológica de Portugal – Notícia Explicativa de Folha 13-C. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.

[191] Teodoro, A. C., A. Marçal, et al. (2005b). Quantification of the total supended matter concentration in the sea breaking zone from in situ measurements and remotely sensed data - two empirical approaches. 2nd Workshop - Remote Sensing of the Coastal Zone, Porto.

[192] Teodoro, A. C., A. Marçal, et al. (2002). A utilização de satélites de observação da Terra para a monitorização das zonas costeiras. Ingenium. 70: 70-76.

[193] Teodoro, A. C., A. Marçal., et al. (2005a). Coastal zones monitoring using remote sensing satallite data. ICCCM'2005 First International Conference on Coastal Conservation and Management in the Atlantic and Mediterrenean, Tavira.

[194] Teodoro, A. C. A., C.; Marçal, A.; Veloso Gomes, F.; (2004c). Quantificação de Sedimentos na Zona Costeira com Recurso a Técnicas de Detecção Remota: Integração dos Resultados num Sistema de Informação Geográfica (SIG). ESIG2004, TagusPark, Oeiras.

[195] Teodoro, A. C. M., A.; Veloso Gomes, F.; (2006). "Correlation Analysis of Water Wave Reflectance nd Local TSM Concentration in the Breaking Zone with Remote Sensing Techniques." Journal of Coastal Research (in Press): 66-71.

[196] Teodoro, A. C. M., A.; Veloso Gomes, F.; (2004d). Determinação da Concentração de Sedimentos Suspensos Totais (SST) na Zona de Rebetentação a partir de Imagens de Satélite. . 4ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodosia e Geofisica, Figueira da Foz.

[197] Teodoro, A. C. M., A.; Veloso Gomes, F.; (2004e). Discriminação de Zonasde Sedimentos e Padrões de Rebentação a partir de Diferentes Imagens de Satélite. Cartografia e Geodesia, Lidel - Esdições Técnicas.

[198] Teodoro, A. C. M., A.; Veloso Gomes, F.; (2004b). Evaluation of total suspended matter concentration in wave breaking zone using multispectral satellite images. Invited paper for the 11th SPIE International Syposium on Remote Sensing Maspalomas, Gran Canaria, Spain.

[199] Teodoro, A. C. M., A.; Veloso Gomes, F.; (2004a). Quantification of the Total Suspended Matter (TSM) in the Sea Breaking Zone by Remote Sensing Techniques. Littoral 2004, Aberdeen, Escócia, UK.

[200] Teodoro, A. C. M., A.; Veloso Gomes, F.; (2005c). Técnicas para a Extracção de Informação sobre a Concentração de Sedimentos Suspensos Totais. Cartografia e Geodesia, Lidel - Edições Técnicas.

[201] Teodoro, A. C. V. G., F.; Gonçalves, H; (2007). "Retrieving TSM concentration from multispectral satellite data by multiple regression and artificial neural networks." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 45(5): 1342-1350.

[202] Turner, I. L. (1995). "Simulating the influence of graundwater seepage on sediment transported by the sweep of the swash zone across macrotidal beaches." Marine Geology 125: 153-174.

[203] van Enckevort, I. M. J. (2001). Daily to yearly nearshore bar behaviour, Universidade de Utrecht: 174.

[204] Van Enckevort, I. M. J. and B. G. Ruessink (2003a). "Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: Alongshore uniform variability." Continental Shelf Research 23: 501-512.

[205] Van Enckevort, I. M. J. and B. G. Ruessink (2003b). "Video observations of nearshore bar behaviour. Part 2: Alongshore non-uniform variability." Continental Shelf Research 23: 513-532.

[206] van Enckevort, I. M. J., B. G. Ruessink, et al. (2004). "Observations of nearshore crescentic sanbars." Journal of Geophysical Research 109.

[207] Vargas, A., A. Raabe, et al. (2000). Modelo de Equilíbrio em Planta de Praias de Enseada. Itajaí, Universidade do Vale do Itajaí: 20.

[208] Vargas, A., A. Raabe, et al. (2002). Modelo de Equilíbrio em Planta de Praias de Enseada - Relatório Final. Itajaí, Universidade do Vale do Itajaí: 30.

[209] Vassilopoulos (2005).

[210] Veloso-Gomes, F. (1981). Espraiamento de Ondas Regulares sobre Taludes de Obras Marítimas. Laboratório de Hidráulica. Porto, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.

[211] Veloso-Gomes, F. (1991). Algumas reflexões sobre a problemática das obras de protecção costeira. 2º Simpósio sobre a protecção e revalorização da faixa costeira do Minho ao Liz, Porto.

[212] Veloso-Gomes, F. (1995). Reflexões sobre a vulnerabilidade e risco de exposição das orlas costeiras às acções energéticas do mar. Lição síntese. Sumário pormenorizado., Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto: 17.

[213] Veloso-Gomes, F. and F. Taveira-Pinto (1997). A opcção "protecção" para a costa oeste portuguesa. Colectânea de ideas sobre a zona costeira de Portugal. F. V. G. G. Soares de Carvalho, F. Taveira Pinto. Porto: 163-190.

[214] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2003a). Characterization of the west coast of Portugal. Stretch river Douro (Porto) - Cape Mondego. Good practices in coastal zone management and coastal defence, Porto.

[215] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2003b). Eurosion - A european initiative for sudtainnable coastal erosion management. Guidelines for developing local information systems. Porto, Instituto de Hidráulica e Recursos Hidricos: 182.

[216] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2006). Eurosion, Pilot site of river Douro - Cape Mondego and case studies of Estela, Aveiro, Caparica, Vale do Lobo e Azores. Porto.

[217] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2006). O projecto EUROSION. Resultados e recomendações para uma gestão mais eficaz da erosão costeira. 8º Congresso da Água, Figueira da Foz.

[218] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2004). "Erosion risk levels at the NW Portuguese coast: The Douro mouth - Cape Mondego stretch." Journal of Coastal Conservation 10: 43-52.

[219] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2004). Rehabilitation study of coastal defense works and artificial sand nourishment at Costa da Caparica, Portugal. 29th International Conference of Coastal Engineering, Lisboa, World Scientific.

[220] Veloso-Gomes, F., F. Taveira-Pinto, et al. (2002). High risk situation in the NW Portuguese coast: Douro River - Cape Mondego. Littoral 2002, Porto.

[221] Vidinha, J., C. Andrade, et al. (1997). Análise Morfológica do Cordão Dunar entre Espinho e Cabo Mondego (Portugal). Colectânea de Ideias Sobre a Zona Costeira de Portugal. G. S. d. Carvalho, F. V. Gomes and F. T. Pinto. Porto: 391-416.

[222] Vittori, G., H. E. Swart, et al. (1999). "Crescentic bedforms in the nearshore region." Journal Fluid Mechanics 381: 271-303.

[223] Werner, B. T. and T. M. Fink (1993). "Beach Cusps as Self-Organized Patterns." Science 260: 968 - 971.

[224] Wiegel, R. L. (1964). Oceanographical Engineering, Prentice-Hall, Inc / Englewood Cliffs, N. J.

[225] Wijnberg, K. M. and A. Kroon (2002). "Barred Beaches." Geomorphology 48: 103-120.

[226] Winant, C. D., D. L. Inman, et al. (1975). "Description of seasonal beach changes using empirical eigenfunctions." Journal Geophysic Research 80: 1979-1986 (citado em Ribas, 2003).

[227]

[228] Woodroffe, C. D. (2002). Beach and Barrier Coasts. Coasts - Form, Process and Evolution. Cambridge, Cambridge University Press: 623.

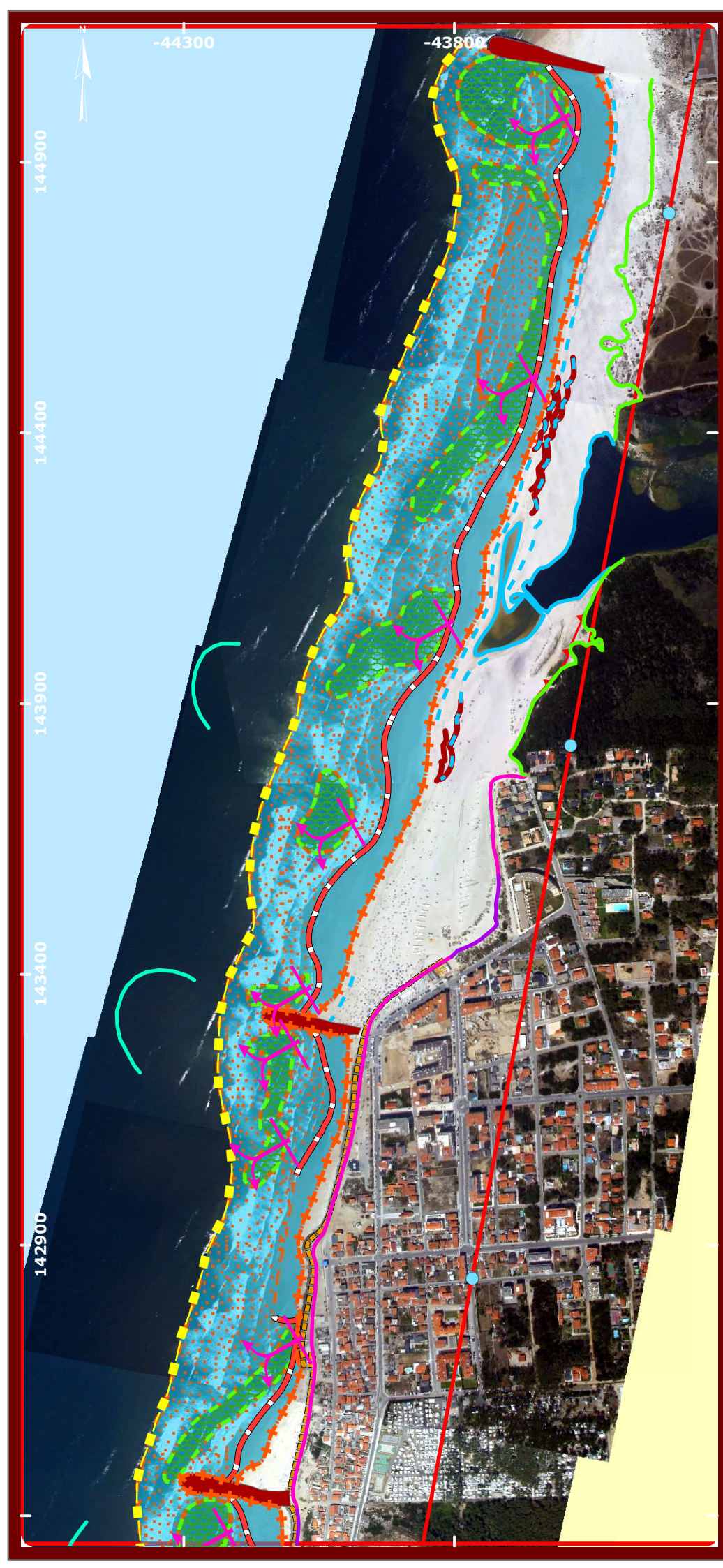
[229] Wright, L. D., P. Nielsen, et al. (1982). "Morphodynamics of a macrotidal beach." Marine Geology 50: 97-128.

[230] Wright, L. D. and A. D. Short (1984). "Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis." Marine Geology 56: 93 - 118.

[231] Yu, J. and C. C. Mei (2000). "Formation of sand bars under surface waves." Journal Fluid Mechanics 416: 315-348.

[232] Zózimo, A. C. G., A.; Fortes, C. J.; Charneca, N. (2005). Ferramenta SIG para Modelos de Propagação de Ondas. Desenvolvimentos Preliminares. 7º SILUSBA. Évora, APRH

Anexo A



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:-	
Ano	2002	Mês	Agosto	Dia	13
Origem	FotoEngenho				
Nº Desenho	SA-G7-F1				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.01<Hs<1.85
Período (s)	7.7<Tps<8.4
Rumo (ºN)	318<θ<331

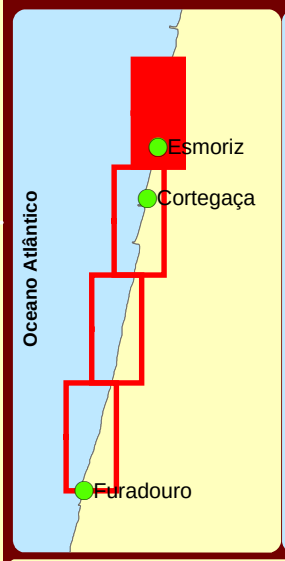
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	3.38 m	05.59 h
Baixa-Mar	0.77 m	11.58 h
Preia-Mar	3.53 m	18.57 h

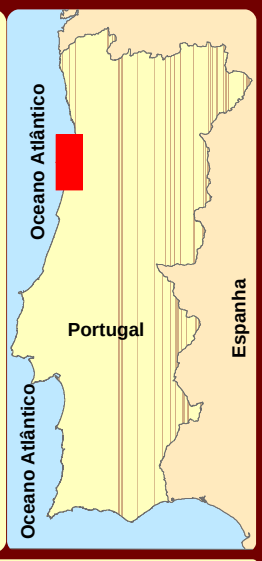
Escala

0 125 250 500 m

Legenda

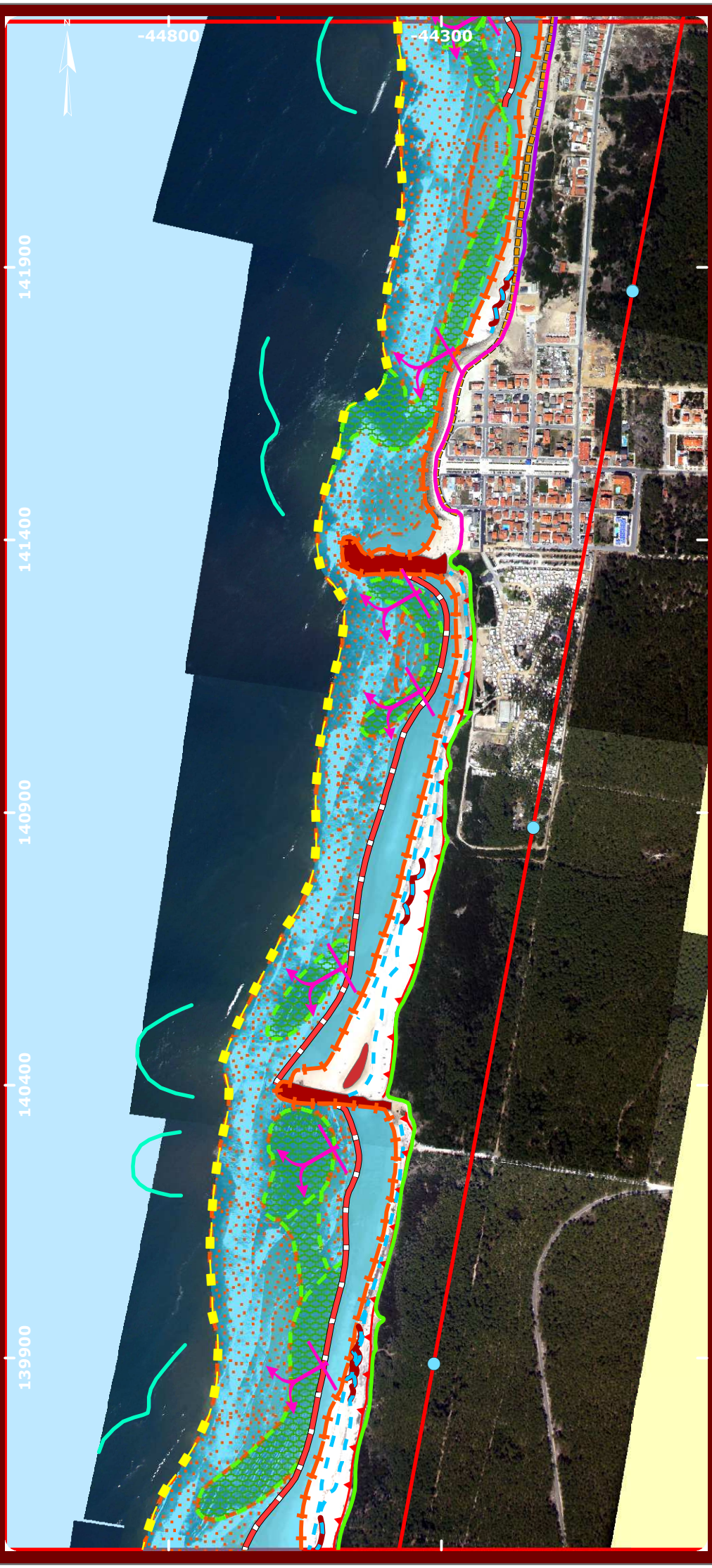
- Corrente de Retorno
- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Barrinha de Esmoriz
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Linha Incial de Rebentação
- Cabeça de Retorno
- Canal de Maré
- Obra de Defesa Transversal
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Zona de Rebentação/Espraiamento





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:-	
Ano	2002	Mês	Agosto	Dia	13
Origem	FotoEngenho				
Nº Desenho	SA-G7-F2				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.01<Hs<1.85
Período (s)	7.7<Tps<8.4
Rumo (ºN)	318<θ<331

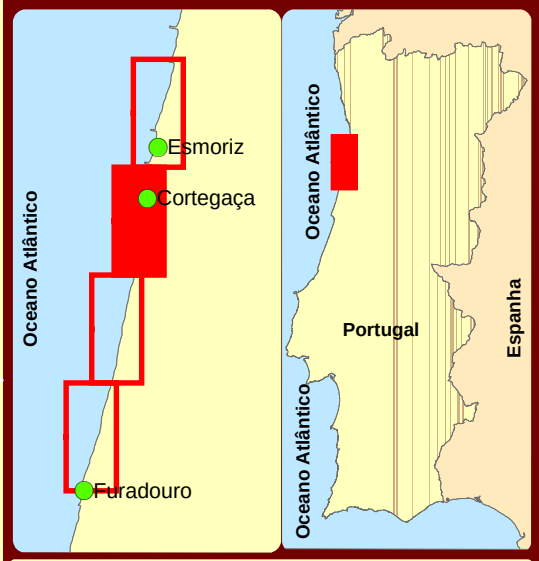
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	3.38 m	05.59 h
Baixa-Mar	0.77 m	11.58 h
Preia-Mar	3.53 m	18.57 h

Escala

0 125 250 500 m

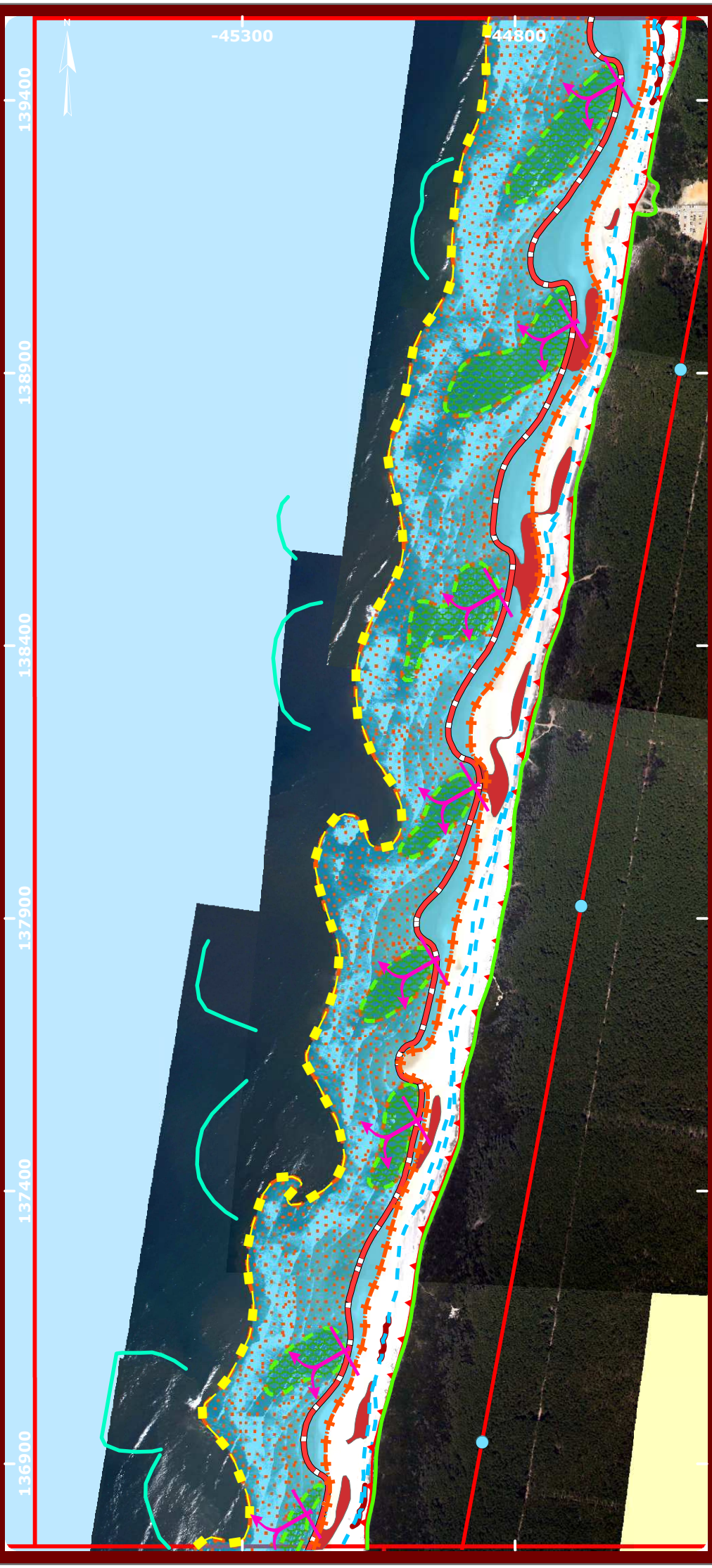
Legenda

- Corrente de Retorno
- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Barrinha de Esmoriz
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Linha Incial de Rebentação
- Cabeça de Retorno
- Canal de Maré
- Obra de Defesa Transversal
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Zona de Rebentação/Espraiamento



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:-
Ano	2002	Mês	Agosto	Dia	13
Origem	FotoEngenho				
Nº Desenho	SA-G7-F3				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.01<Hs<1.85
Período (s)	7.7<Tps<8.4
Rumo (ºN)	318<θ<331

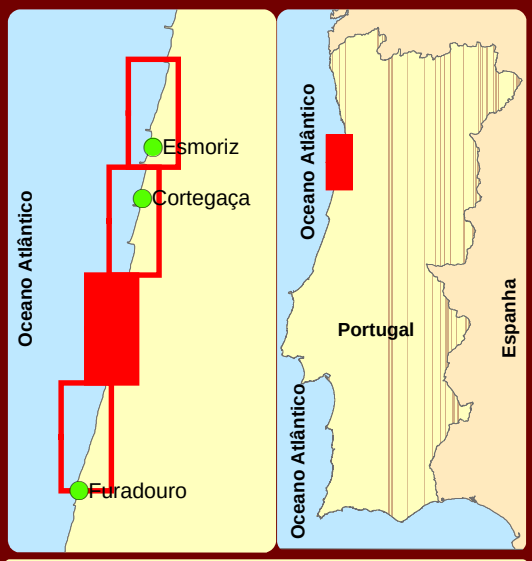
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	3.38 m	05.59 h
Baixa-Mar	0.77 m	11.58 h
Preia-Mar	3.53 m	18.57 h

Escala

0 125 250 500 m

Legenda

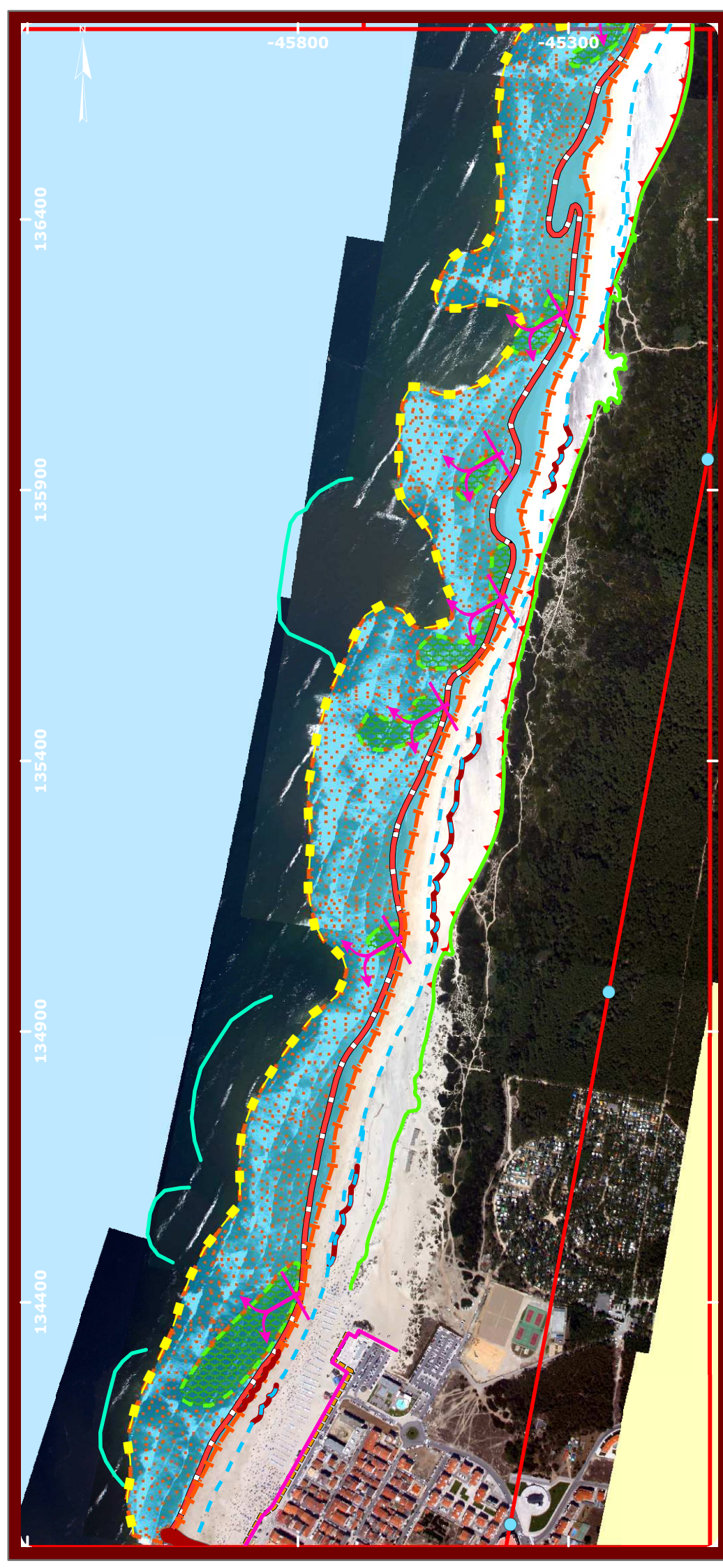
- Corrente de Retorno
- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Barrinha de Esmoriz
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Linha Incial de Rebentação
- Cabeça de Retorno
- Canal de Maré
- Obra de Defesa Transversal
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Zona de Rebentação/Espraiamento



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH

FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:-	
Ano	2002	Mês	Agosto	Dia	13
Origem	FotoEngenho				
Nº Desenho	SA-G7-F4				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.01<Hs<1.85
Período (s)	7.7<Tps<8.4
Rumo (ºN)	318<θ<331

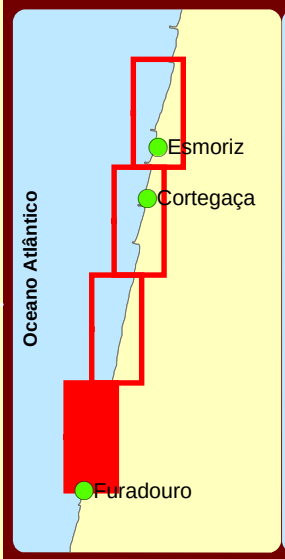
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	3.38 m	05.59 h
Baixa-Mar	0.77 m	11.58 h
Preia-Mar	3.53 m	18.57 h

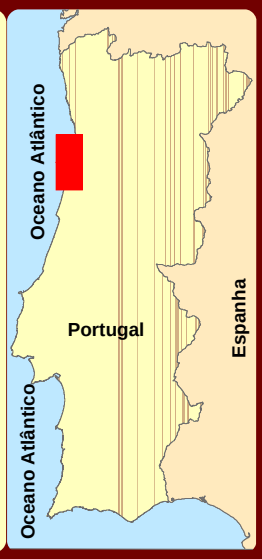
Escala

0 125 250 500 m

Legenda

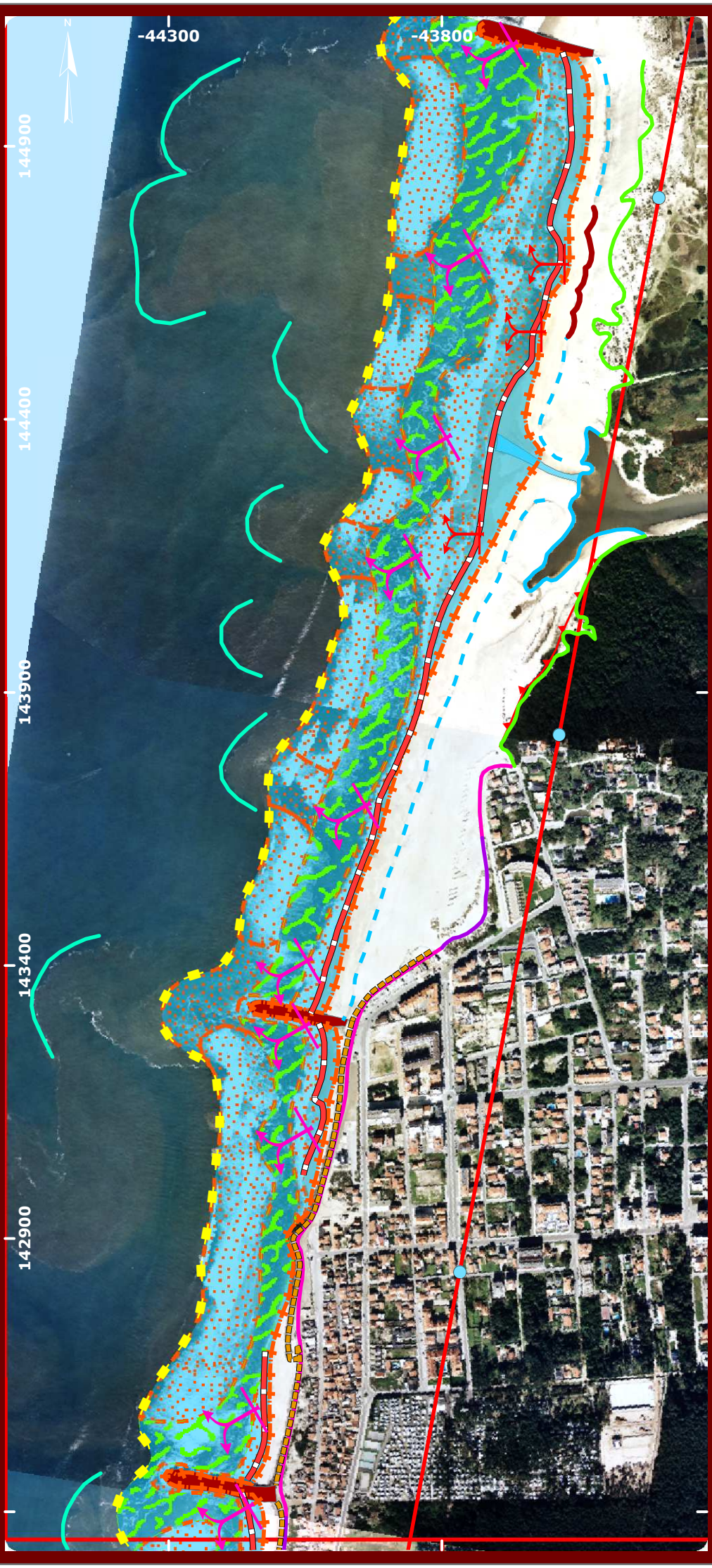
- Corrente de Retorno
- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Barrinha de Esmoriz
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Linha Incial de Rebentação
- Cabeça de Retorno
- Canal de Maré
- Obra de Defesa Transversal
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Zona de Rebentação/Espraiamento





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	2002	Mês	Outubro	Dia	28
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-G8-F1				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	<Hs<
Período (s)	<Tps<
Rumo (ºN)	<0< -

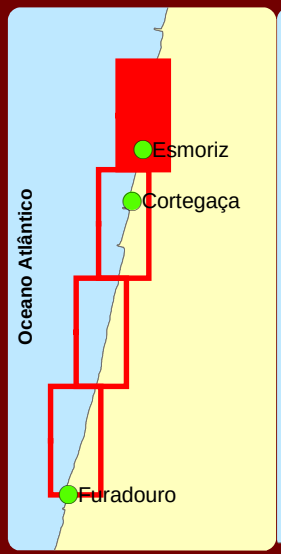
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.76 m	06.46 h
Baixa-Mar	1.31 m	13.10 h
Preia-Mar	2.50 m	19.33 h

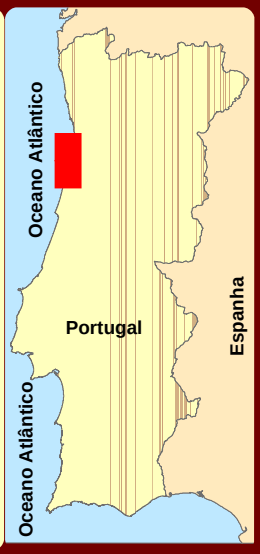
Escala

0 125 250 500 m

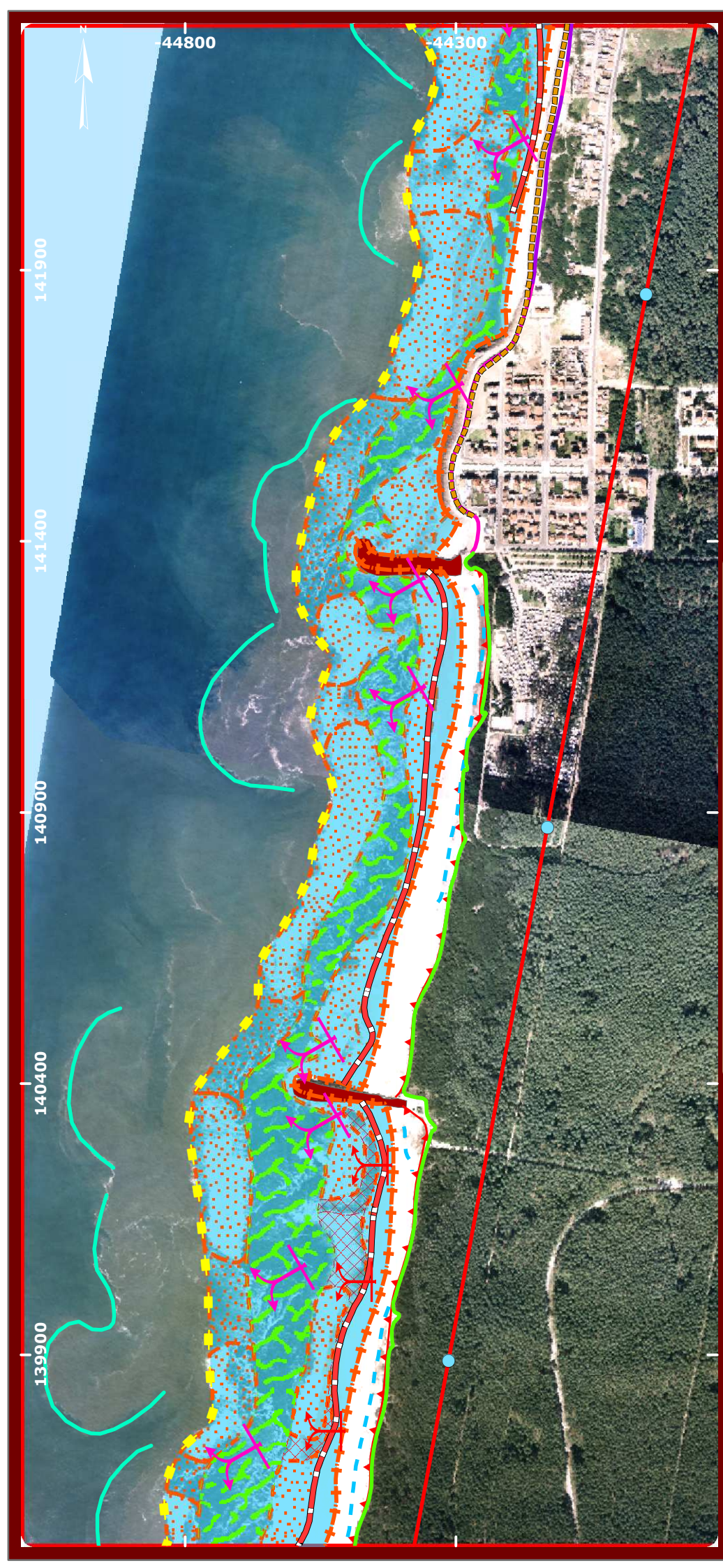
Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	2002	Mês	Outubro	Dia	28
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-G8-F2				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	<Hs<
Período (s)	<Tps<
Rumo (ºN)	<0< -

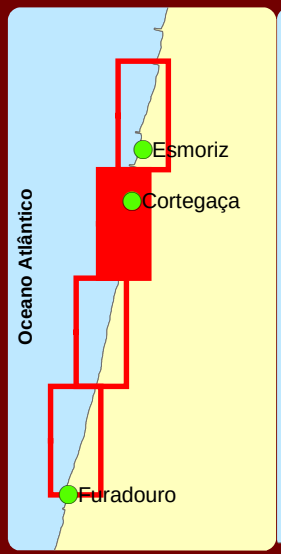
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.76 m	06.46
Baixa-Mar	1.31 m	13.10
Preia-Mar	2.50 m	19.33

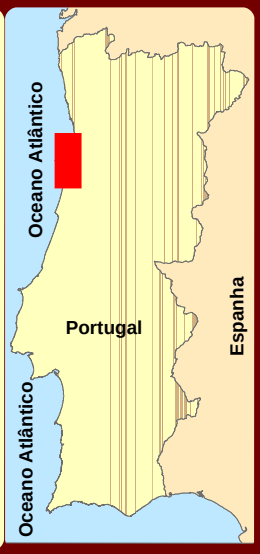
Escala

0 125 250 500 m

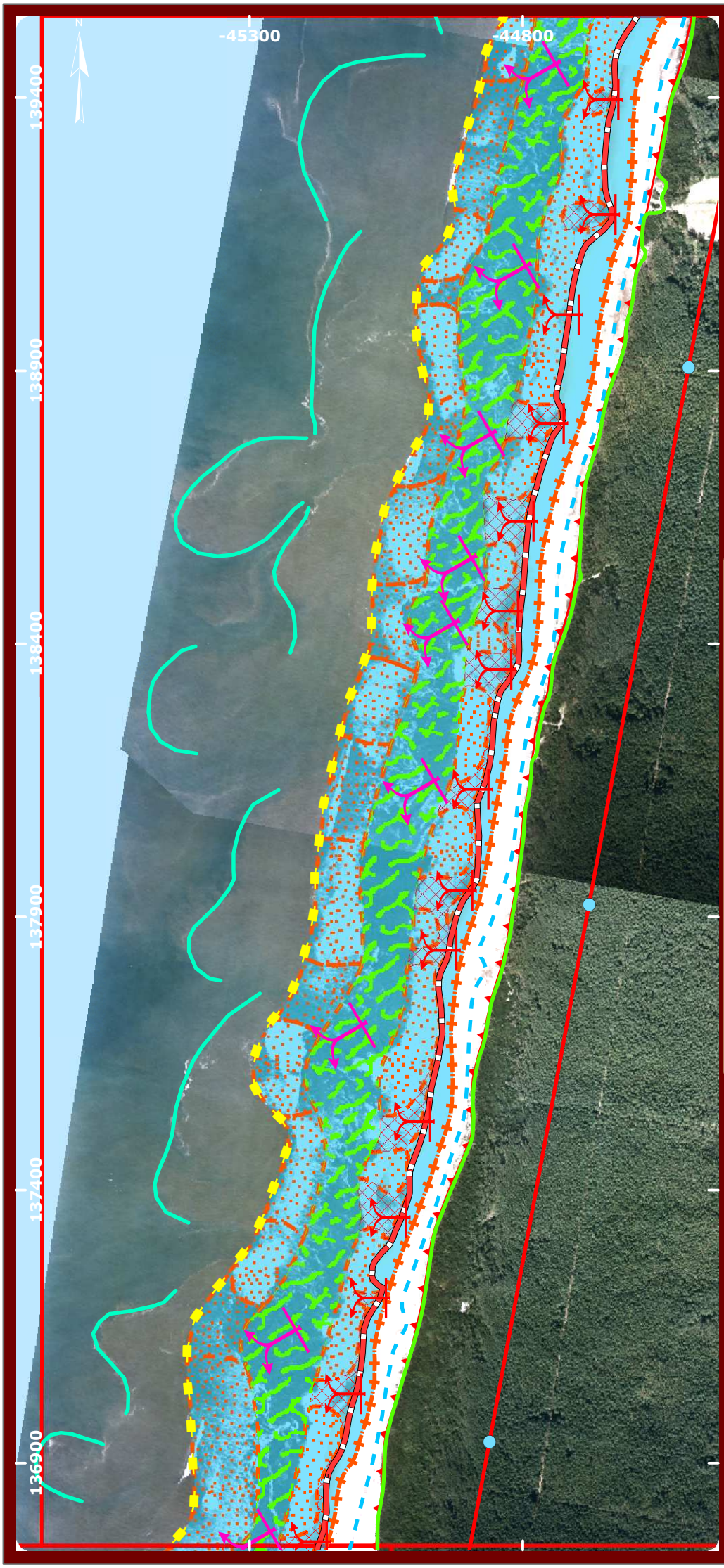
Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	2002	Mês	Outubro	Dia	28
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-G8-F3				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	<Hs<
Período (s)	<Tps<
Rumo (ºN)	<0< -

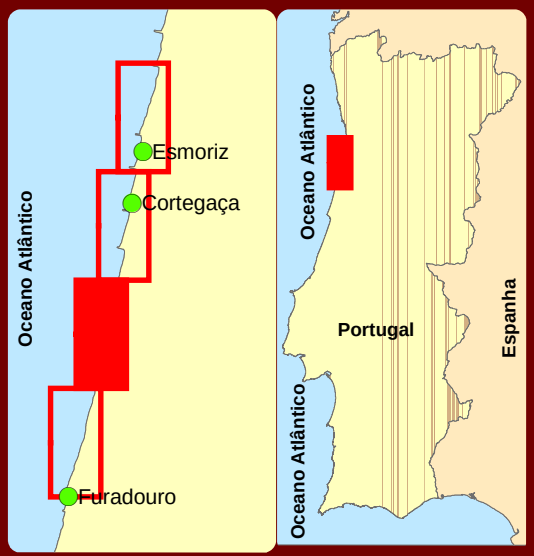
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.76 m	06.46
Baixa-Mar	1.31 m	13.10
Preia-Mar	2.50 m	19.33

Escala

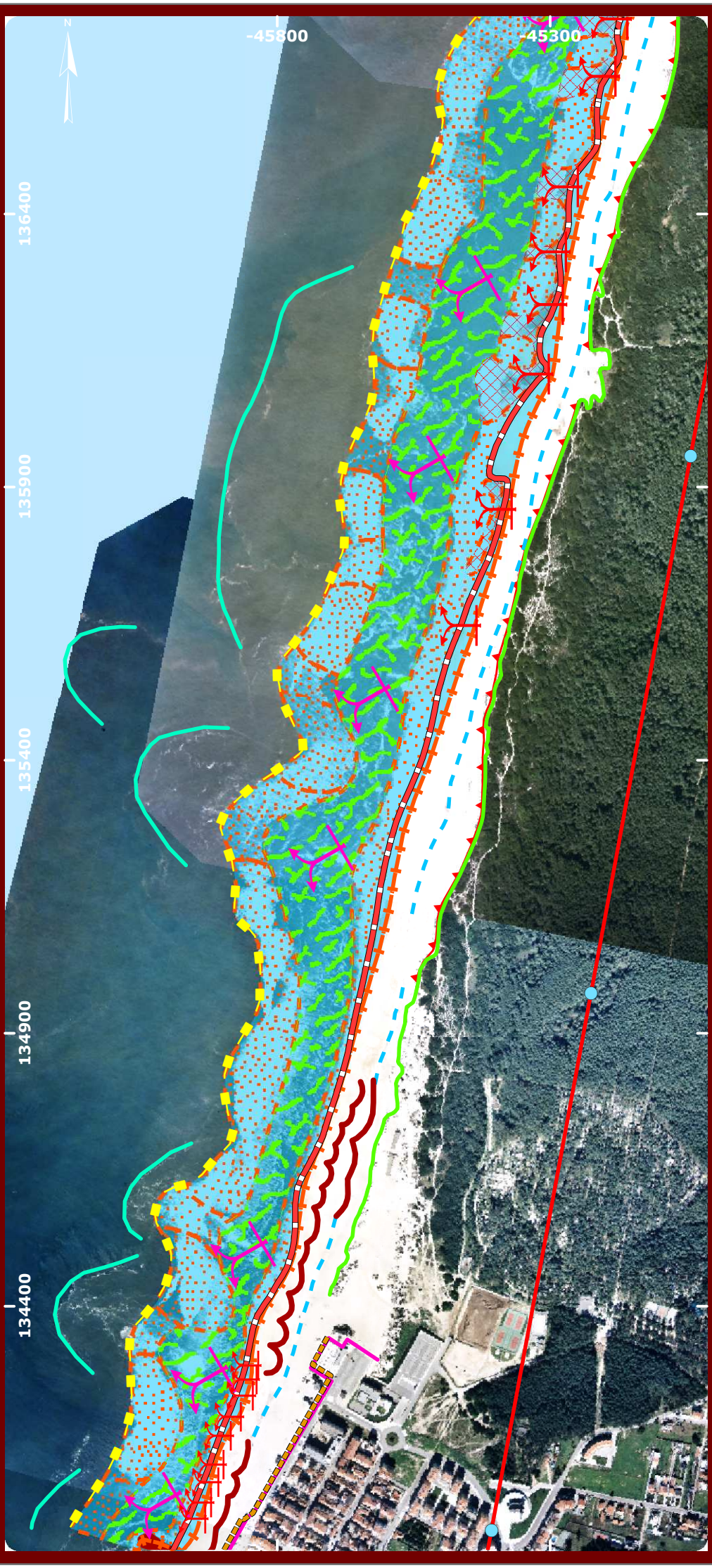
0 125 250 500 m

Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	2002	Mês	Outubro	Dia	28
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-G8-F4				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	<Hs<
Período (s)	<Tps<
Rumo (ºN)	<0< -

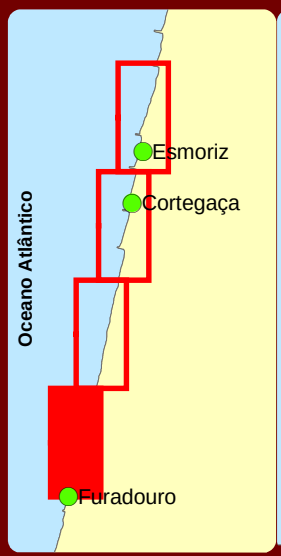
Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.76 m	06.46
Baixa-Mar	1.31 m	13.10
Preia-Mar	2.50 m	19.33

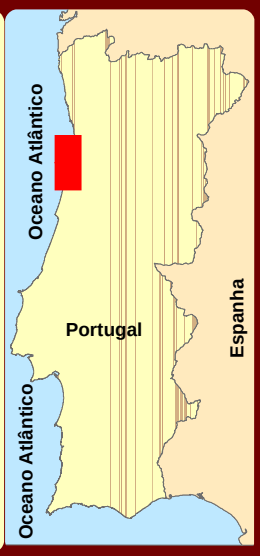
Escala

0 125 250 500 m

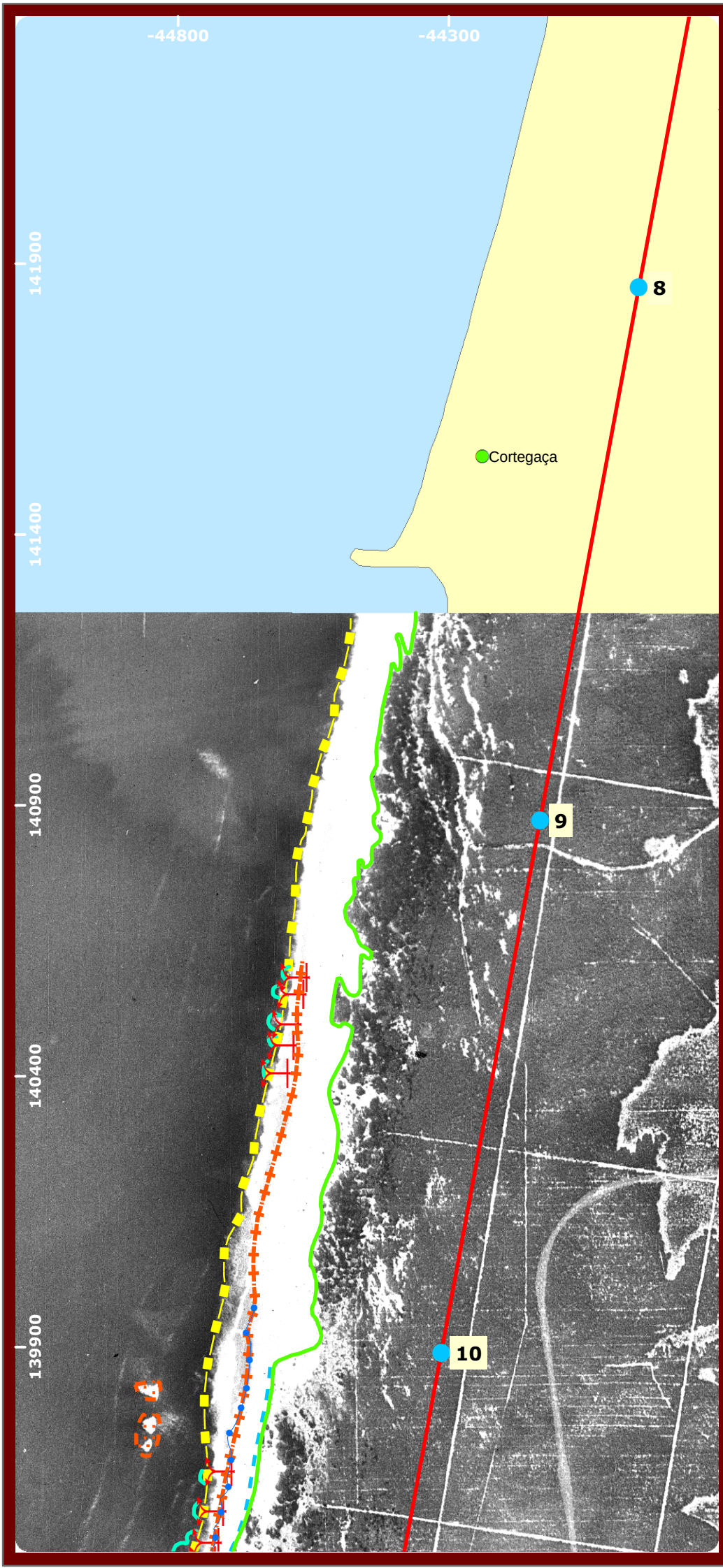
Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:26 000		
Ano	1958	Mês	Junho	Dia	13
Origem	-				
Nº Desenho	SA-G1-F2				

Características da Agitação	
Altura de Onda (m)	1.4<Hs<1.5
Período (s)	11.3<Ts<12.2
Rumo (ºN)	265<θ<278

Níveis de Maré (ZH)		
Baixa-Mar	1.16 m	05.57 h
Preia-Mar	2.88 m	12.20 h
Baixa-Mar	1.19 m	18.26 h

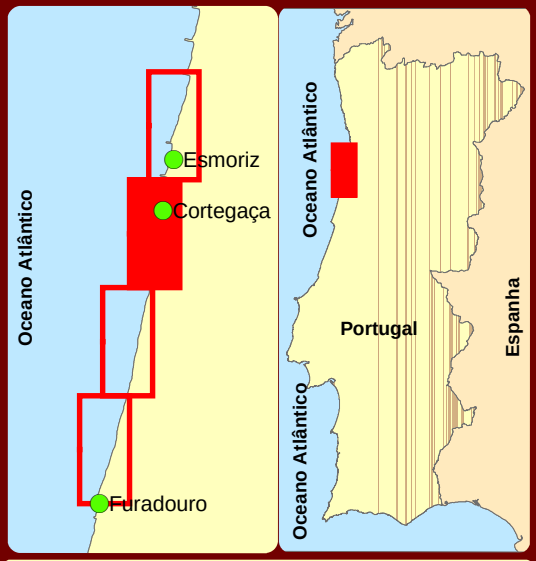
Escala

0 130 260 520 m

Legenda

- km
- Linha de Vegetação
- Berma de Erosão
- Berma
- Frente Urbana
- Espraiamento Máximo
- Correntes de Retorno Fracas
- Cabeça de Correntes de Retorno Fracas
- Linha Inicial de Rebentação
- Barra Submersa
- Linha de Referência

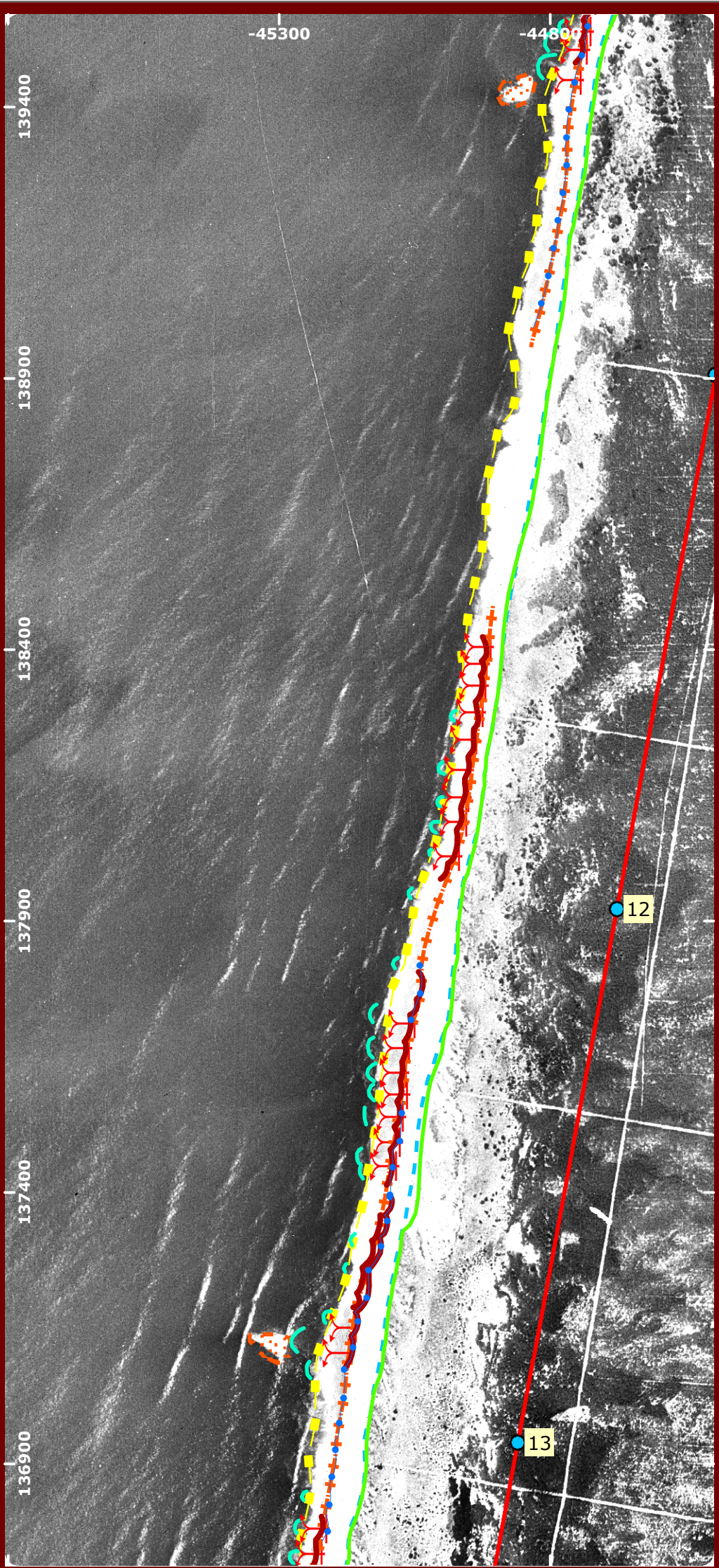
N



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH

FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:26 000		
Ano	1958	Mês	Junho	Dia	13
Origem	-				
Nº Desenho	SA-G1-F3				

Características da Agitação	
Altura de Onda (m)	1.4<Hs<1.5
Período (s)	11.3<Ts<12.2
Rumo (ºN)	265<θ<278

Níveis de Maré (ZH)		
Baixa-Mar	1.16 m	05.57 h
Preia-Mar	2.88 m	12.20 h
Baixa-Mar	1.19 m	18.26 h

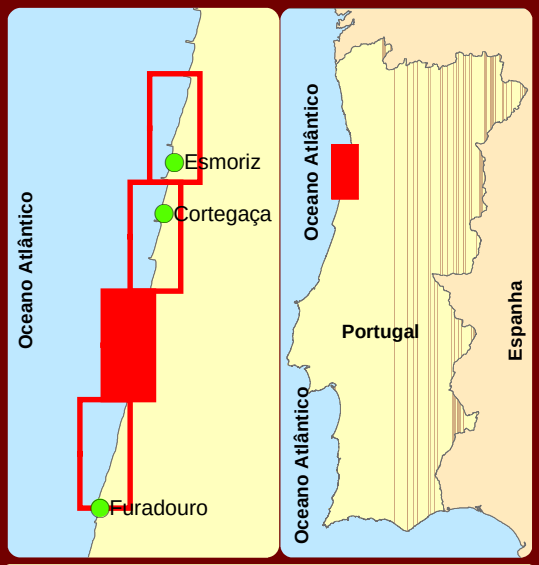
Escala

0 125 250 500 m

N

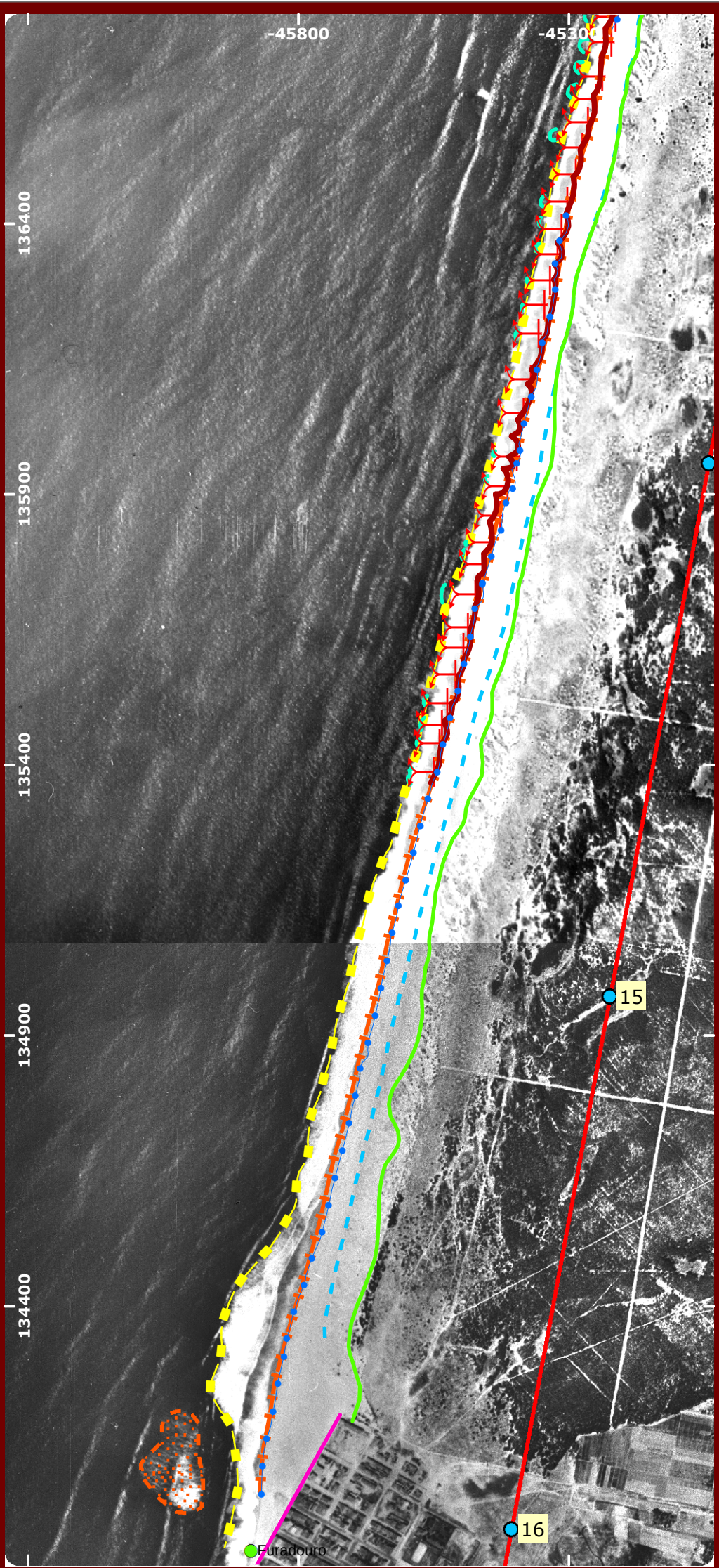
Legenda

- Linha de Vegetação
- Berma de Erosão
- Berma
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana
- Espraiamento Máximo
- Correntes de Retorno Fracas
- Cabeça de Correntes de Retorno Fracas
- Linha Inicial de Rebentação
- Barra Submersa
- km
- Linha de Referência



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:26 000		
Ano	1958	Mês	Junho	Dia	13
Origem	-				
Nº Desenho	SA-G1-F4				

Características da Agitação	
Altura de Onda (m)	1.4<Hs<1.5
Período (s)	11.3<Ts<12.2
Rumo (ºN)	265<θ<278

Níveis de Maré (ZH)		
Baixa-Mar	1.16 m	05.57 h
Preia-Mar	2.88 m	12.20 h
Baixa-Mar	1.19 m	18.26 h

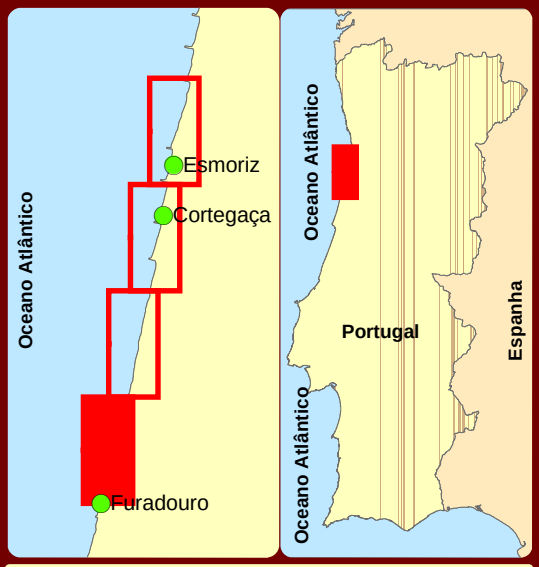
Escala

0 125 250 500 m

Legenda

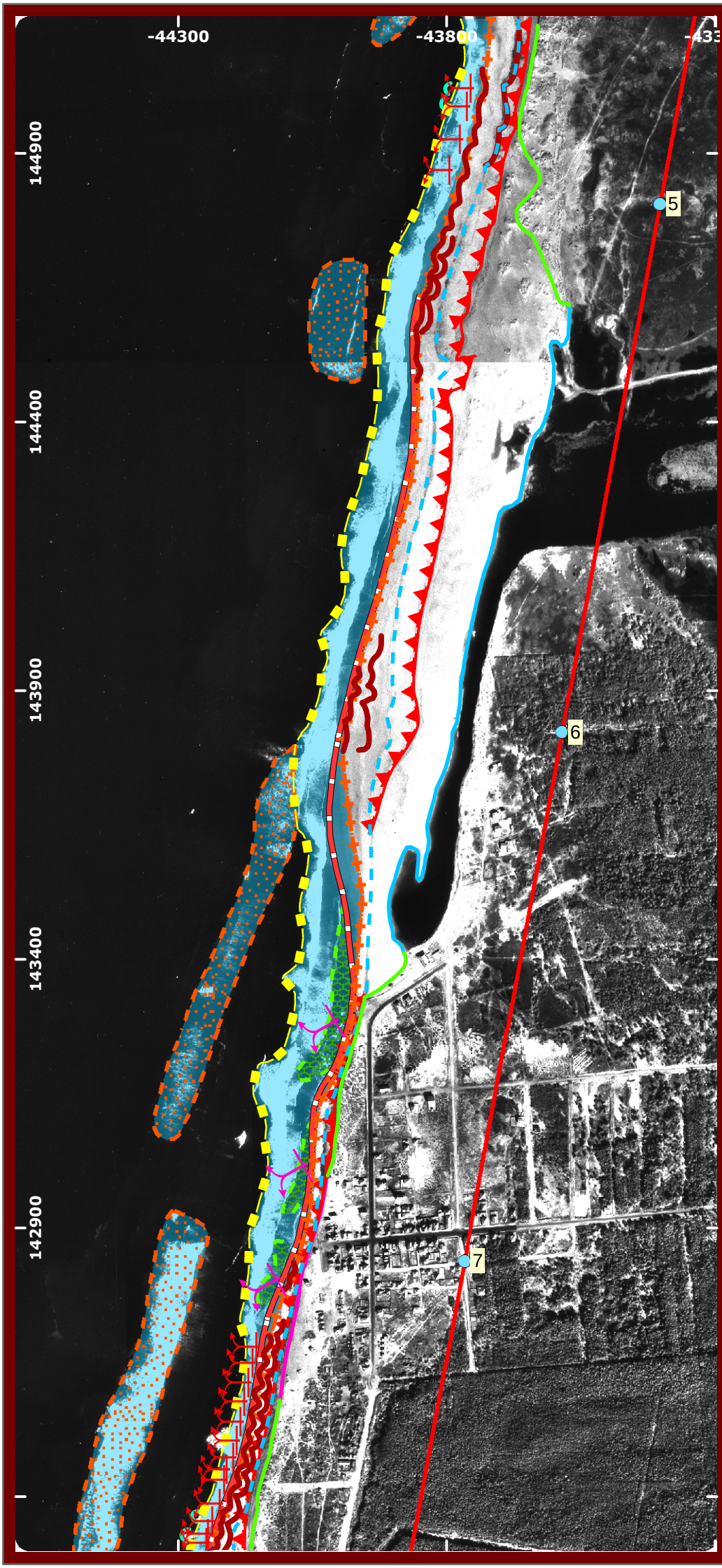
- Linha de Vegetação
- Berma de Erosão
- Berma
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana
- Espraiamento Máximo
- Correntes de Retorno Fracas
- Cabeça de Correntes de Retorno Fracas
- Linha Inicial de Rebentação
- Barra Submersa
- km
- Linha de Referência

N



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:15 000		
Ano	1967	Mês	Outubro	Dia	11
Origem	IGP				
Nº Desenho	SA-G2-F1				

Características da Agitação (mensal - VC)	
Altura de Onda (m)	Hs=3.61
Período (s)	Ts=13.9
Rumo (ºN)	θ=250

Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.73 m	09.02 h
Baixa-Mar	1.29 m	15.46 h
Preia-Mar	2.52 m	22.07 h

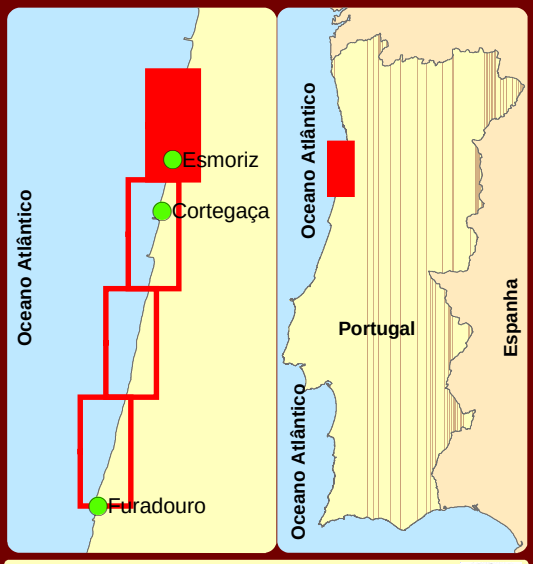
Escala

0 125 250 500 m

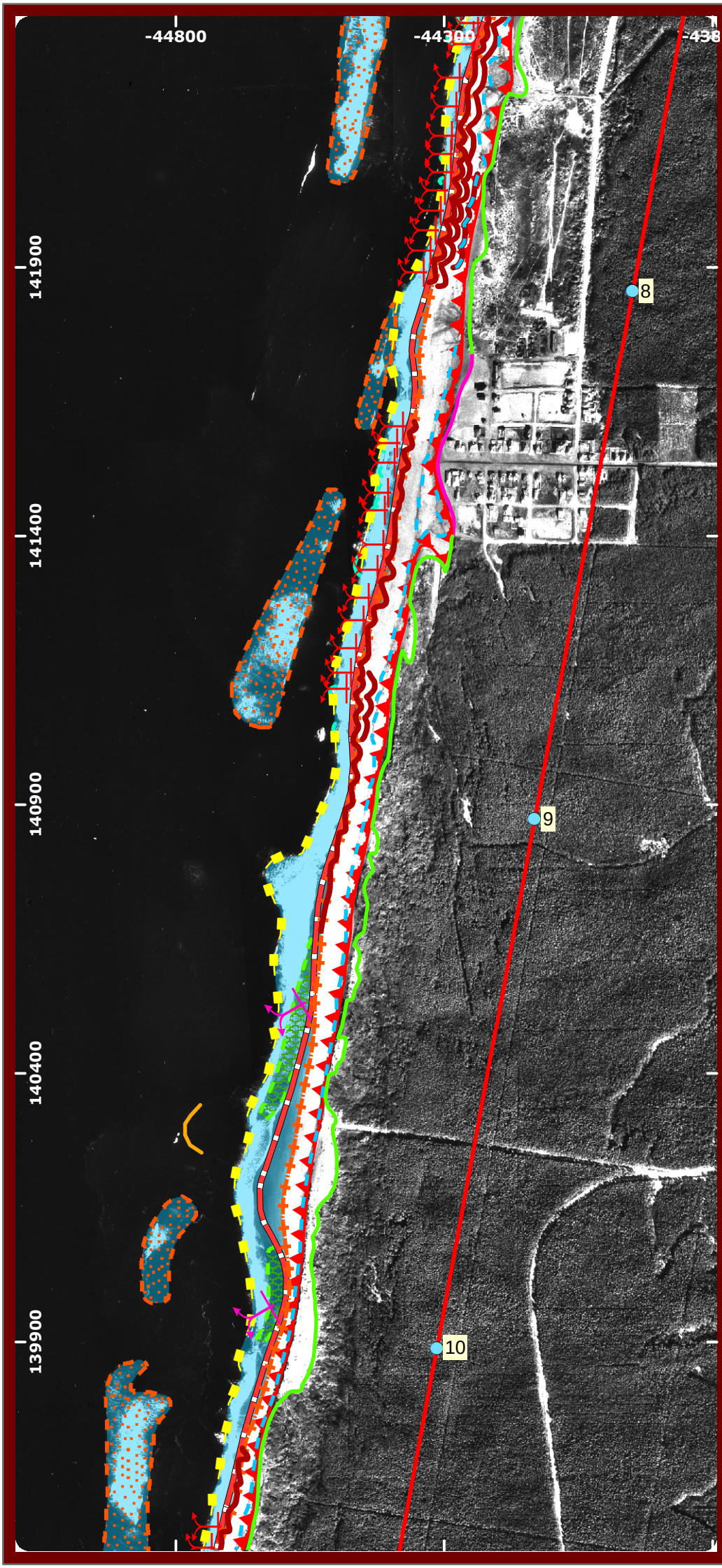
N

Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Arriba de Erosão Dunar
- Crescentes de Praia
- Berma de Erosão
- Espraiamento Máximo
- Linha de Costa Crescentica
- Mini Retornos de Fraca Intensidade
- Mini Retorno
- Canal de Mini Retorno
- Linha de Rebentação (perfil de praia)
- Cabeça de Mini Retorno
- Cabeça de Mini Retorno de Fraca Intensidade
- Barra Submersa



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:15 000		
Ano	1967	Mês	Outubro	Dia	11
Origem	IGP				
Nº Desenho	SA-G2-F2				

Características da Agitação (mensal - VC)	
Altura de Onda (m)	Hs=3.61
Período (s)	Ts=13.9
Rumo (ºN)	θ=250

Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.73 m	09.02 h
Baixa-Mar	1.29 m	15.46 h
Preia-Mar	2.52 m	22.07 h

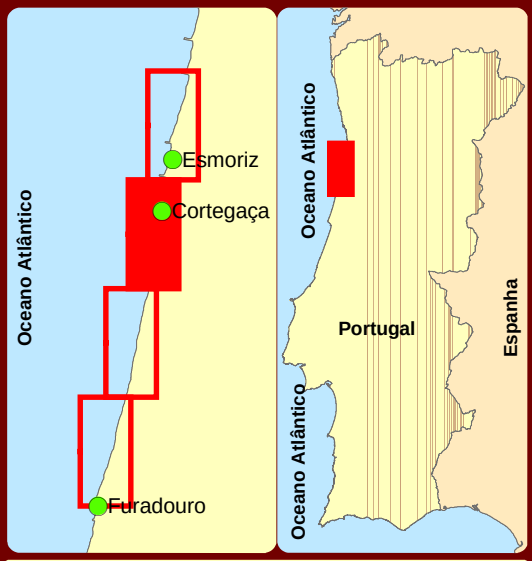
Escala

0 125 250 500 m

N

Legenda

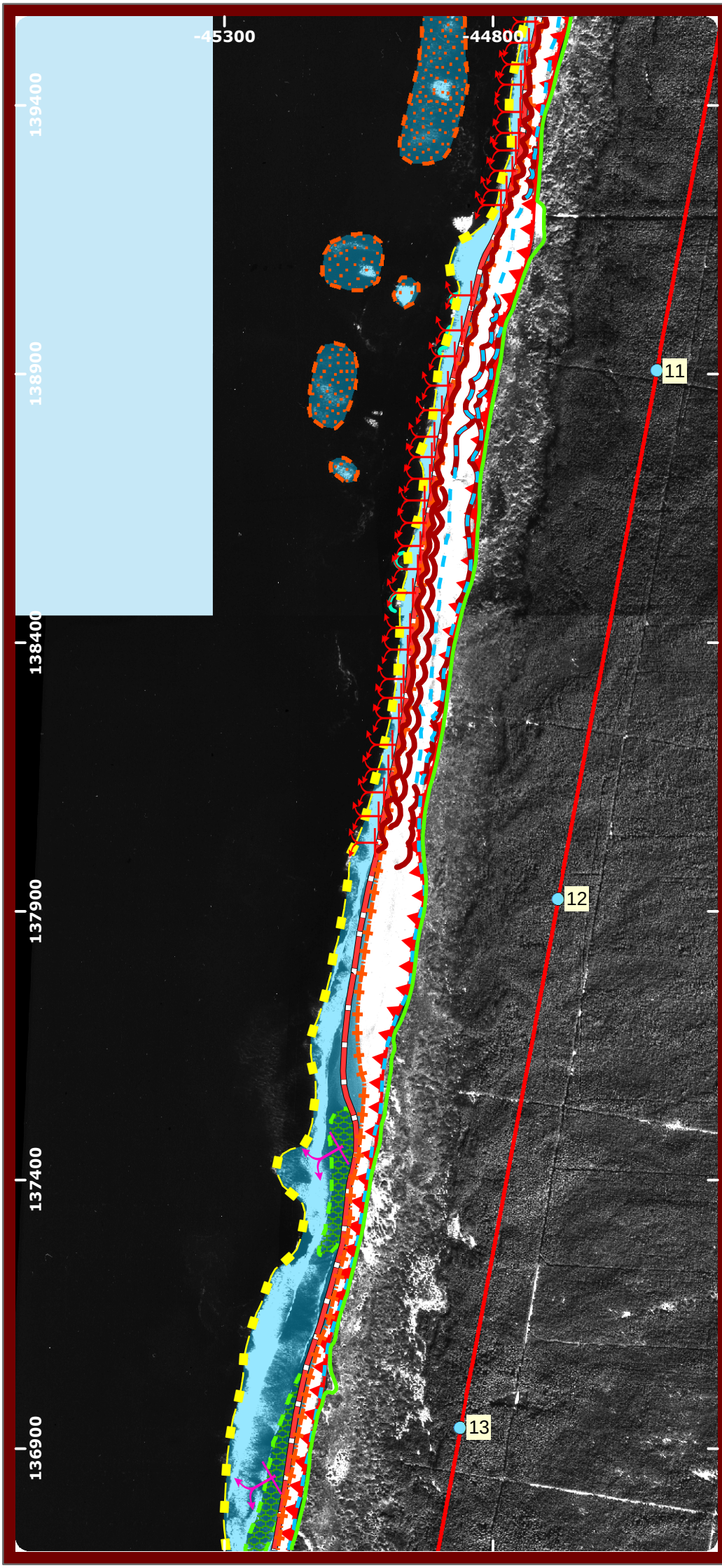
- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Arriba de Erosão Dunar
- Crescentes de Praia
- Berma de Erosão
- Espraiamento Máximo
- Linha de Costa Crescentica
- Mini Retornos de Fraca Intensidade
- Mini Retorno
- Canal de Mini Retorno
- Linha de Rebentação (perfil de praia)
- Cabeça de Mini Retorno
- Cabeça de Mini Retorno de Fraca Intensidade
- Barra Submersa



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH

FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:15 000		
Ano	1967	Mês	Outubro	Dia	11
Origem	IGP				
Nº Desenho	SA-G2-F3				

Características da Agitação (mensal - VC)	
Altura de Onda (m)	Hs=3.61
Período (s)	Ts=13.9
Rumo (ºN)	θ=250

Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.73 m	09.02 h
Baixa-Mar	1.29 m	15.46 h
Preia-Mar	2.52 m	22.07 h

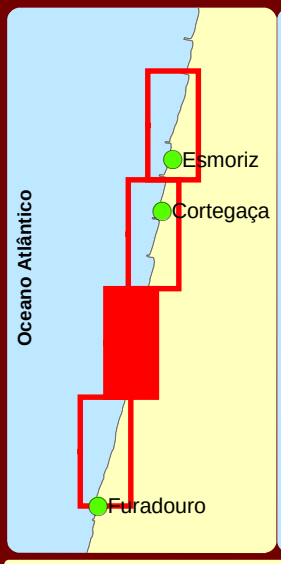
Escala

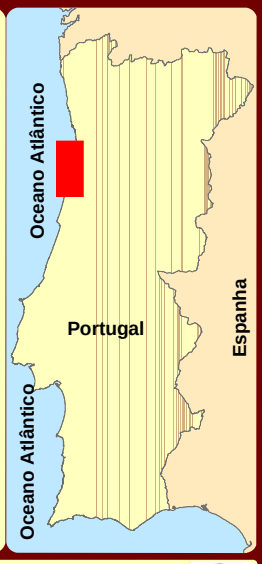
0 125 250 500 m

N

Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Arriba de Erosão Dunar
- Crescentes de Praia
- Berma de Erosão
- Espraiamento Máximo
- Linha de Costa Crescentica
- Mini Retornos de Fraca Intensidade
- Mini Retorno
- Canal de Mini Retorno
- Linha de Rebentação (perfil de praia)
- Cabeça de Mini Retorno
- Cabeça de Mini Retorno de Fraca Intensidade
- Barra Submersa

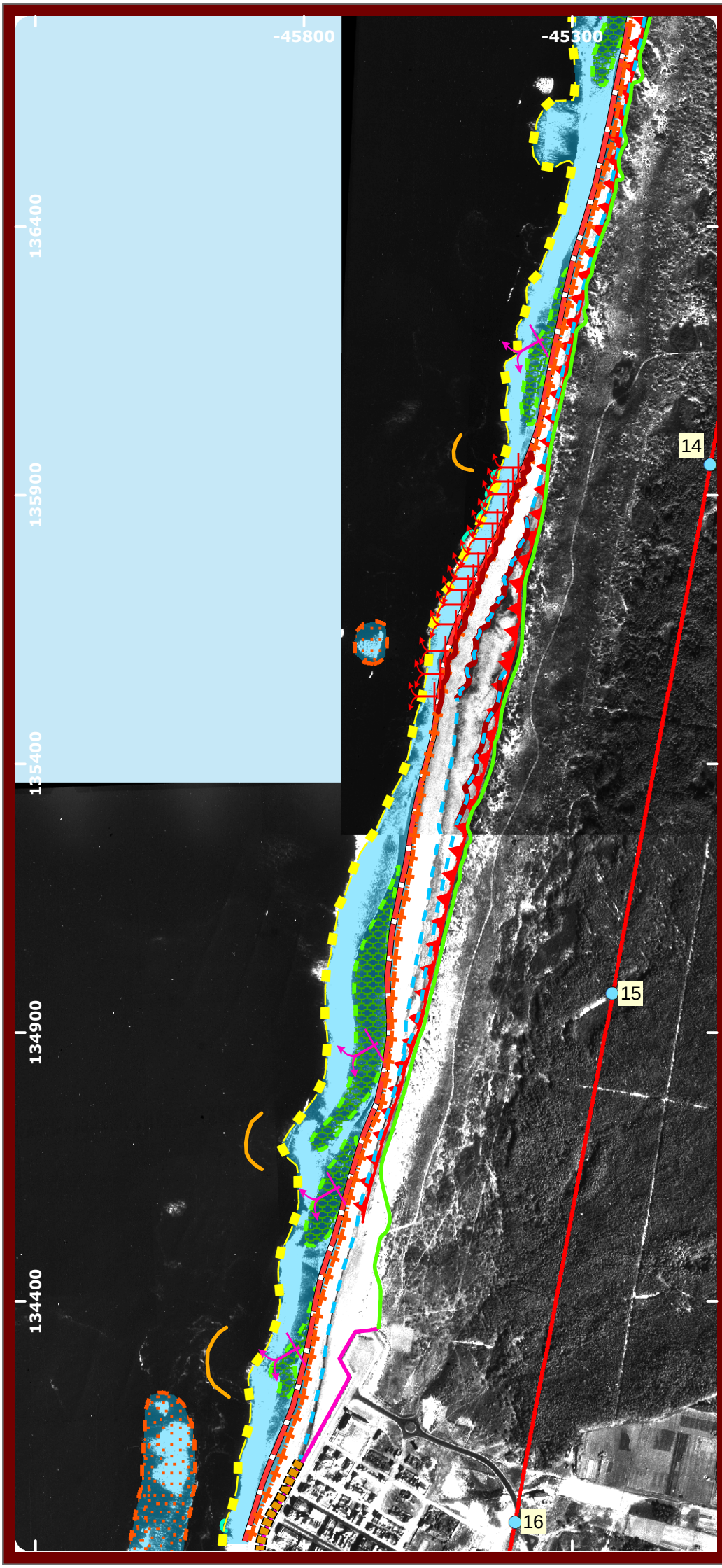




Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH

FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia Aérea	Escala	1:15 000		
Ano	1967	Mês	Outubro	Dia	11
Origem	IGP				
Nº Desenho	SA-G2-F4				

Características da Agitação (mensal - VC)	
Altura de Onda (m)	Hs=3.61
Período (s)	Ts=13.9
Rumo (ºN)	θ=250

Níveis de Maré (ZH)		
Preia-Mar	2.73 m	09.02 h
Baixa-Mar	1.29 m	15.46 h
Preia-Mar	2.52 m	22.07 h

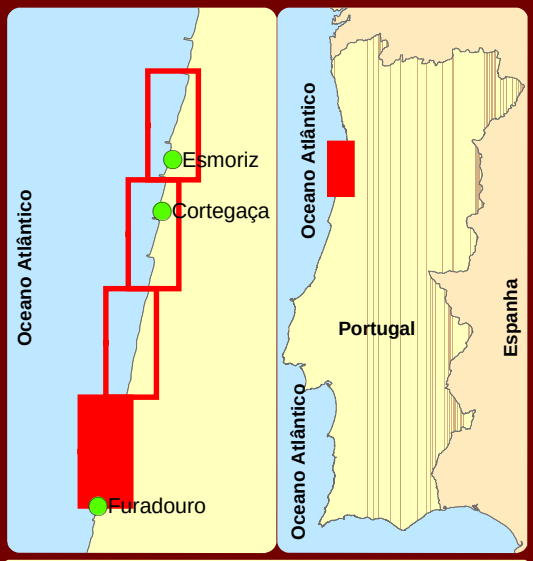
Escala

0 125 250 500 m

N

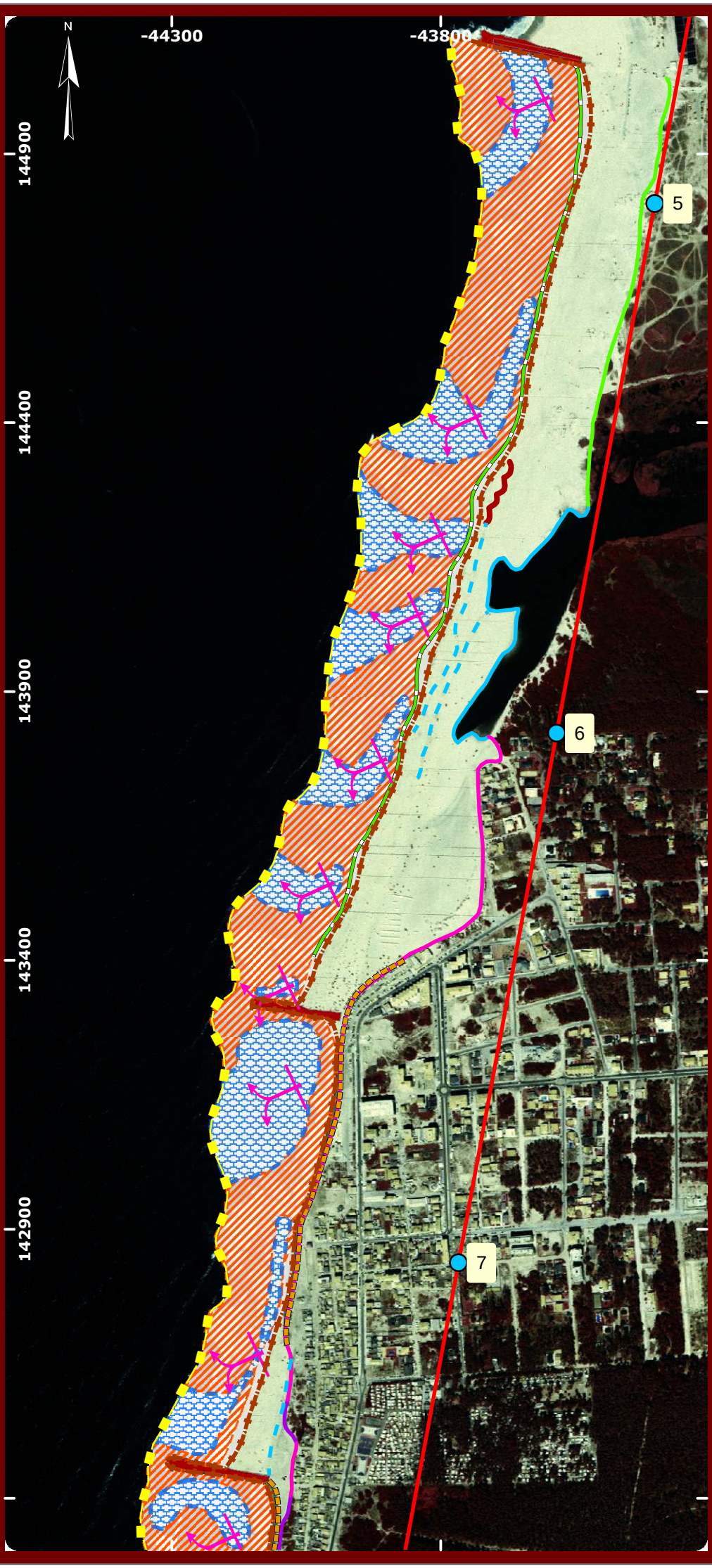
Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Arriba de Erosão Dunar
- Crescentes de Praia
- Berma de Erosão
- Espraiamento Máximo
- Linha de Costa Crescentica
- Mini Retornos de Fraca Intensidade
- Mini Retorno
- Canal de Mini Retorno
- Linha de Rebentação (perfil de praia)
- Cabeça de Mini Retorno
- Cabeça de Mini Retorno de Fraca Intensidade
- Barra Submersa



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Ortofotomapa			Escala	1:40 000
Ano	1995	Mês	Agosto	Dia	27
Origem	-				
Nº Desenho	SA-G3-F1				

Características da Agitação (Fig. Foz)	
Altura de Onda (m)	1.31<Hs<1.85
Período (s)	8<Tps<12.5
Rumo (ºN)	294<θ<332

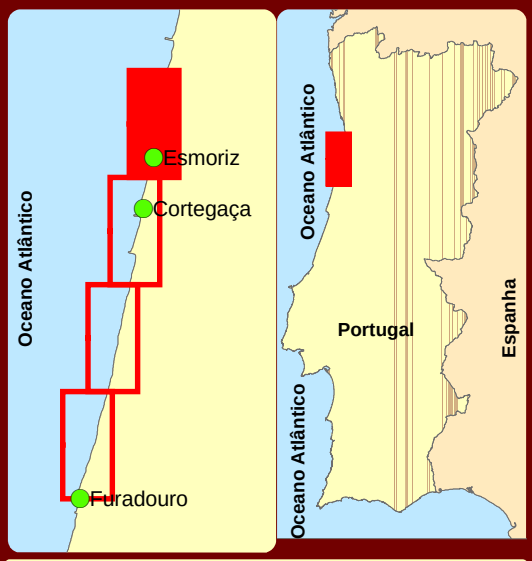
Níveis de Maré (ZH)		
Baixa-Mar	0.62 m	09.14 h
Preia-Mar	3.54 m	15.31 h
Baixa-Mar	0.56 m	21.40 h

Escala

0 125 250 500 m

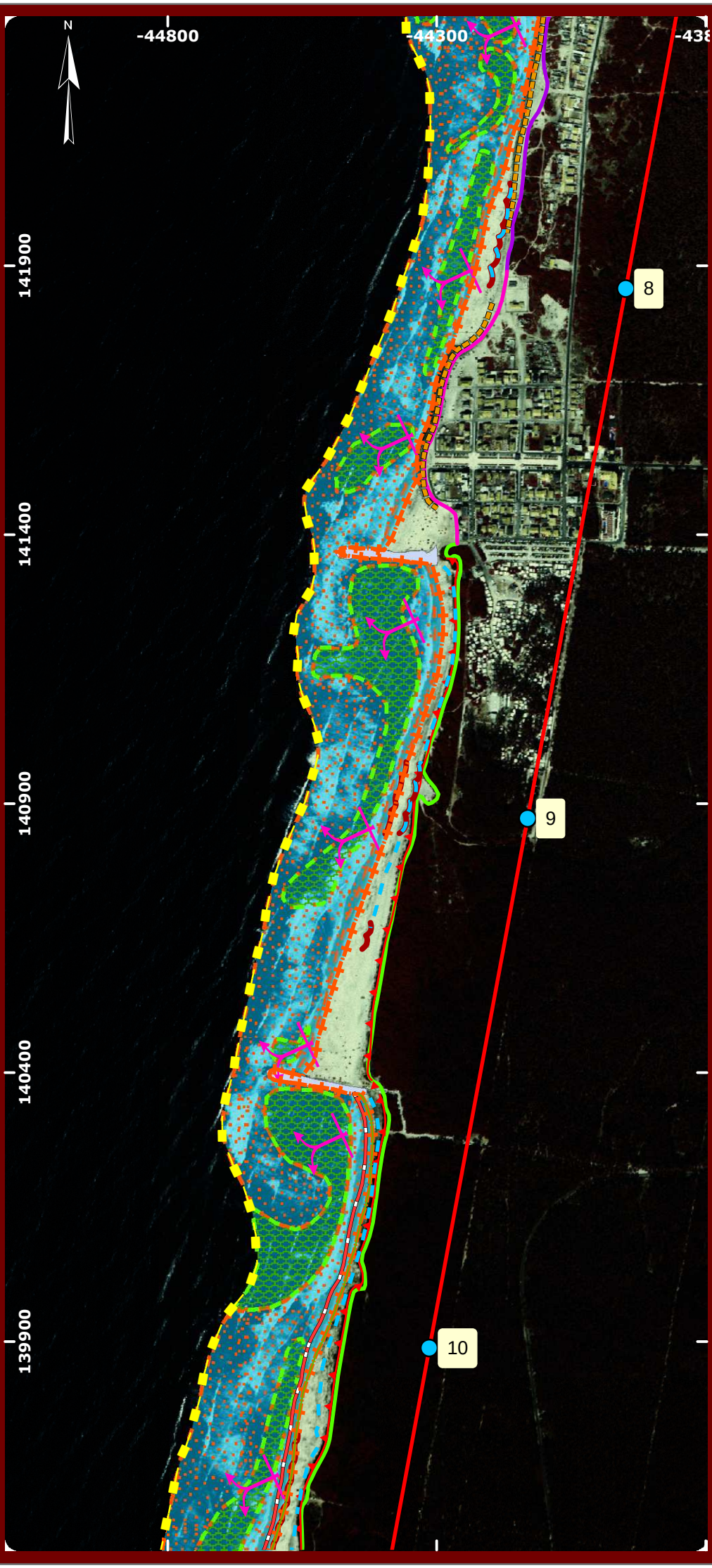
Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversais
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- MiniRetornos de Fraca Intensidade
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Ortofotomapa			Escala	1:40 000
Ano	1995	Mês	Agosto	Dia	27
Origem	-				
Nº Desenho	SA-GIm3-F2				

Características da Agitação (Fig. Foz)	
Altura de Onda (m)	1.31<Hs<1.85
Período (s)	8<Tps<12.5
Rumo (ºN)	294<θ<332

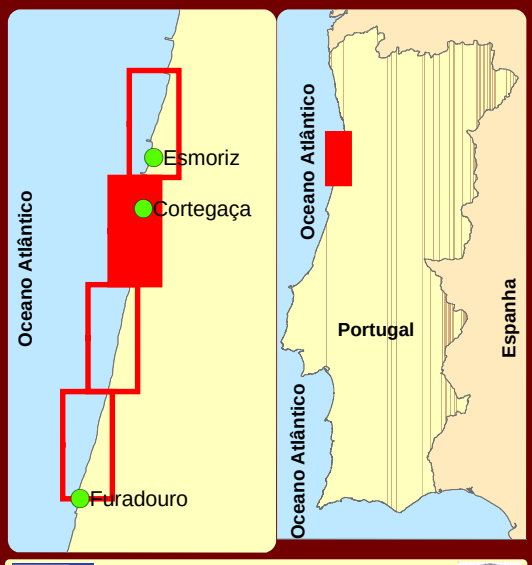
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.62 m	Hora	09.14
Preia-Mar	3.54 m	Hora	15.31
Baixa-Mar	0.56 m	Hora	21.40

Escala

0 125 250 500 m

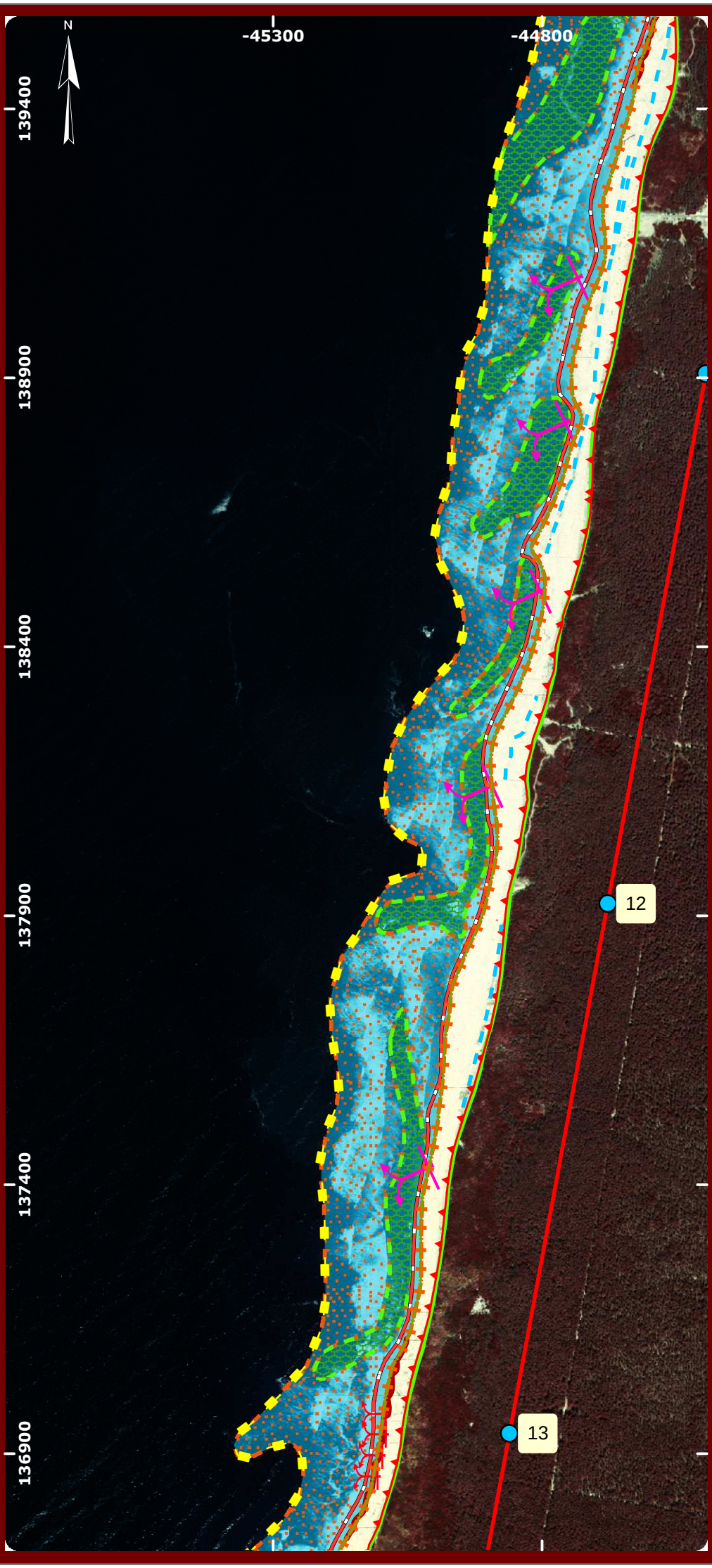
Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversais
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- MegaCrescentes de Espraiamento
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- MiniRetornos de Fraca Intensidade
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Ortofotomapa			Escala	1:40 000
Ano	1995	Mês	Agosto	Dia	27
Origem	-				
Nº Desenho	SA-GIm3-F3				

Características da Agitação (Fig. Foz)	
Altura de Onda (m)	1.31<Hs<1.85
Período (s)	8<Tps<12.5
Rumo (ºN)	294<θ<332

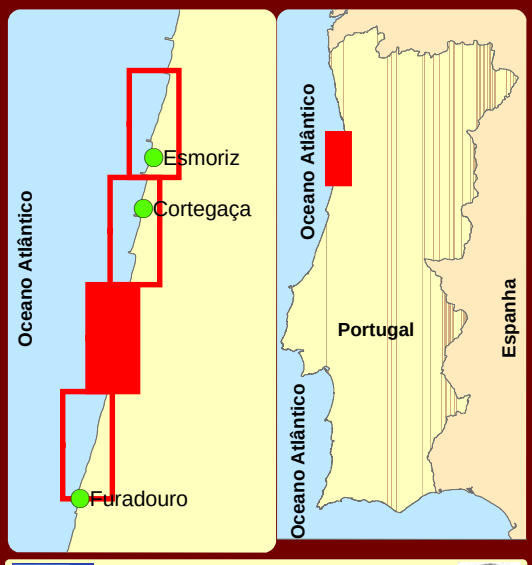
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.62 m	Hora	09.14
Preia-Mar	3.54 m	Hora	15.31
Baixa-Mar	0.56 m	Hora	21.40

Escala

0 125 250 500 m

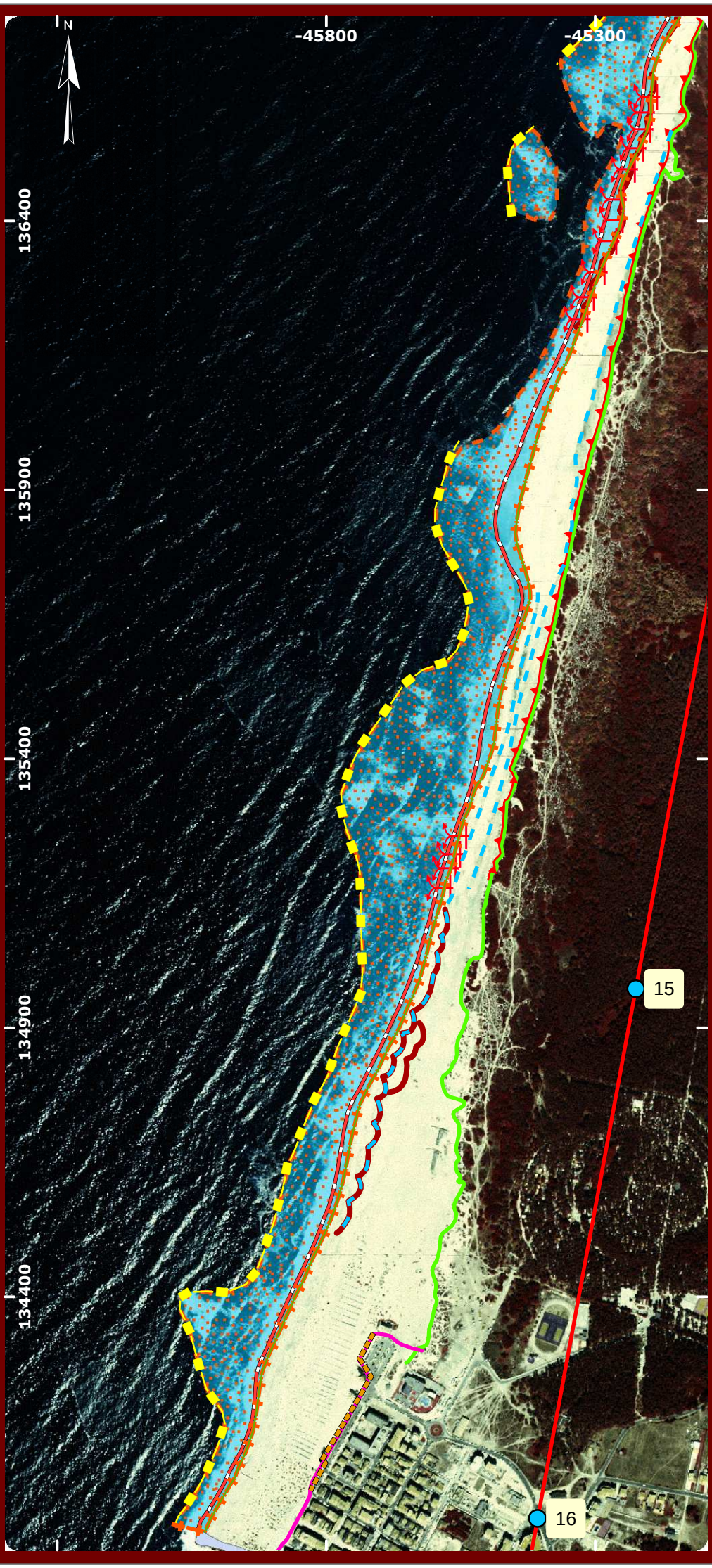
Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversais
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- MegaCrescentes de Espraiamento
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- MiniRetornos de Fraca Intensidade
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Ortofotomapa			Escala	1:40 000
Ano	1995	Mês	Agosto	Dia	27
Origem	-				
Nº Desenho	SA-GIm3-F4				

Características da Agitação (Fig. Foz)	
Altura de Onda (m)	1.31<Hs<1.85
Período (s)	8<Tps<12.5
Rumo (ºN)	294<θ<332

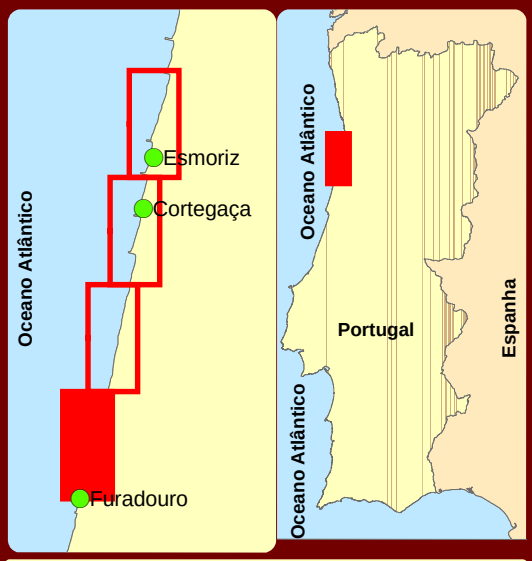
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.62 m	Hora	09.14
Preia-Mar	3.54 m	Hora	15.31
Baixa-Mar	0.56 m	Hora	21.40

Escala

0 125 250 500 m

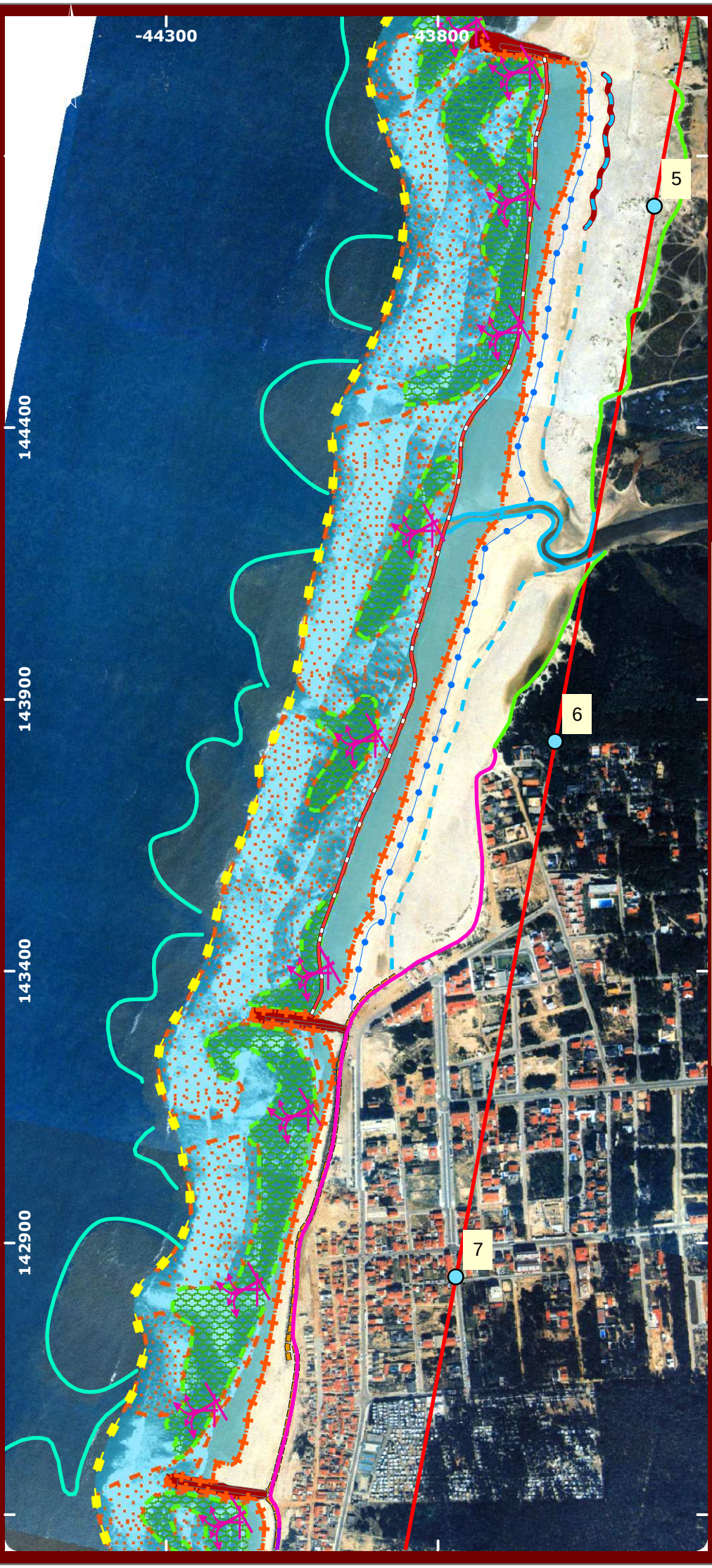
Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversais
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- MegaCrescentes de Espraiamento
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- MiniRetornos de Fraca Intensidade
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	1996	Mês	Setembro	Dia	29
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm4-F1				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.92<Hs<2.67
Período (s)	10<Tps<12
Rumo (ºN)	300<θ<320

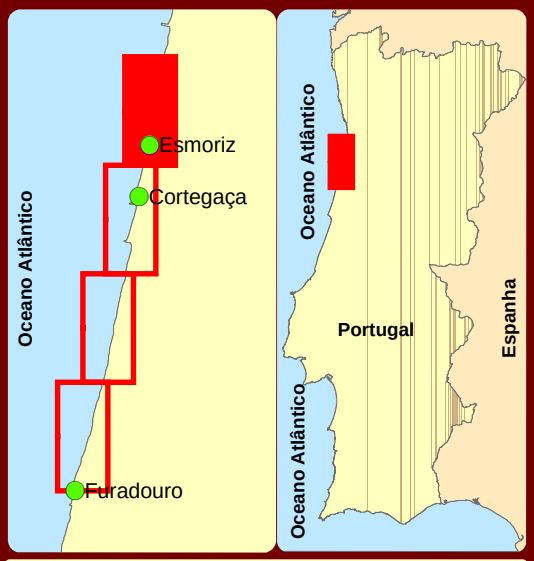
Níveis de Maré (ZH)			
Preia-Mar	3.63 m	Hora	03.51
Baixa-Mar	0.40 m	Hora	09.56
Preia-Mar	0.68 m	Hora	16.10

Escala

0 125 250 500 m

Legenda

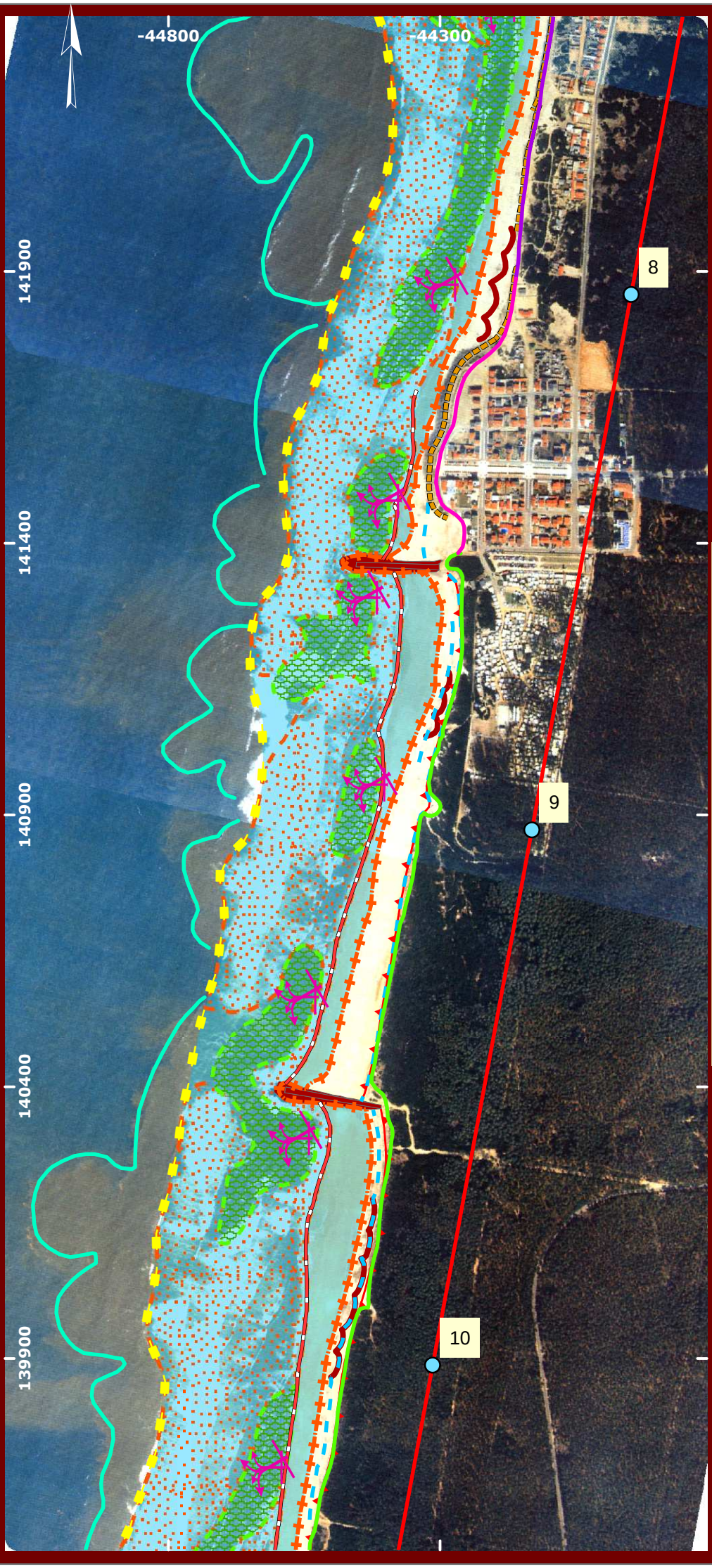
- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Berma
- Obra de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Cabeça da Corrente de Retorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH

FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	1996	Mês	Setembro	Dia	29
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm4-F2				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.92<Hs<2.67
Período (s)	10<Tps<12
Rumo (ºN)	300<θ<320

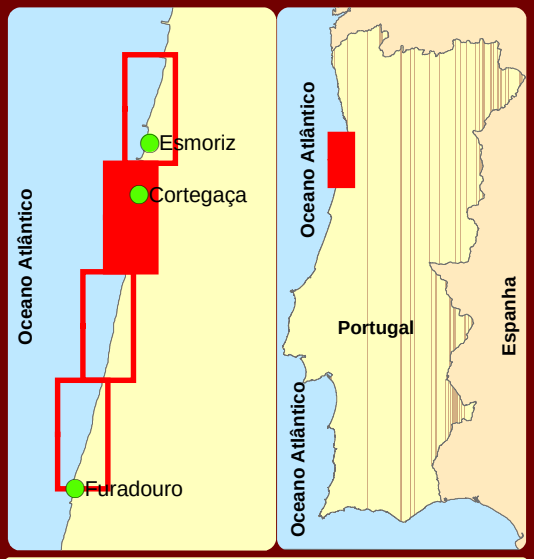
Níveis de Maré (ZH)			
Preia-Mar	3.63 m	Hora	03.51
Baixa-Mar	0.40 m	Hora	09.56
Preia-Mar	0.68 m	Hora	16.10

Escala

0 125 250 500 m

Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Berma
- Obra de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Cabeça da Corrente de Retorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:8 000
Ano	1996	Mês	Setembro	Dia	29
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm4-F3				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.92<Hs<2.67
Período (s)	10<Tps<12
Rumo (ºN)	300<θ<320

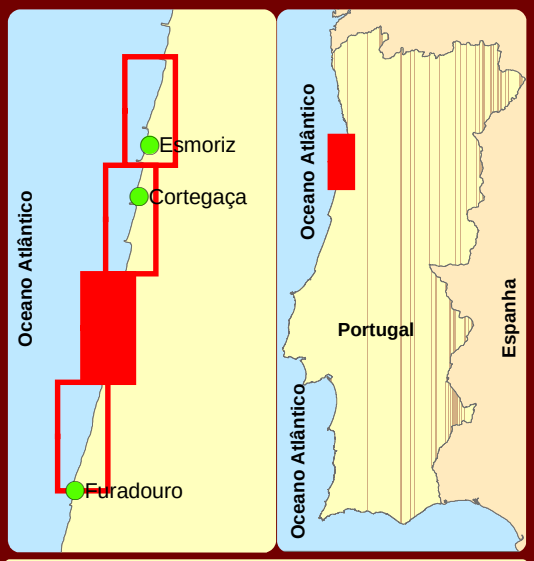
Níveis de Maré (ZH)			
Preia-Mar	3.63 m	Hora	03.51
Baixa-Mar	0.40 m	Hora	09.56
Preia-Mar	0.68 m	Hora	16.10

Escala

0 125 250 500 m

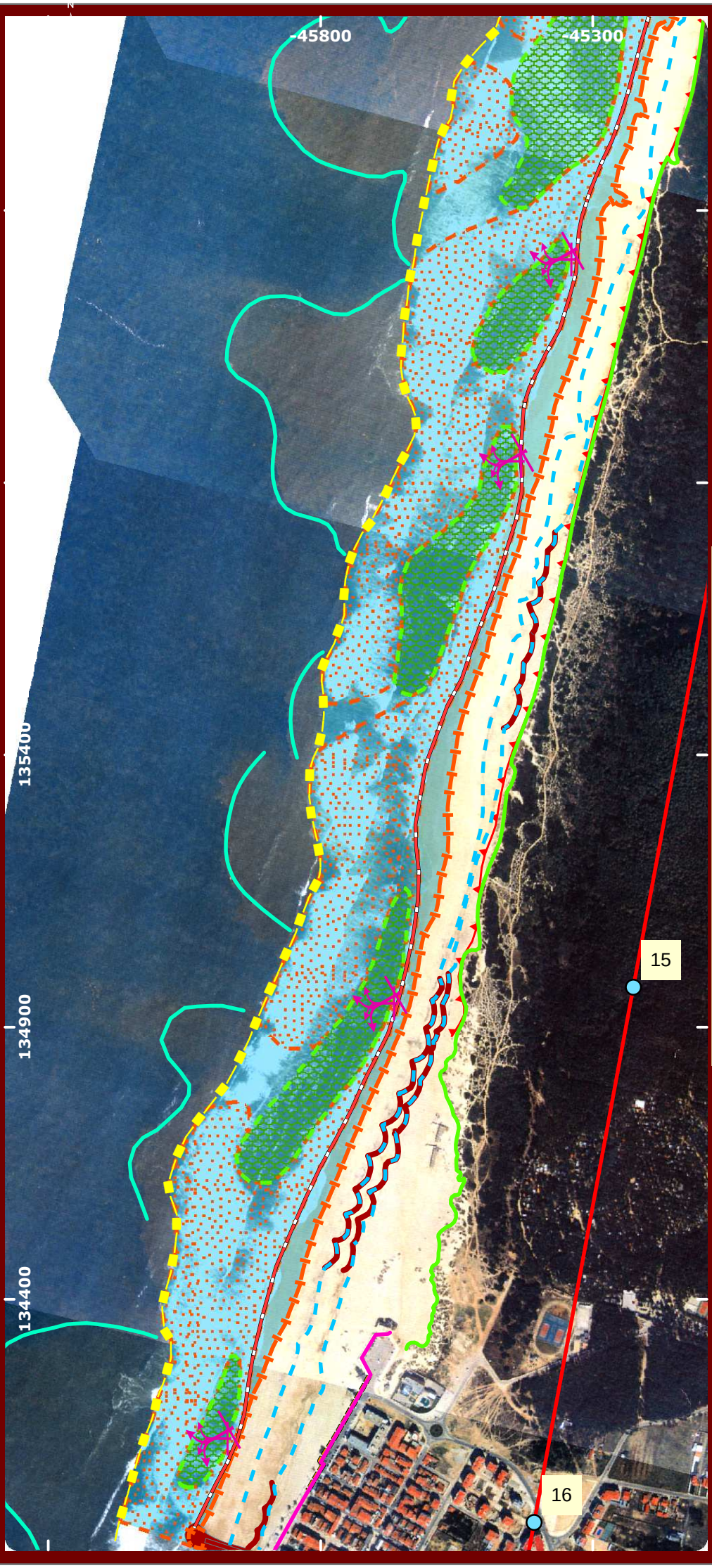
Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Berma
- Obra de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Cabeça da Corrente de Retorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:8 000
Ano	1996	Mês	Setembro	Dia	29
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm4-F4				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.92<Hs<2.67
Período (s)	10<Tps<12
Rumo (ºN)	300<θ<320

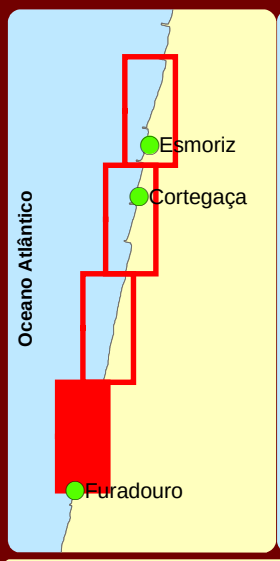
Níveis de Maré (ZH)			
Preia-Mar	3.63 m	Hora	03.51
Baixa-Mar	0.40 m	Hora	09.56
Preia-Mar	0.68 m	Hora	16.10

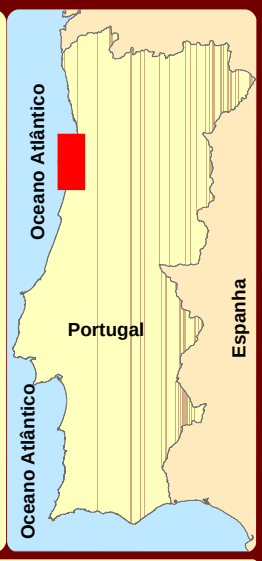
Escala

0 125 250 500 m

Legenda

- Linha de Vegetação
- Frente Urbana
- Frente Urbana (Dunas Residuais)
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Berma
- Obra de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Cabeça da Corrente de Retorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:22 000
Ano	1998	Mês	Junho	Dia	12
Origem	-				
Nº Desenho	SA-Glm5-F3				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.30<Hs<2.29
Período (s)	6.4<Tps<8.9
Rumo (ºN)	292<θ<316

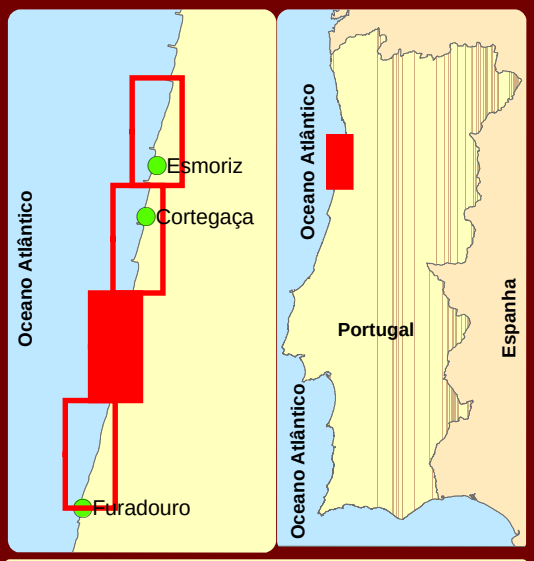
Níveis de Maré (ZH)			
Preia-Mar	3.17 m	Hora	03.59
Baixa-Mar	0.81 m	Hora	09.58
Preia-Mar	3.40 m	Hora	16.16

Escala

0 125 250 500 m

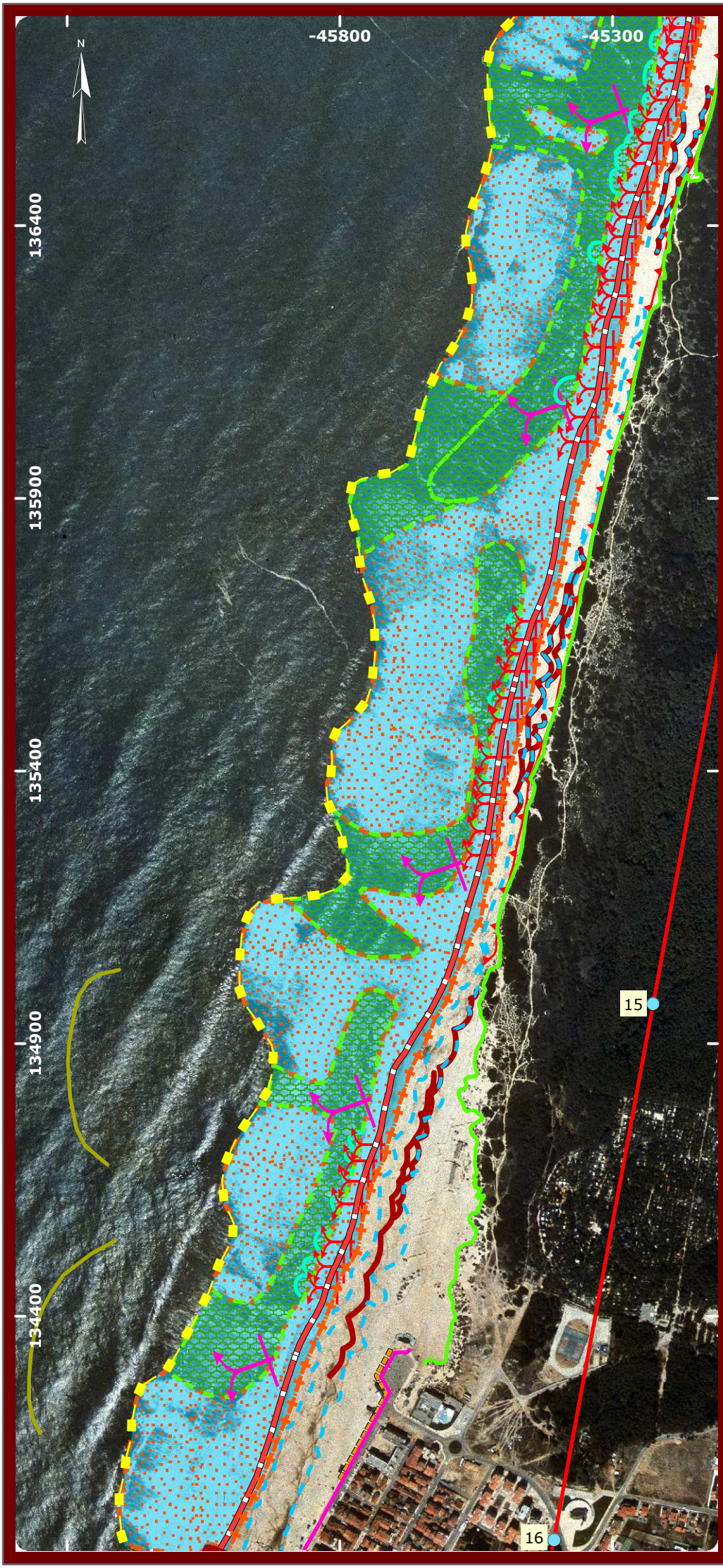
Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversal
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Mini Retornos de Fraca Intensidade
- Cabeça de Mini Retorno de Fraca Int.
- Canal de Retorno
- Corrente de Retorno
- Barra Submersa
- Cabeça de Corrente de Retorno
- Linha Inicial de Rebentação



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:22 000
Ano	1998	Mês	Junho	Dia	12
Origem	-				
Nº Desenho	SA-GIm5-F4				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.30<Hs<2.29
Período (s)	6.4<Tps<8.9
Rumo (ºN)	292<θ<316

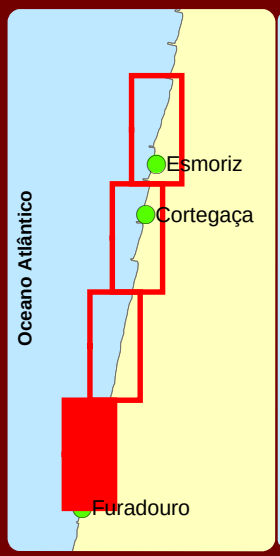
Níveis de Maré (ZH)			
Preia-Mar	3.17 m	Hora	03.59
Baixa-Mar	0.81 m	Hora	09.58
Preia-Mar	3.40 m	Hora	16.16

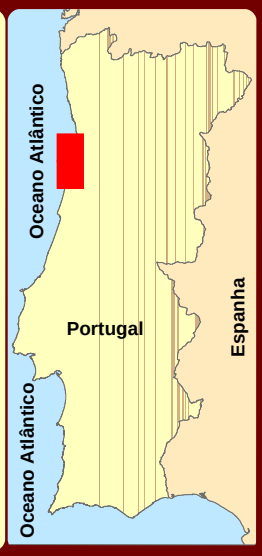
Escala

0 125 250 500 m

Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Crescentes de Praia
- Frente Urbana
- Obra de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversal
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Mini Retornos de Fraca Intensidade
- Cabeça de Mini Retorno de Fraca Int.
- Canal de Retorno
- Corrente de Retorno
- Barra Submersa
- Cabeça de Corrente de Retorno
- Linha Inicial de Rebentação





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia		Escala	1:8 000	
Ano	2001	Mês	Setembro	Dia	17
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm6-F1				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.21<Hs<1.77
Período (s)	8.8<Tps<10.1
Rumo (ºN)	316<θ<335

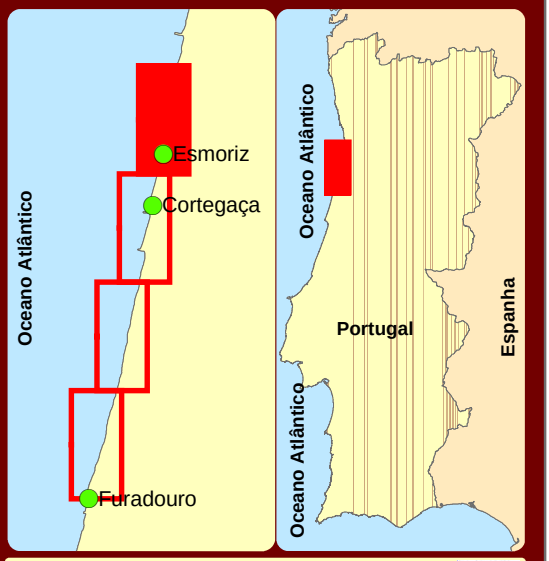
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.39 m	Hora	08.23
Preia-Mar	3.83 m	Hora	14.40
Baixa-Mar	0.20 m	Hora	20.53

Escala

0 125 250 500 m

Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Correntes de Retorno
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeças de Retorno



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH

FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:8 000
Ano	2001	Mês	Setembro	Dia	17
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm6-F2				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.21<Hs<1.77
Período (s)	8.8<Tps<10.1
Rumo (ºN)	316<θ<335

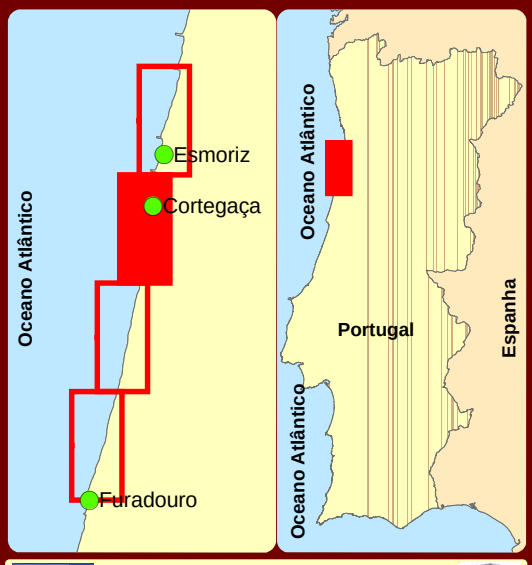
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.39 m	Hora	08.23
Preia-Mar	3.83 m	Hora	14.40
Baixa-Mar	0.20 m	Hora	20.53

Escala

0 125 250 500 m

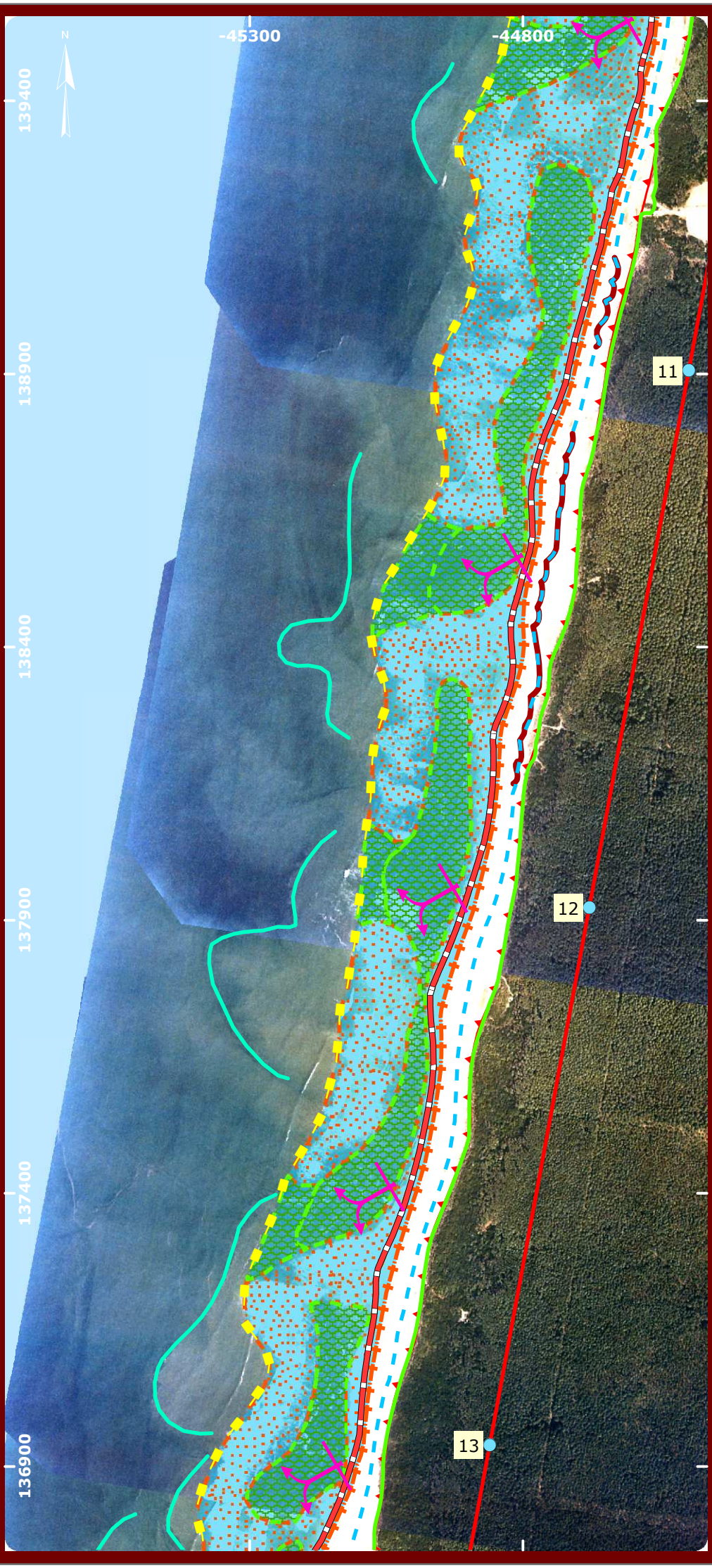
Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Correntes de Retorno
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeças de Retorno



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:8 000
Ano	2001	Mês	Setembro	Dia	17
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm6-F3				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.21<Hs<1.77
Período (s)	8.8<Tps<10.1
Rumo (ºN)	316<θ<335

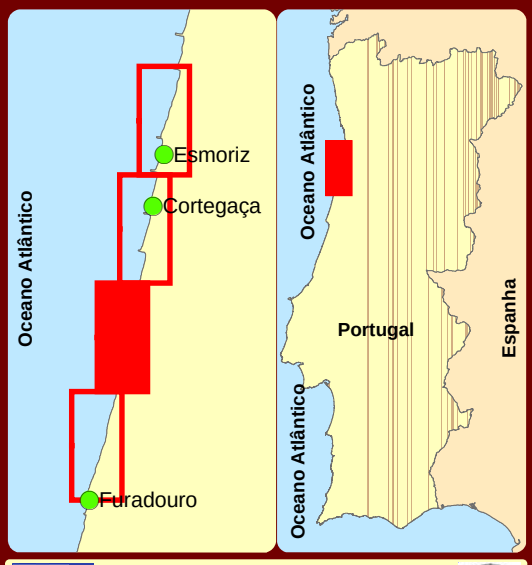
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.39 m	Hora	08.23
Preia-Mar	3.83 m	Hora	14.40
Baixa-Mar	0.20 m	Hora	20.53

Escala

0 125 250 500 m

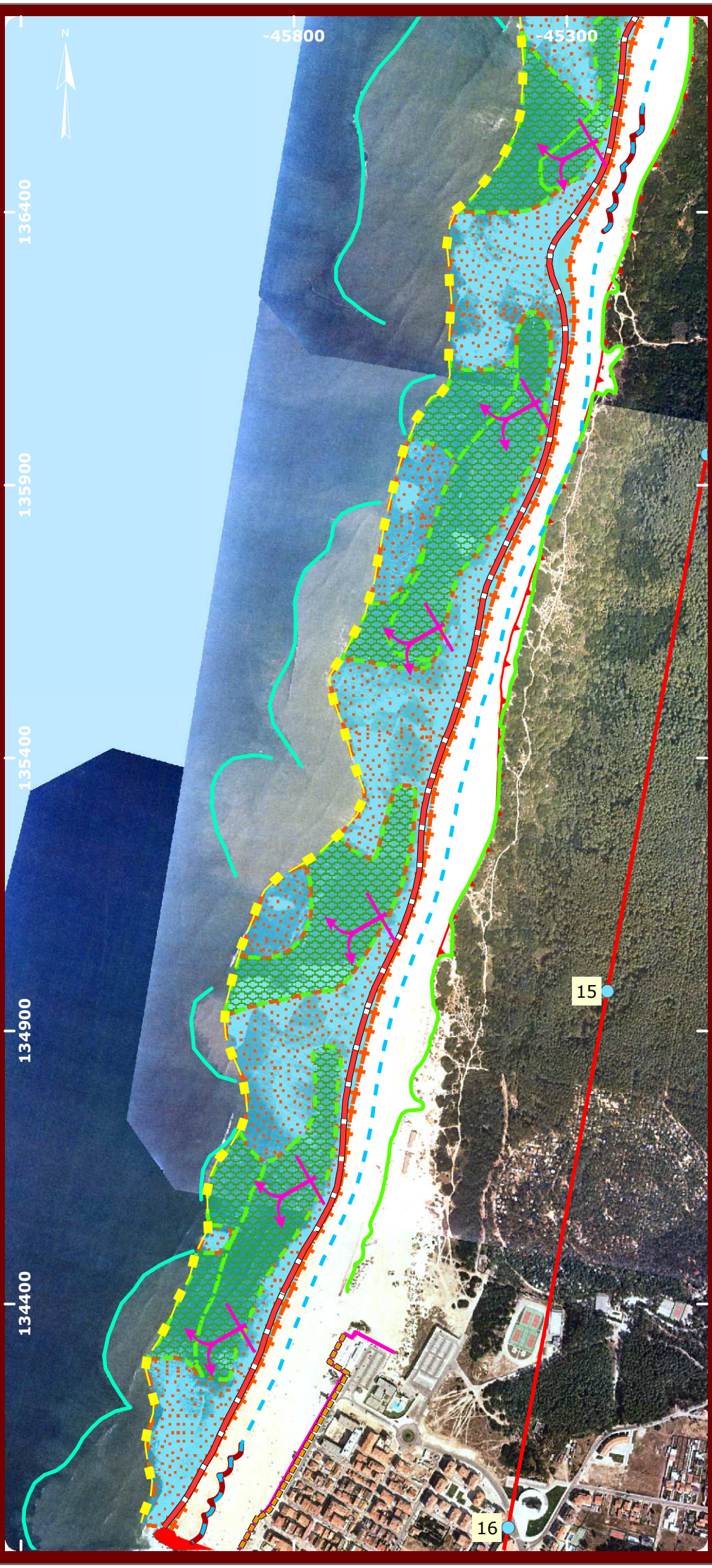
Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Correntes de Retorno
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeças de Retorno



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP



Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Dados de Base					
Tipo	Fotografia			Escala	1:8 000
Ano	2001	Mês	Setembro	Dia	17
Origem	INAG				
Nº Desenho	SA-GIm6-F4				

Características da Agitação (Leixões)	
Altura de Onda (m)	1.21<Hs<1.77
Período (s)	8.8<Tps<10.1
Rumo (ºN)	316<θ<335

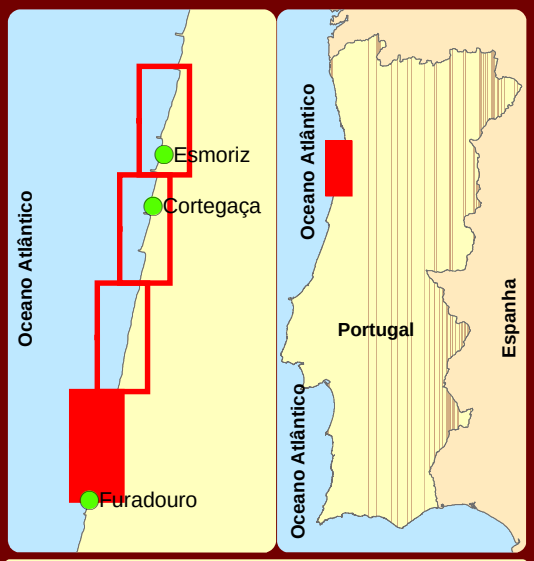
Níveis de Maré (ZH)			
Baixa-Mar	0.39 m	Hora	08.23
Preia-Mar	3.83 m	Hora	14.40
Baixa-Mar	0.20 m	Hora	20.53

Escala

0 125 250 500 m

Legenda

- Linha de Vegetação
- Barrinha de Esmoriz
- Arriba de Erosão
- Berma de Erosão
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obras de Defesa Transversal
- Crescentes de Praia
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Correntes de Retorno
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Canal de Retorno
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeças de Retorno



Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP

Jun1958

Out 1967

Ago 1995

Set 1996

Jun 1998

Set 2001

Ago 2002

Out 2002

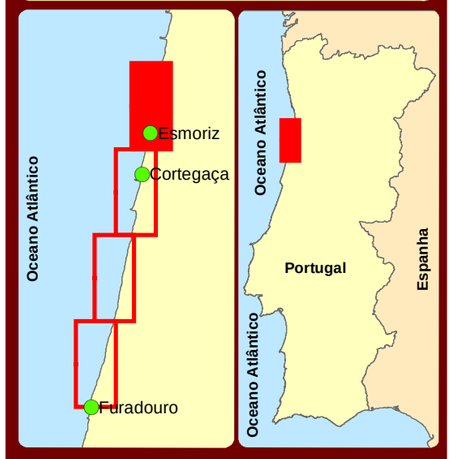
Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Berma
- Berma de Erosão
- Crescentes de Praia
- Canal de Maré
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno

Escala

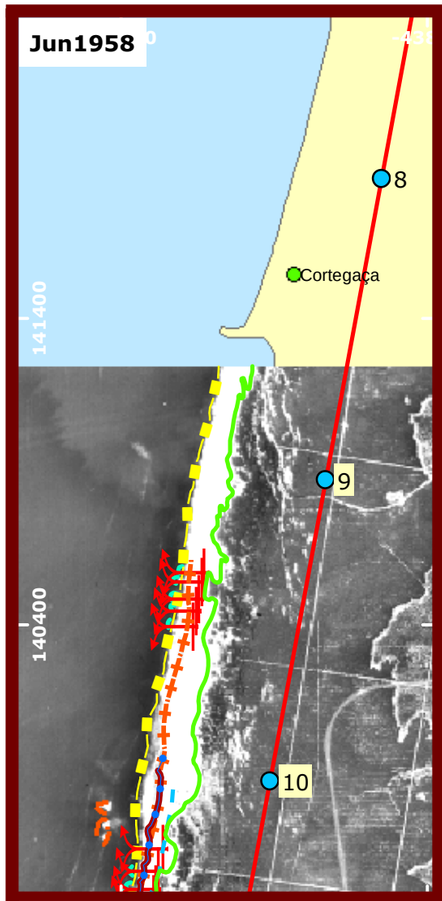
0 250 500 1,000 m



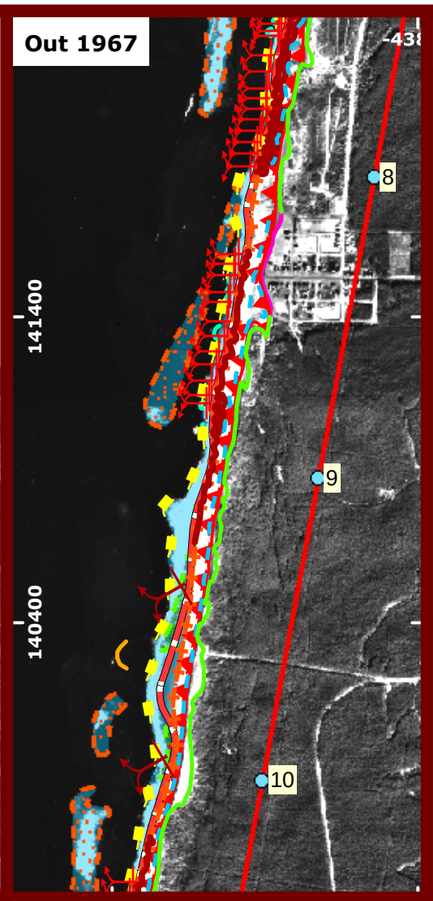
Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP

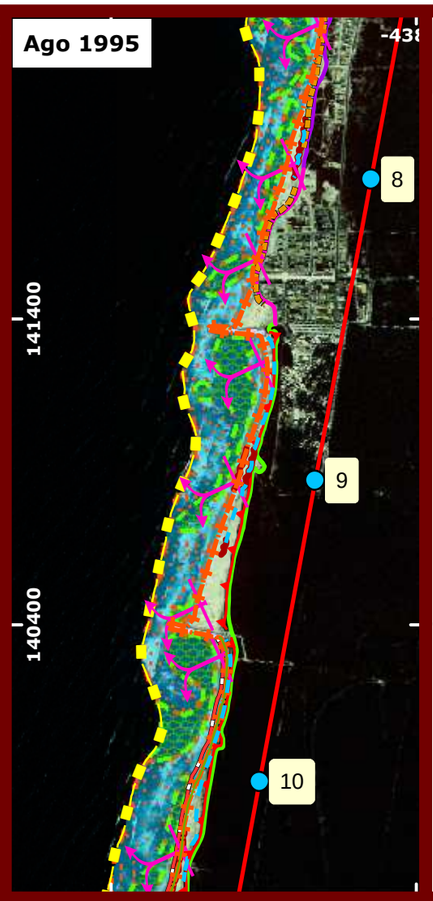
Jun1958



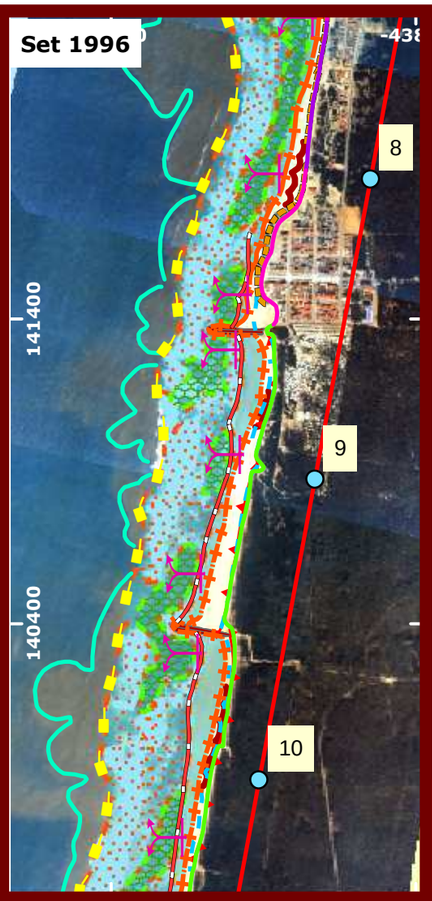
Out 1967



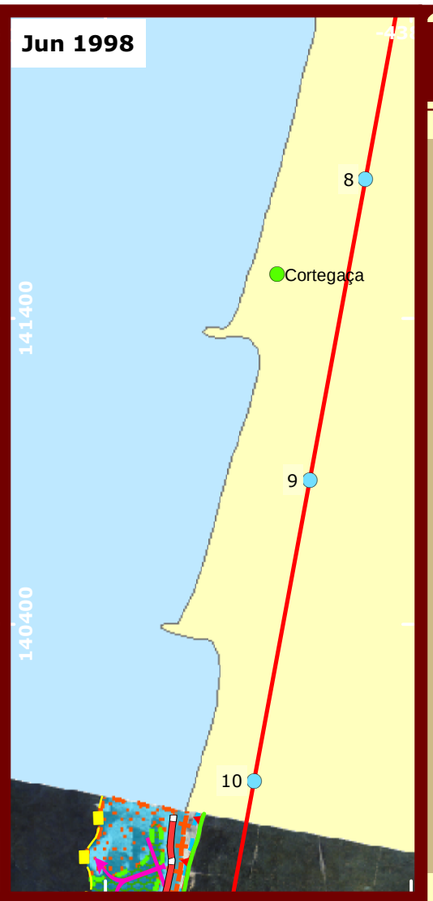
Ago 1995



Set 1996



Jun 1998



Set 2001



Ago 2002



Out 2002



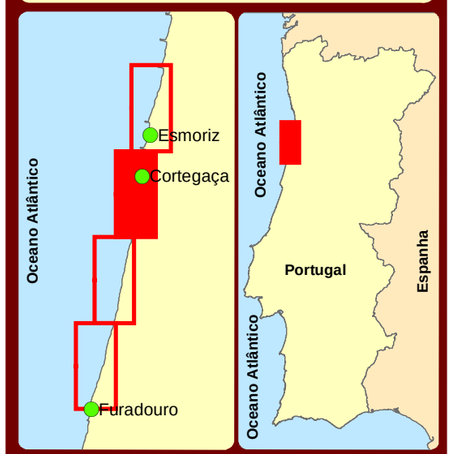
Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Berma
- Berma de Erosão
- Crescentes de Praia
- Canal de Maré
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno

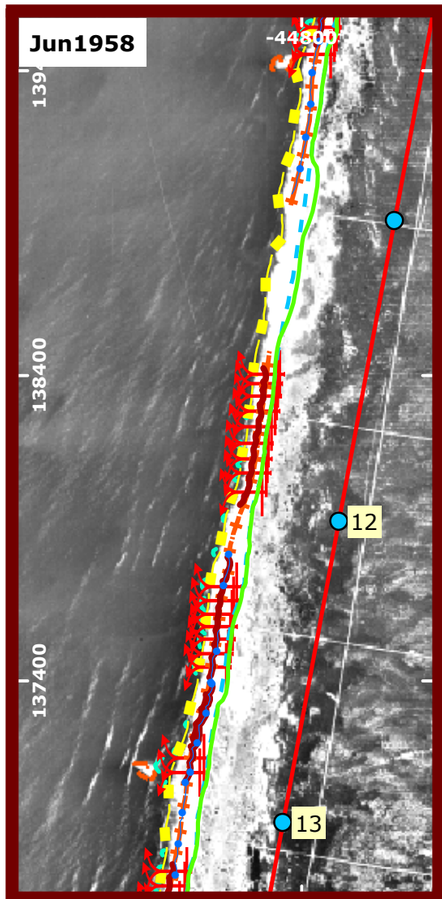
Escala

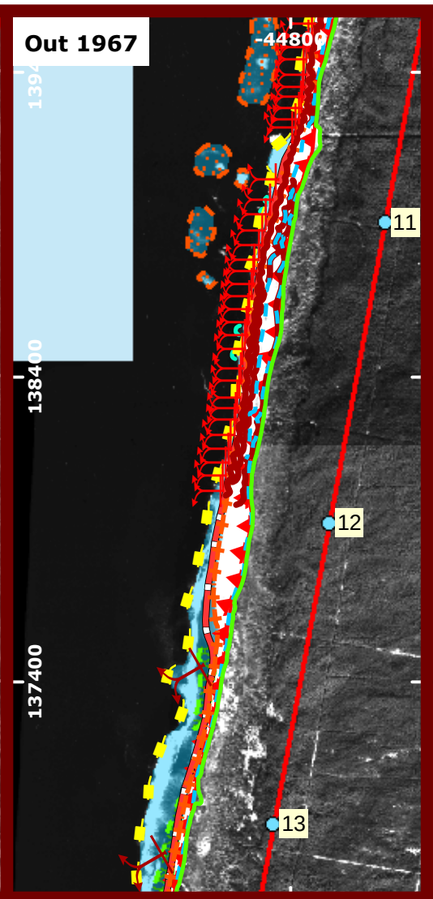
0 250 500 1,000 m

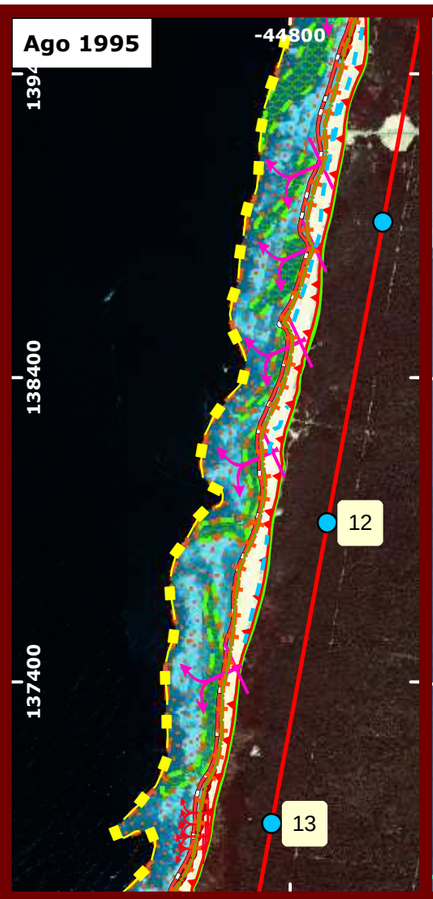


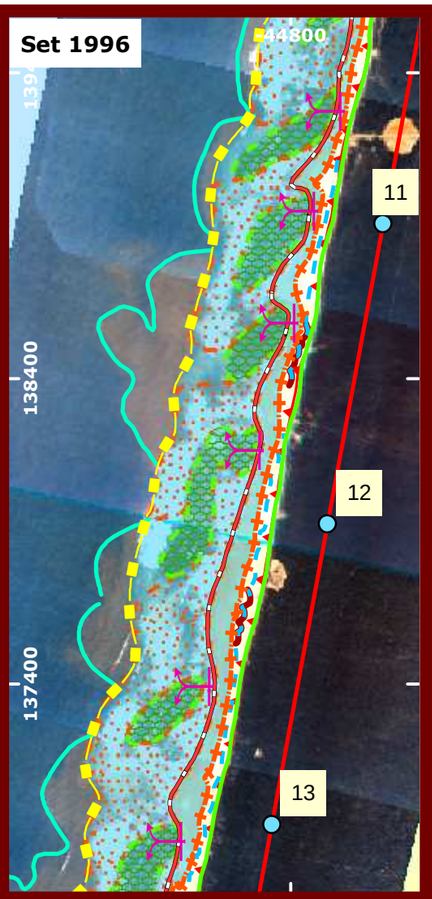
Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

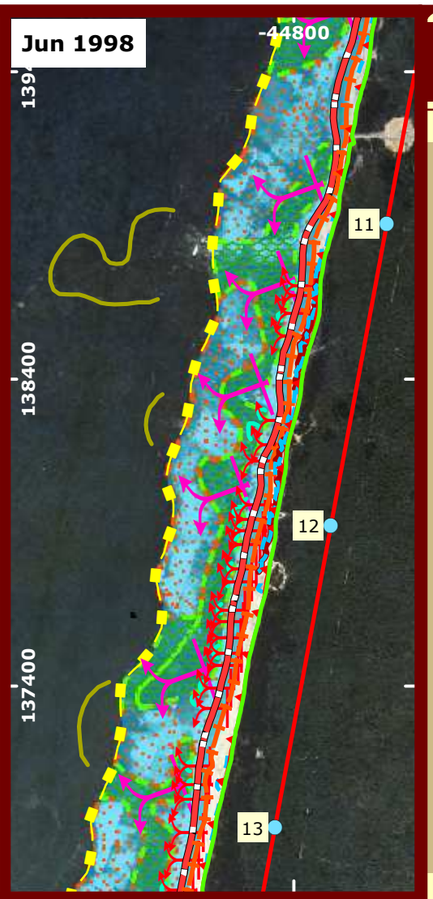
IHRH FEUP

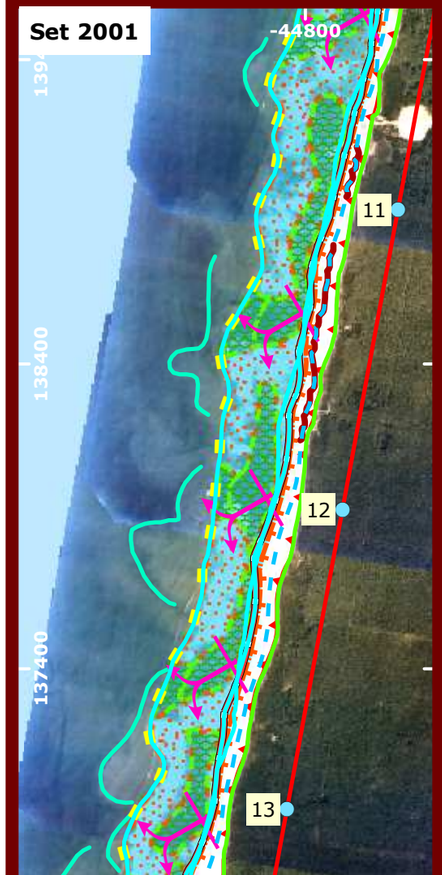


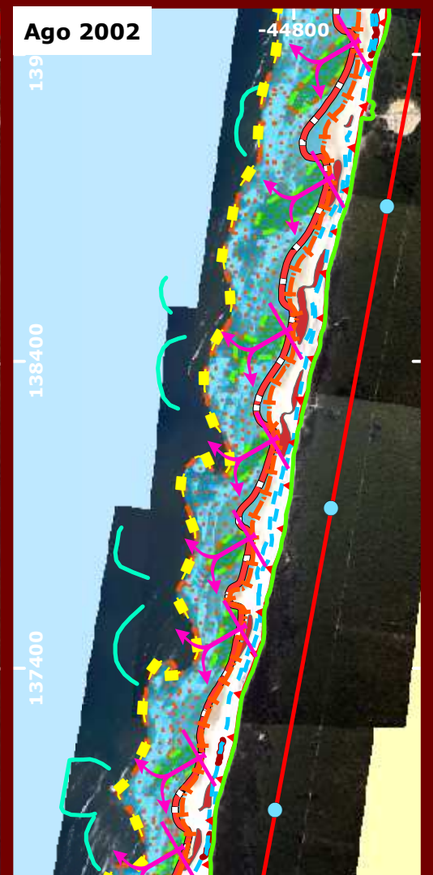


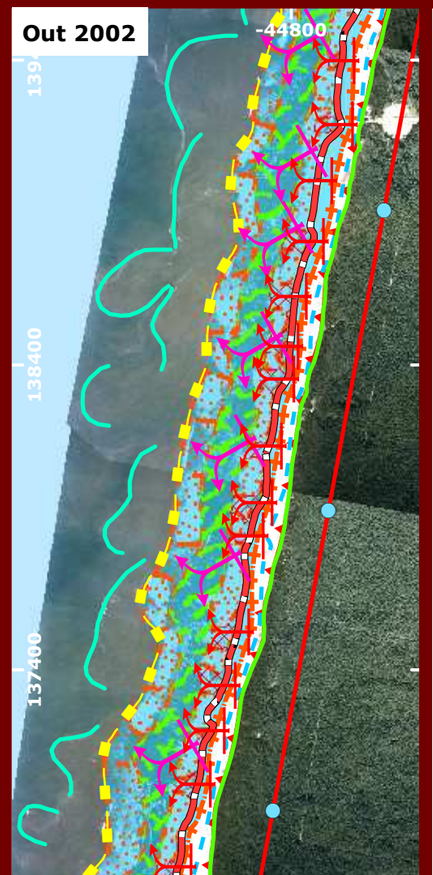












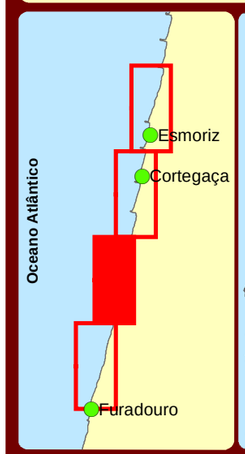
Sector A (Esmoriz - Furadouro)

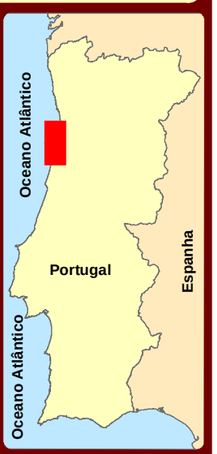
Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Berma
- Berma de Erosão
- Crescentes de Praia
- Canal de Maré
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno

Escala

0 250 500 1,000 m





Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

IHRH FEUP

Sector A (Esmoriz - Furadouro)

Jun1958 | Out 1967 | Ago 1995 | Set 1996 | Jun 1998

Set 2001 | Ago 2002 | Out 2002

-45800

136400

135400

134400

15

16

14

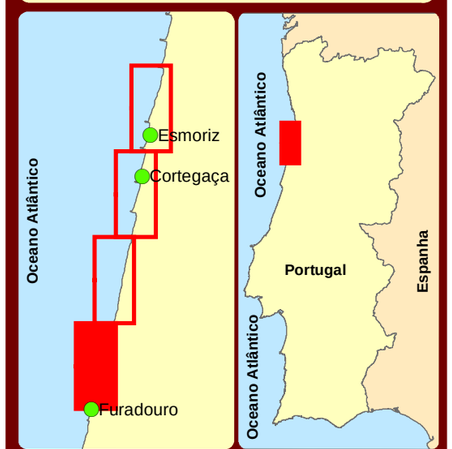
Furadouro

Legenda

- Linha de Vegetação
- Arriba de Erosão
- Barrinha de Esmoriz/Canal
- Frente Urbana
- Frente Urbana com Dunas Residuais
- Obras de Defesa Aderente
- Obra de Defesa Transversal
- Berma
- Berma de Erosão
- Crescentes de Praia
- Canal de Maré
- Espraiamento Máximo
- Mega Crescentes
- Zona de Rebentação/Espraiamento
- Corrente MiniRetorno de Fraca Int
- Corrente MiniRetorno
- Canal de MiniRetorno
- Correntes de Retorno
- Canal de Retorno
- Canal Longitudinal
- Barra Submersa
- Linha Inicial de Rebentação
- Cabeca de Corrente de Retorno

Escala

0 250 500 1,000 m



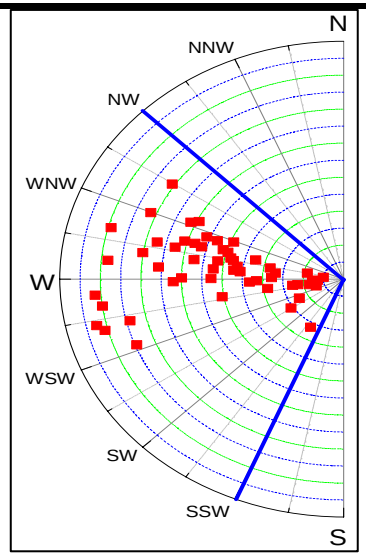
Sistema de Coordenadas Horizontais
Projecção: Datum 73 Hayford Gauss IPCC
Sistema de Coordenadas: Datum 73

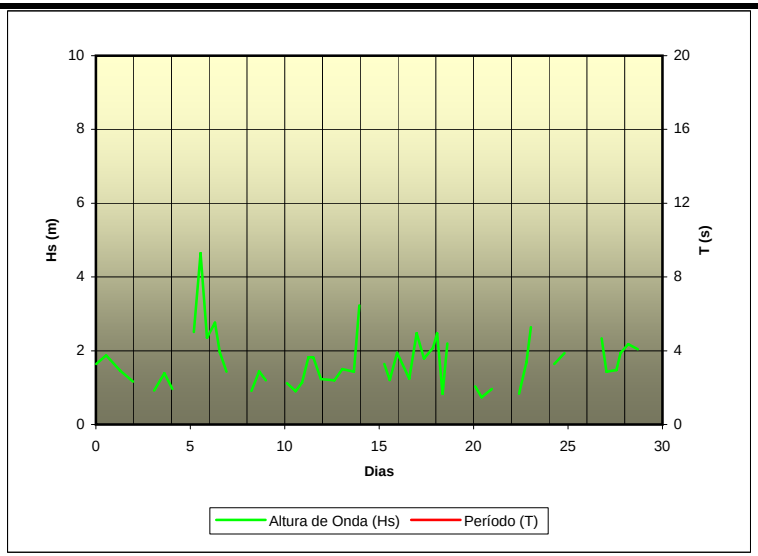
IHRH FEUP

Anexo B

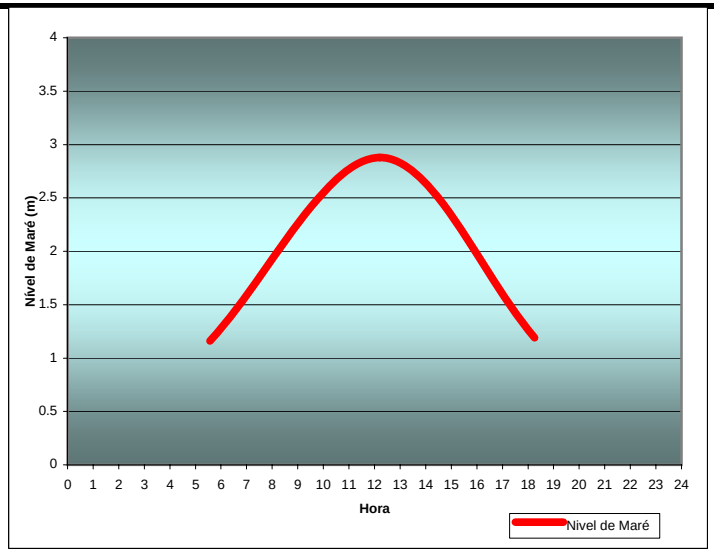
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 13 de Junho de 1958

Características da Agitação





Nivel de Maré (Leixões)



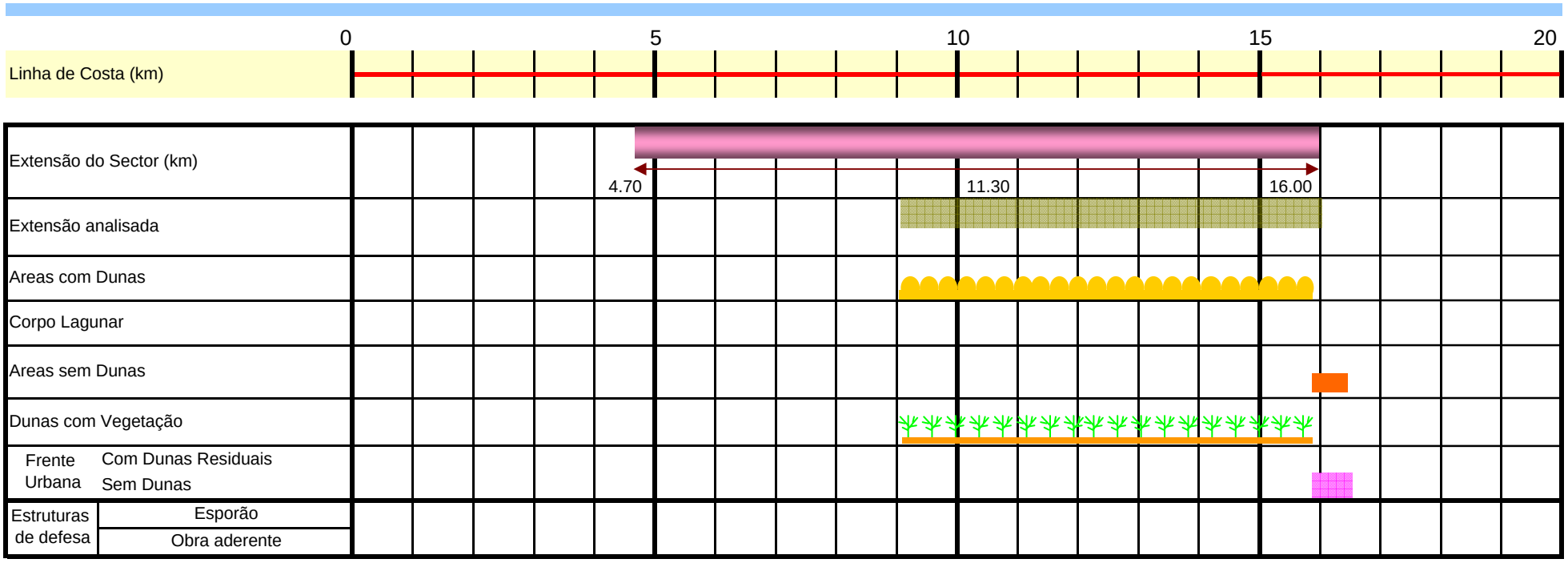


Figura B1 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Junho de 1958.

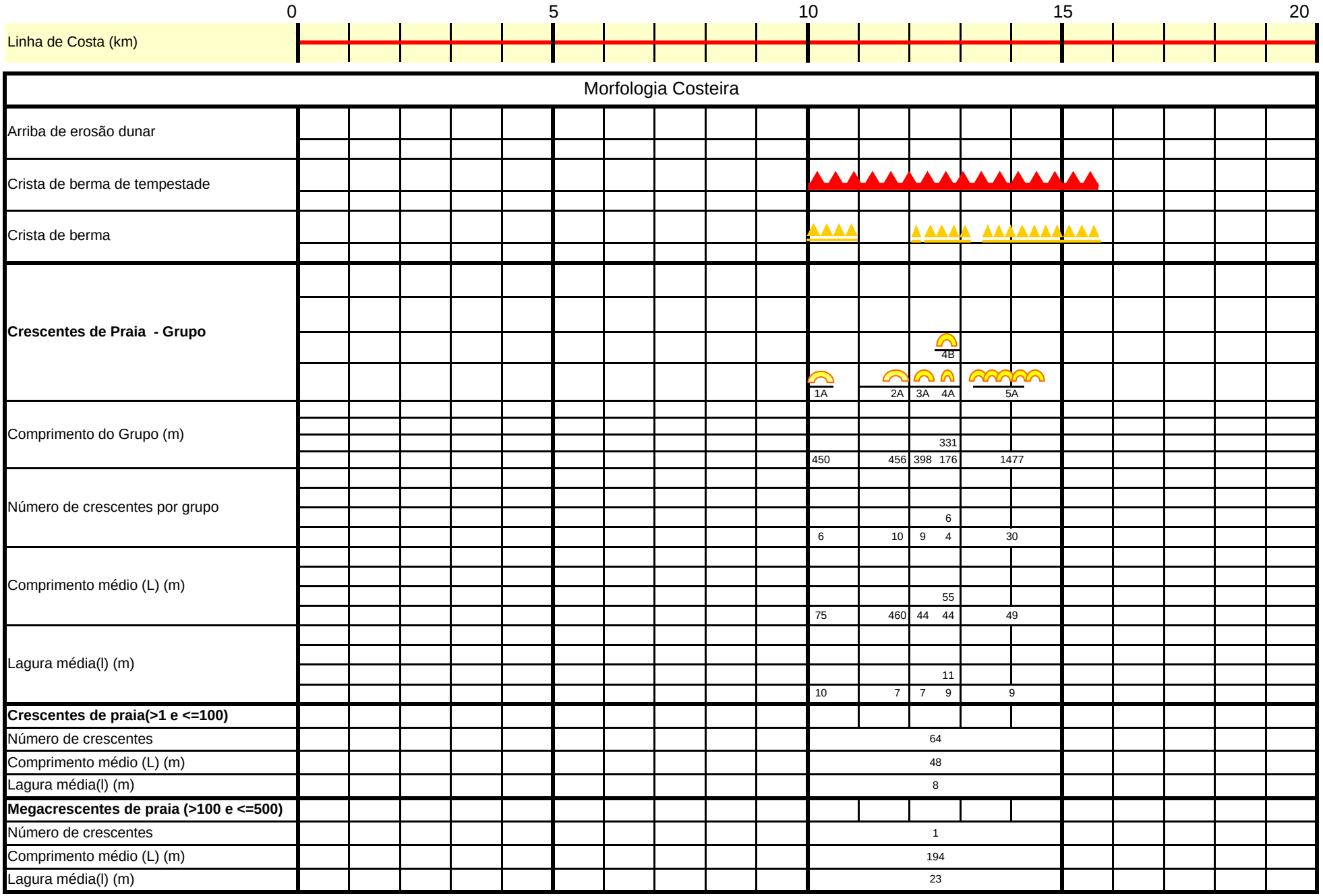
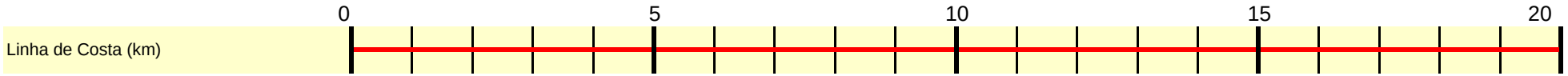
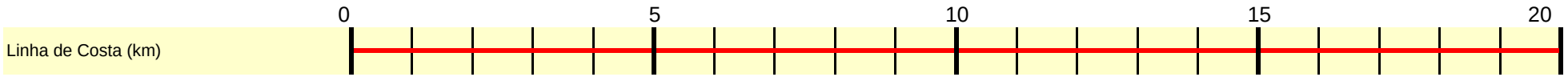


Figura B1 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Junho de 1958 (cont.).



Linha de costa crescentica	
Número de crescentes	
Comprimento das crescentes (m)	
Comprimento médio (L)	
Largura das crescentes (m)	
Lagura média (l)	
Megacrescentes (>100 e <=500)	
Número de crescentes	
Comprimento médio (L)	
Lagura média (l)	
Gigacrescentes (>500)	
Número de crescentes	
Comprimento médio (L)	
Lagura média (l)	
Barras submersas - Tipo	
Paralelas	
Número de Barras	1
Distância entre Barras Consecutivas	
Comprimento Médio	83
Largura Média	67
Crescenticas	
Número de Barras	
Comprimento	
Largura Média da Barra	
Crescentes	
Comprimento médio (L)	
Lagura média (l)	
Transversais (Localização Média)	
Espaçamento (m)	
Número de Barras	
Espaçamento Médio	
Lagura média (l)	

Figura B1 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Junho de 1958 (cont.).

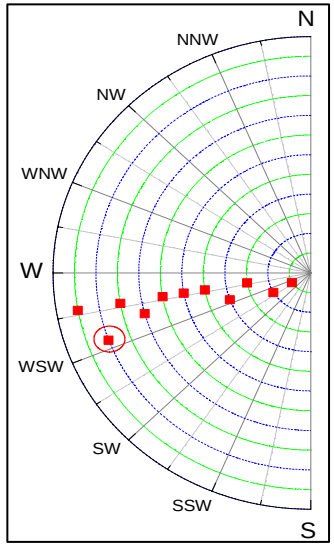


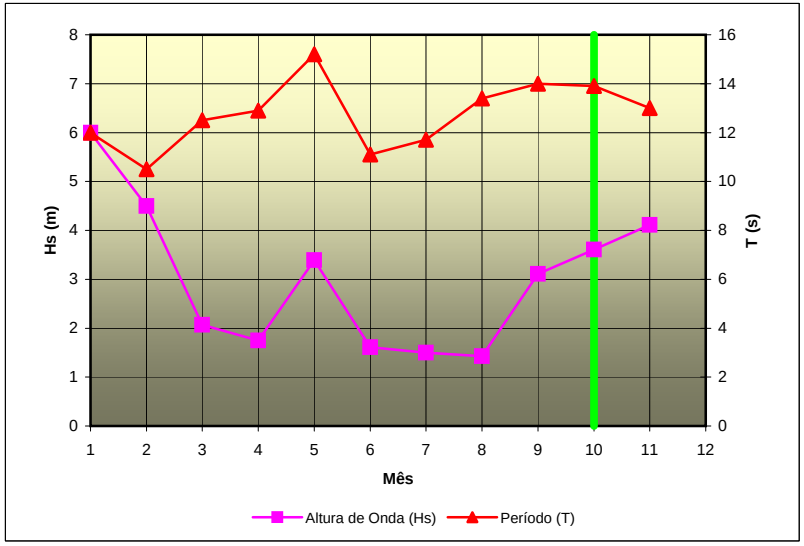
Correntes de Retorno																				
Mini Retornos de Fraca Intensidade																				
Grupo										G1	G2	G3	G4	G5	G6					
Comprimento do Grupo (m)										200	225	390	266	50	1450					
Número Correntes de Retorno										5	5	9	7	2	28					
Espaçamento Médio (m)										45	56	49	44	49	55					
Número Cabeças										49										
Dimensão Média (m)										24										
Retornos de Fraca Intensidade																				
Grupo																				
Comprimento do Grupo (m)																				
Número Correntes de Retorno																				
Espaçamento Médio (m)																				
Número Cabeças																				
Retornos																				
Grupo																				
Espaçamento (m)																				
Número Correntes de Retorno																				
Espaçamento Médio (m)																				
Cabeças																				
Dimensão (m)																				
Número Cabeças																				
Dimensão Média (m)																				

Figura B1 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Junho de 1958 (cont.).

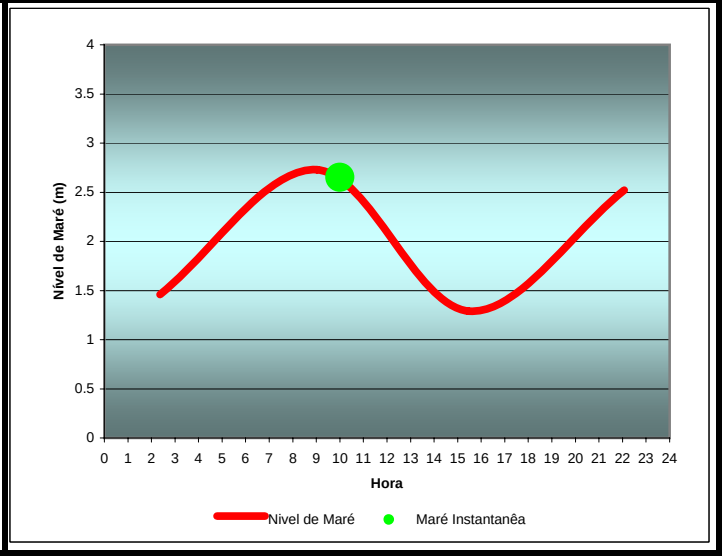
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 11 de Outubro de 1967

Caracteristícas da Agitação (Viana do Castelo)





Nivel de Maré (Leixões)



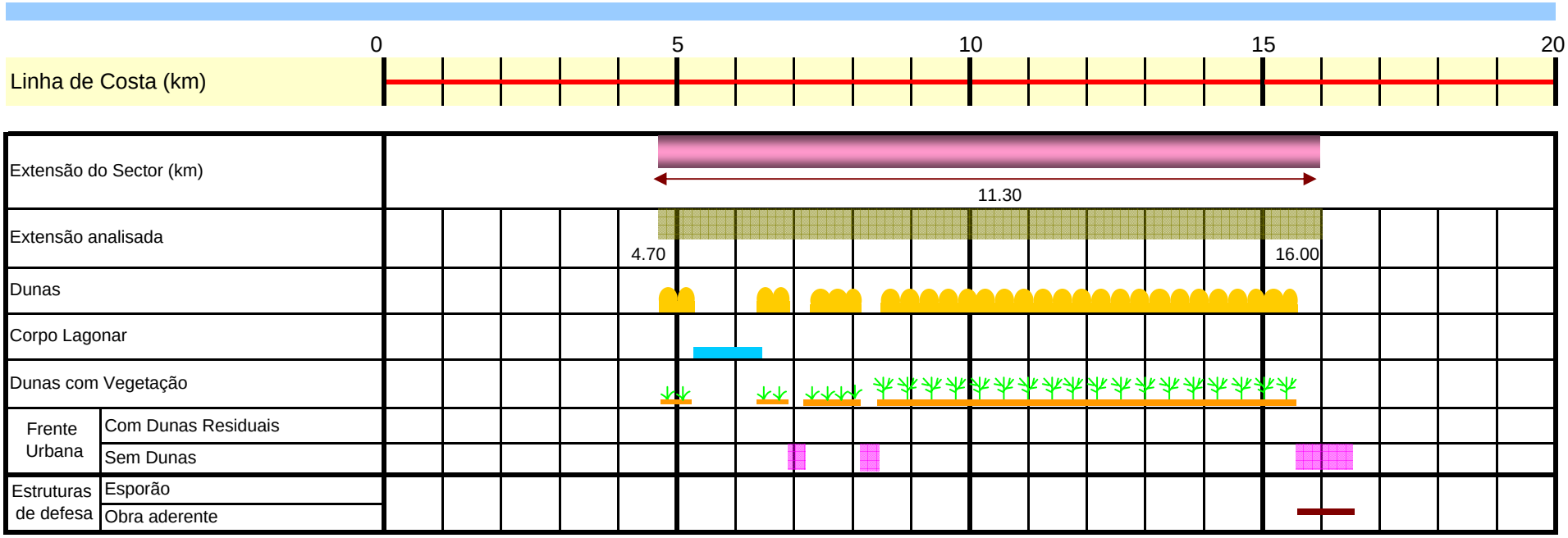


Figura B2 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 11 de Outubro de 1967.

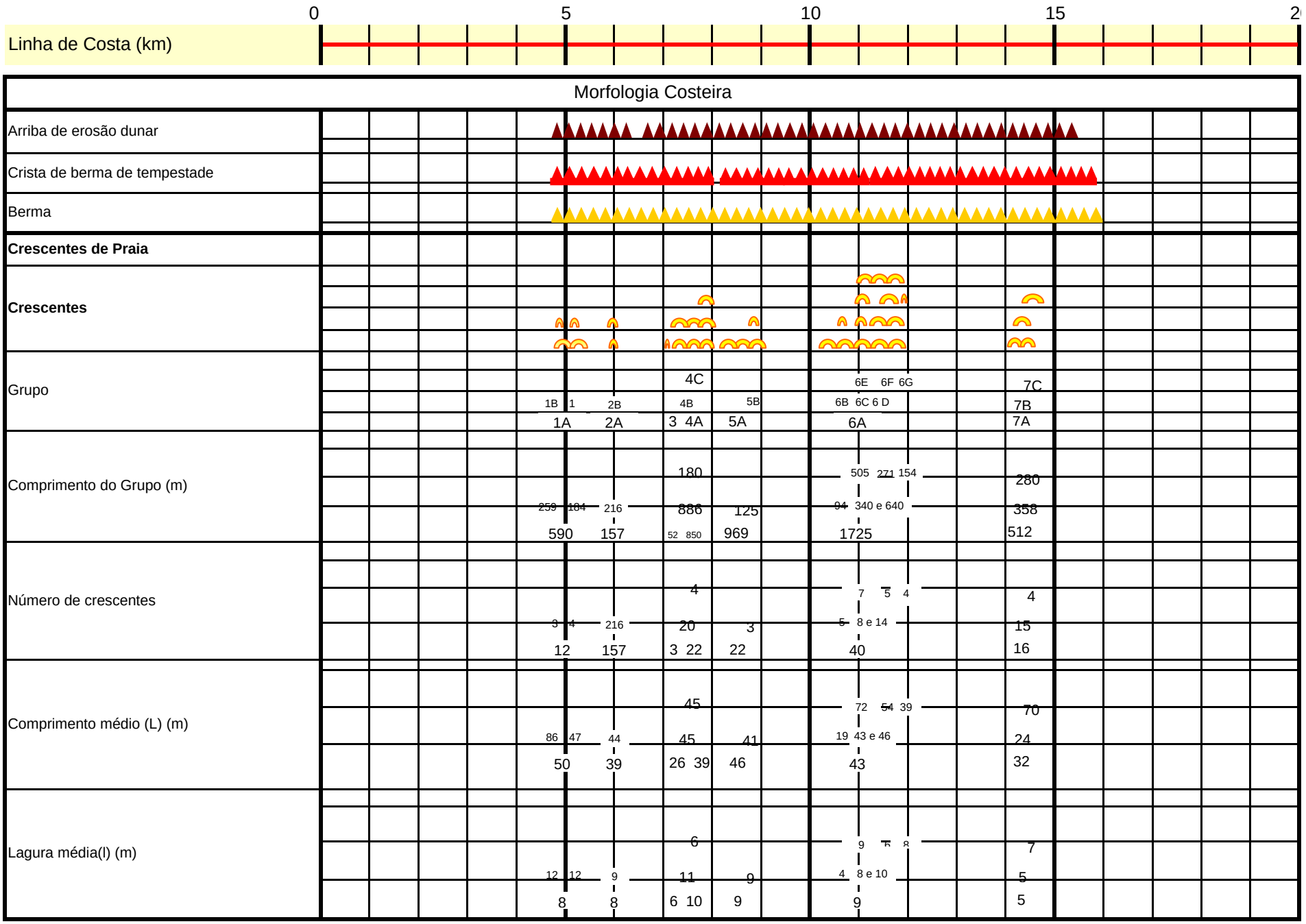


Figura B2 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 11 de Outubro de 1967 (cont.).

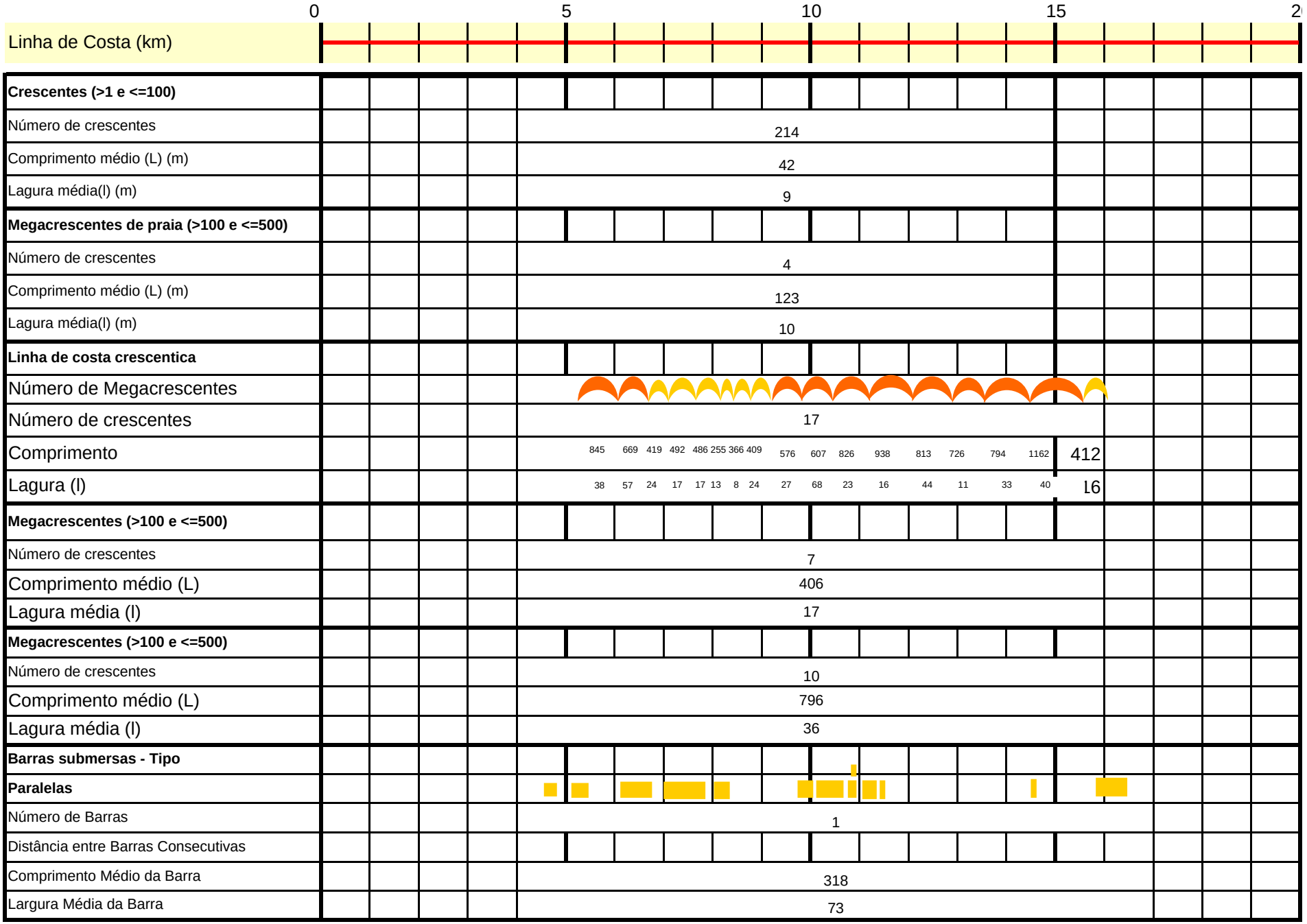
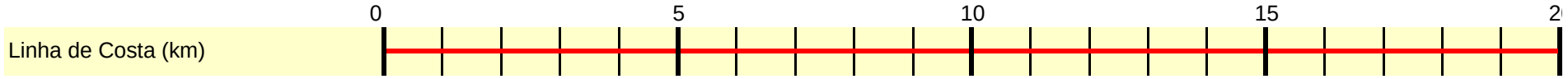


Figura B2 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 11 de Outubro de 1967 (cont.).

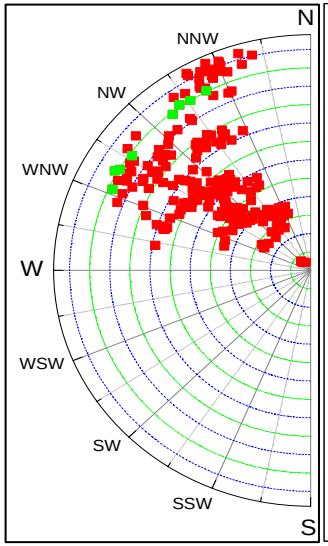


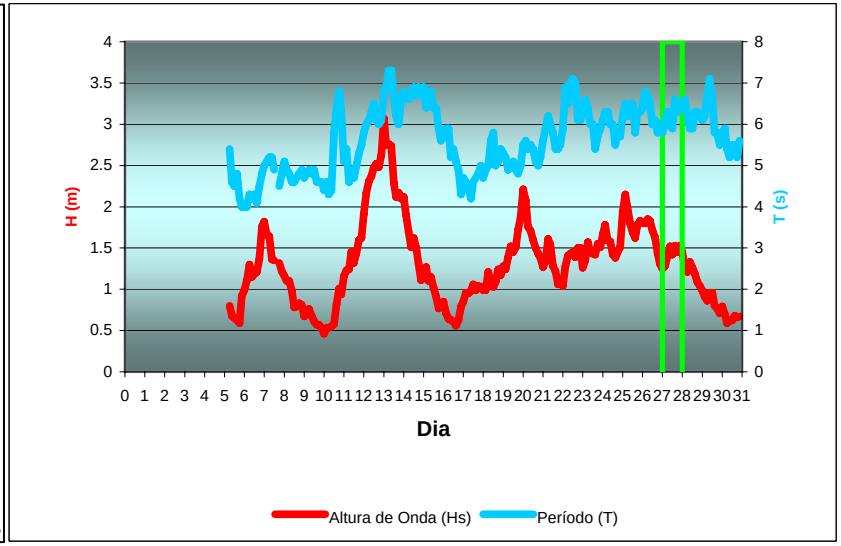
Crescenticas																				
Número de Barras																				
Largura Média da Barra																				
Crescentes																				
Comprimento médio (L)																				
Lagura média (l)																				
Transversais																				
Número de Barras																				
Comprimento médio (L)																				
Lagura média(l)																				
Correntes de Retorno																				
Mini Retornos																				
Grupo					G1			G2	G3		G4	G5			G6					
Comprimento do Grupo (m)					220			850	550		370	1080			480					
Número Correntes de Retorno					4			23	12		10	23			15					
Espaçamento Médio					52			37	46		39	47			33					
Número Cabeças					25															
Dimensão Média (m)					23															
Retornos de Fraca Intensidade																				
Grupo																				
Comprimento do Grupo (m)																				
Número Correntes de Retorno																				
Espaçamento Médio																				
Número Cabeças																				
Dimensão Média (m)																				
Retornos																				
Grupo							G1			G2				G3		G4				
Espaçamento (m)							810			770				1560		1050				
							3			2				3		3				
Número Correntes de Retorno							246			567				651		292				
Espaçamento Médio (m)																				
Número Cabeças							4													
Dimensão Média (m)							98													

Figura B2 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 11 de Outubro de 1967 (cont.).

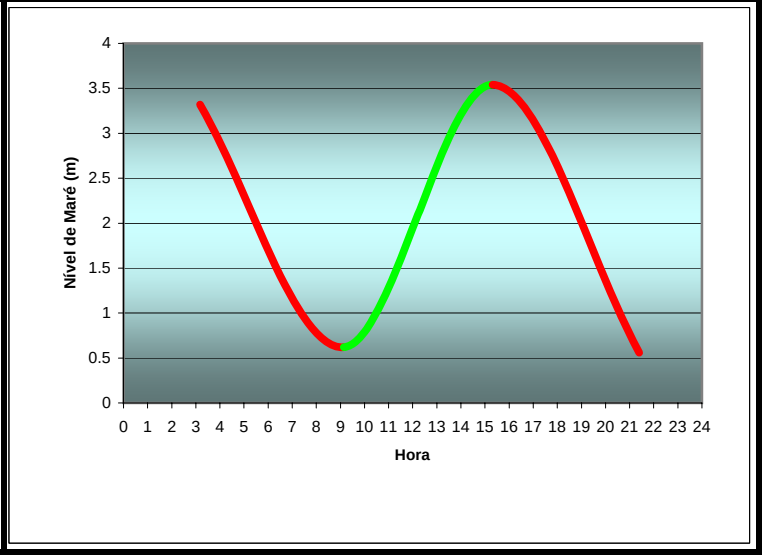
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 27 de Agosto de 1995

Características da Agitação (Figueira da Foz)





Nivel de Maré (Leixões)



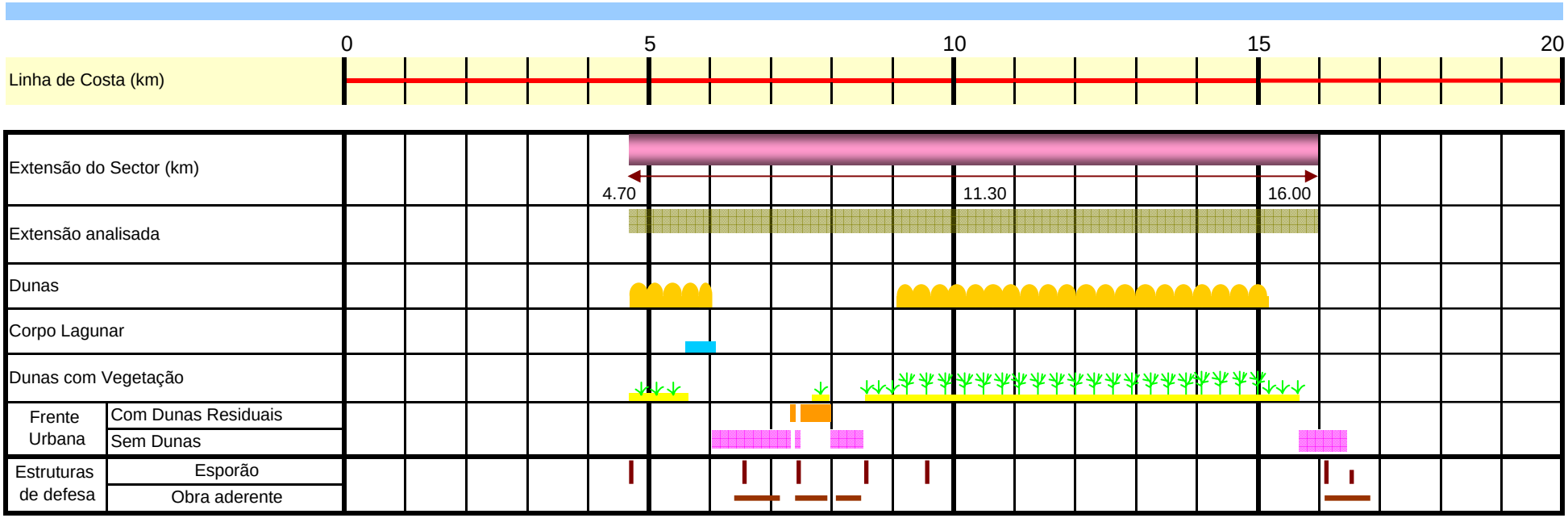
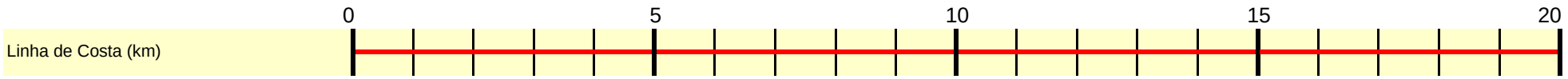


Figura B3 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 27 de Agosto de 1995.



Morfologia Costeira	1A	2A	3A	3B	4A	5A	6A	7A	8A	8B
Arriba de erosão dunar										
Berma de Erosão										
Crista de berma										
Crescentes de Praia - Grupo										
Comprimento do Grupo (m)	120	200	145	135	57	300	390	490	630	140
Número de crescentes por grupo	4	6	4	4	2	8	9	11	13	3
Comprimento médio (L) (m)	31	32	35	33	26	37	43	46	49	48
Lagura média(l) (m)	7	6	4	6	6	5	5	6	10	11
Crescentes (>1 e <=100)										
Número de crescentes	64									
Comprimento médio (L) (m)	41									
Lagura média(l) (m)	7									
Megacrescentes de Praia (>100 e <=500)										
Número de crescentes										
Comprimento médio (L) (m)										
Lagura média(l) (m)										

Figura B3 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 27 de Agosto de 1995 (cont.).

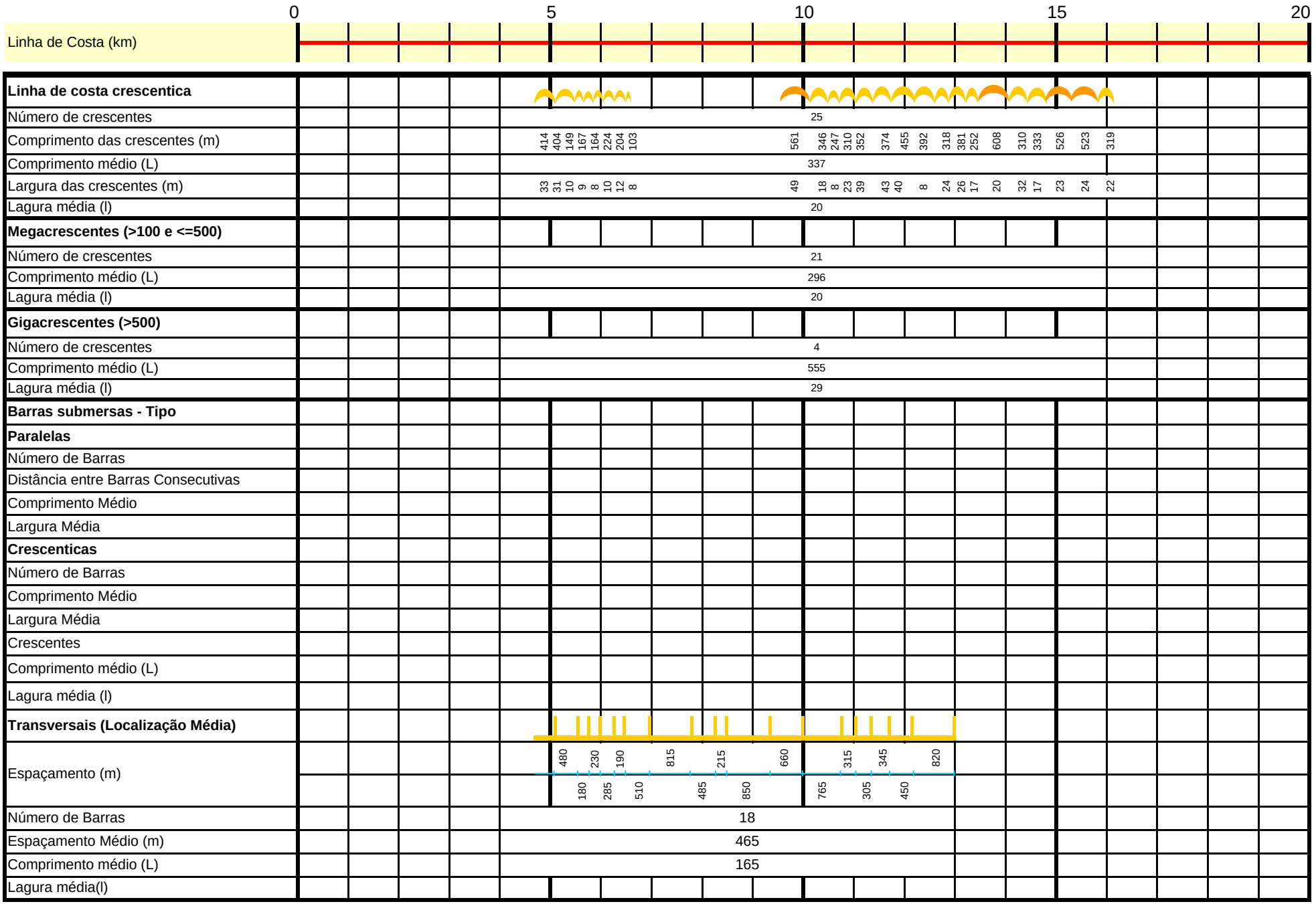


Figura B3 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 27 de Agosto de 1995 (cont.).

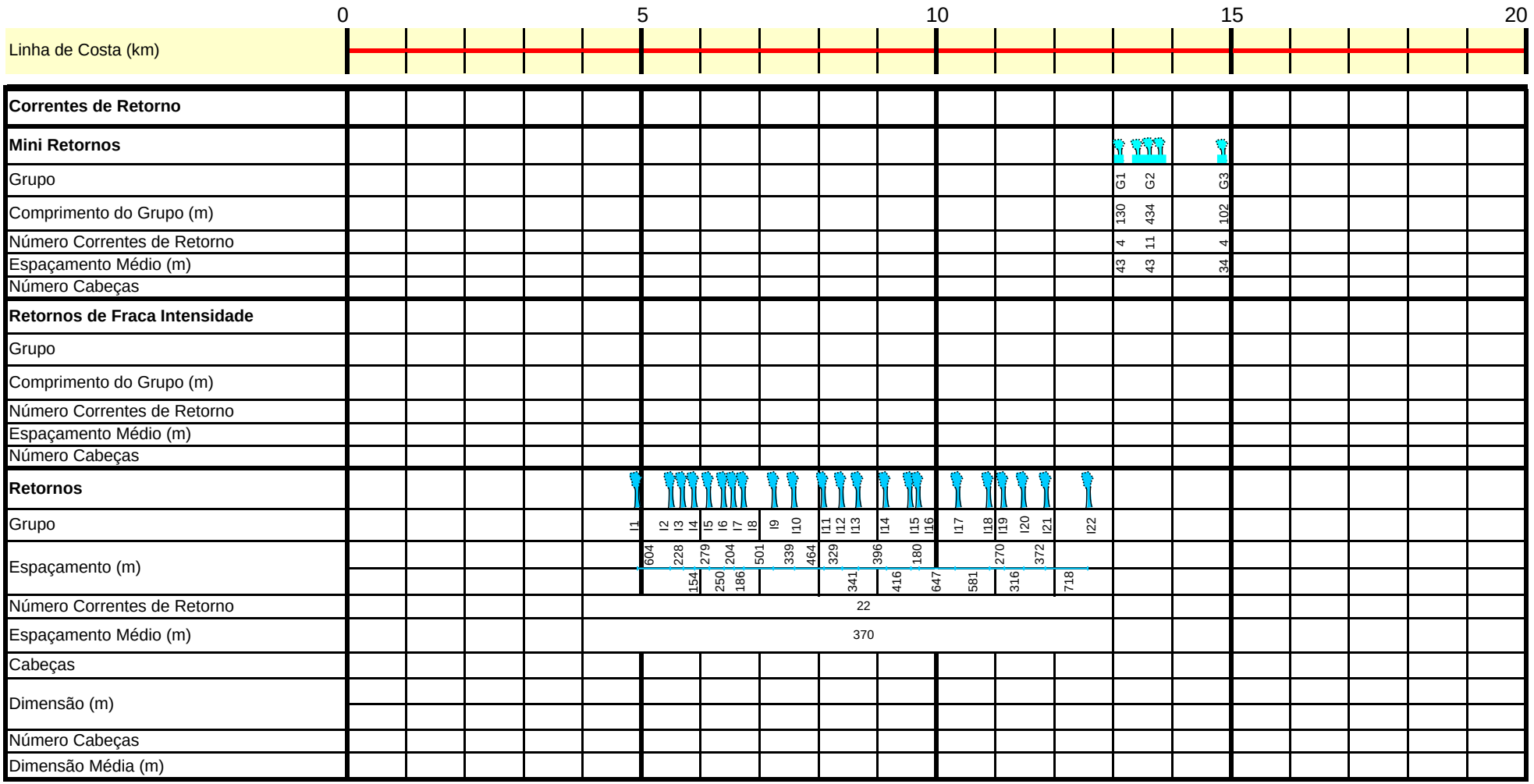
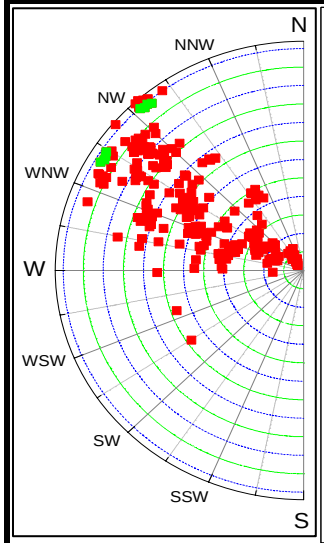
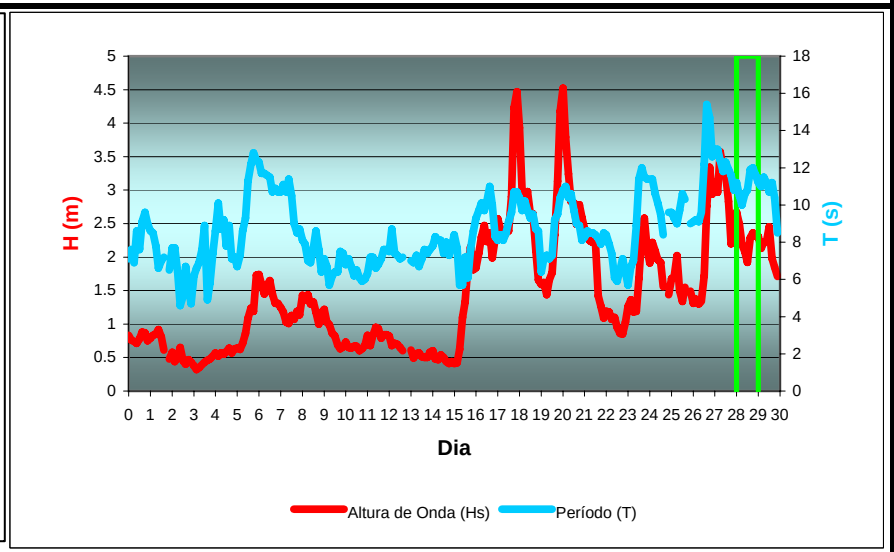


Figura B3 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 27 de Agosto de 1995 (cont.).

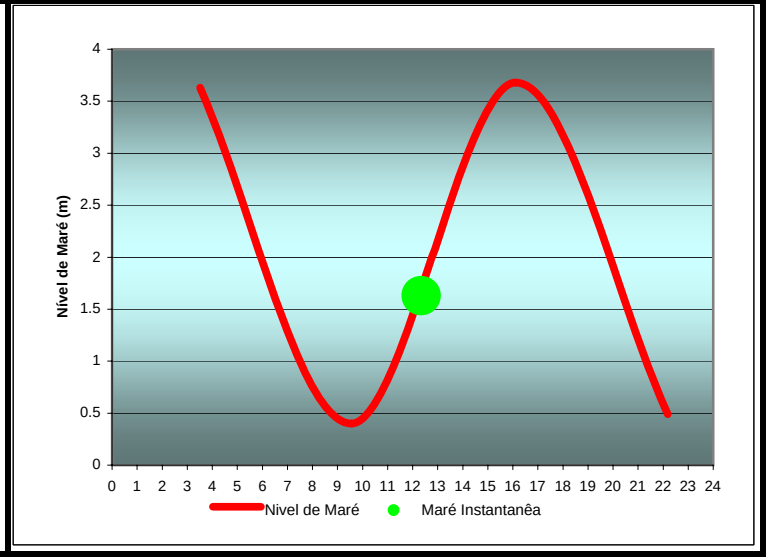
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 29 de Setembro de 1996

Características da Agitação (Leixões)





Nivel de Maré (Leixões)



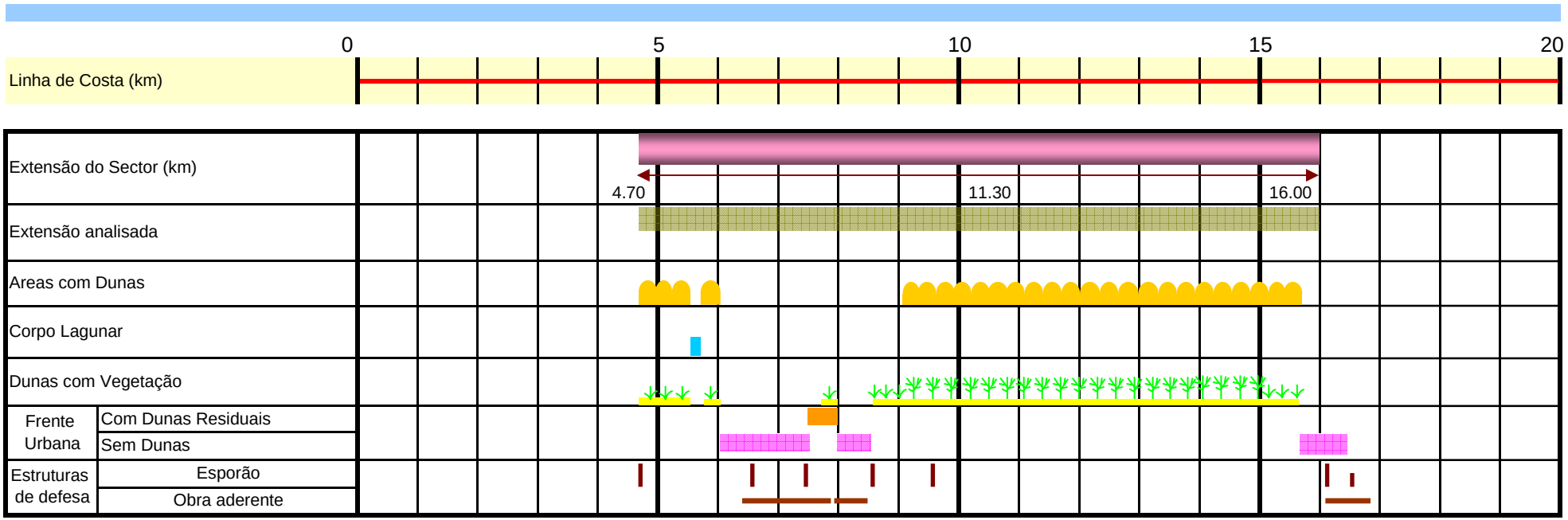


Figura B4 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 29 de Setembro de 1996.

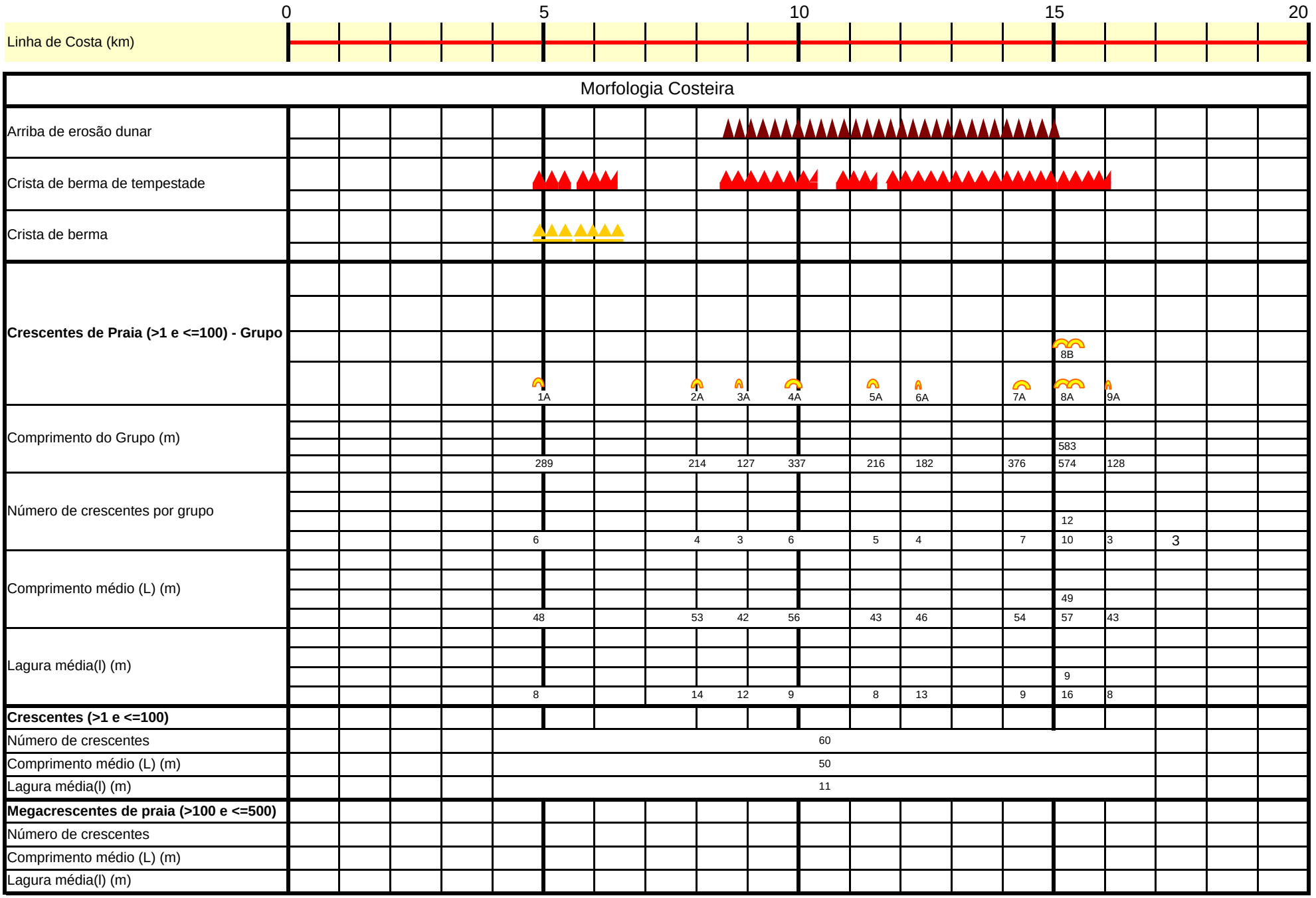


Figura B4 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 29 de Setembro de 1996 (cont.).

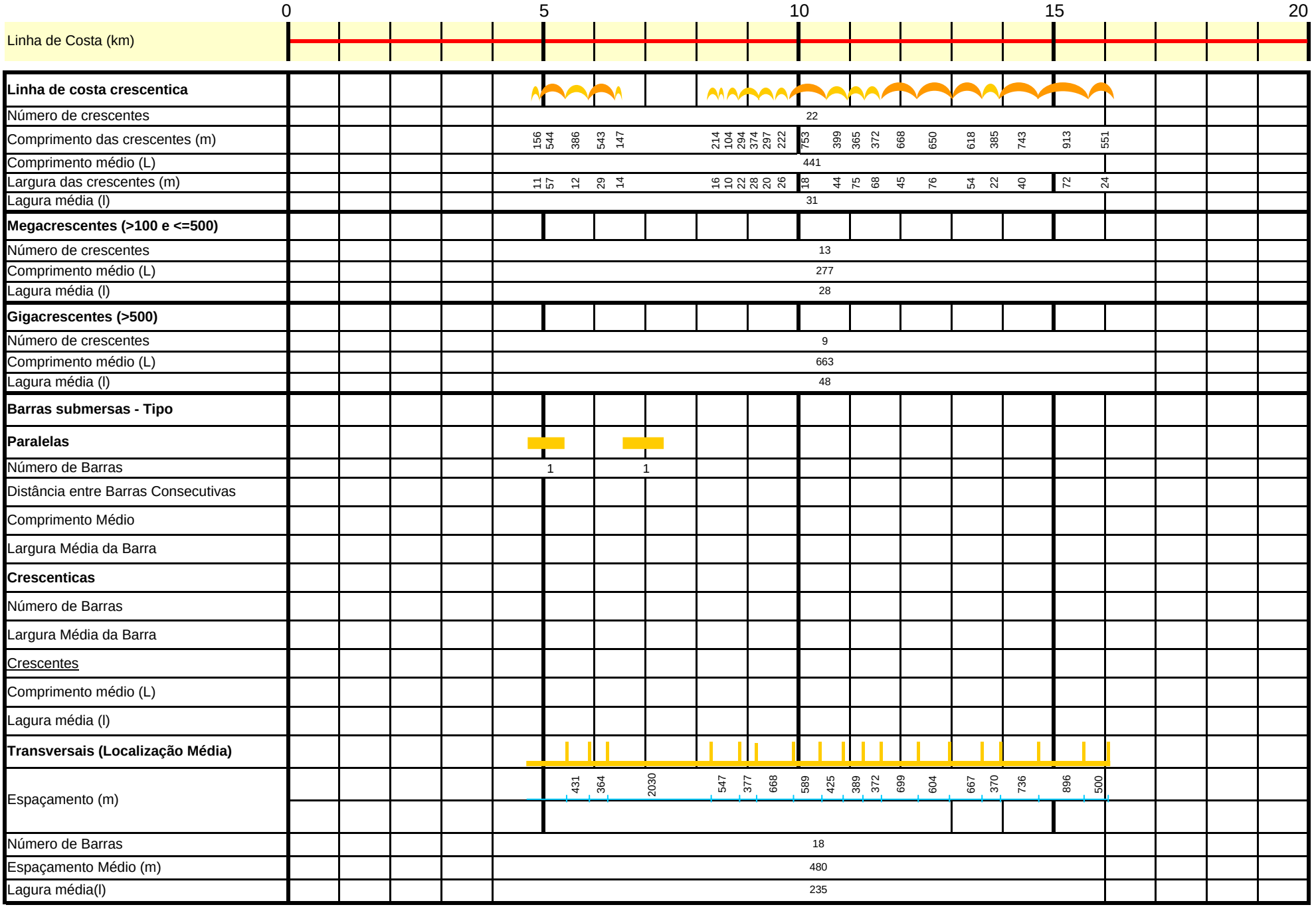


Figura B4 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 29 de Setembro de 1996 (cont.).

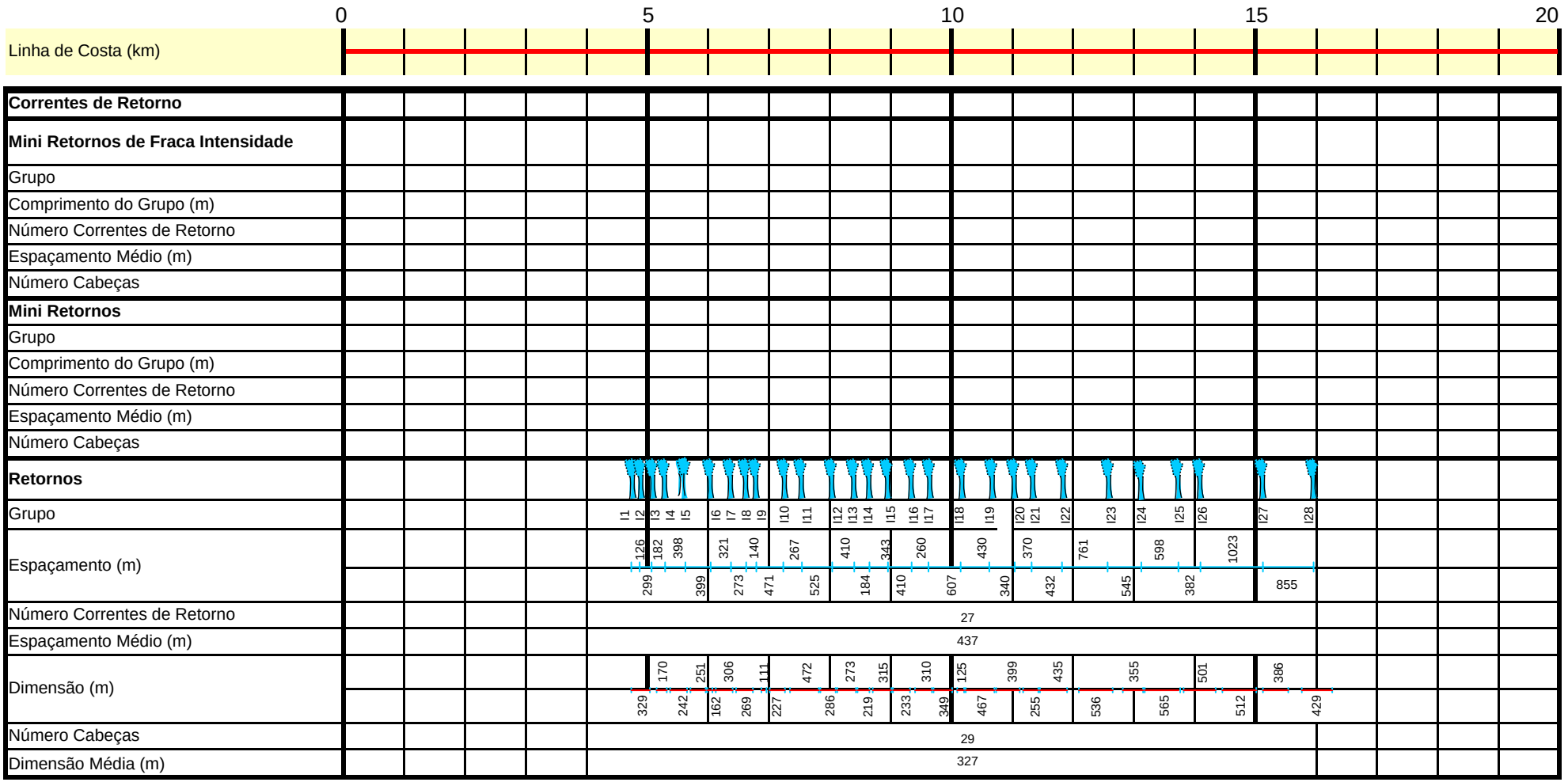
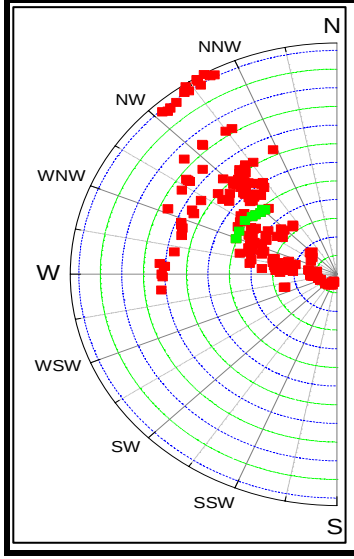
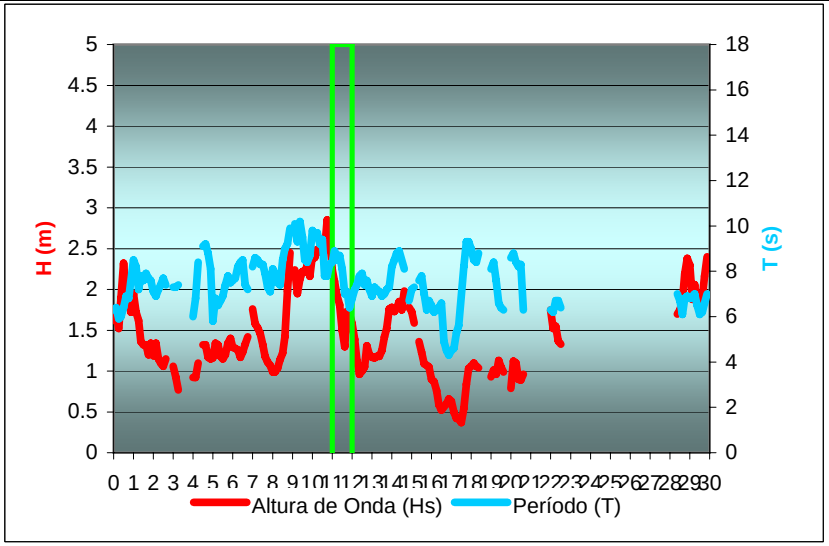


Figura B4 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 29 de Setembro de 1996 (cont.).

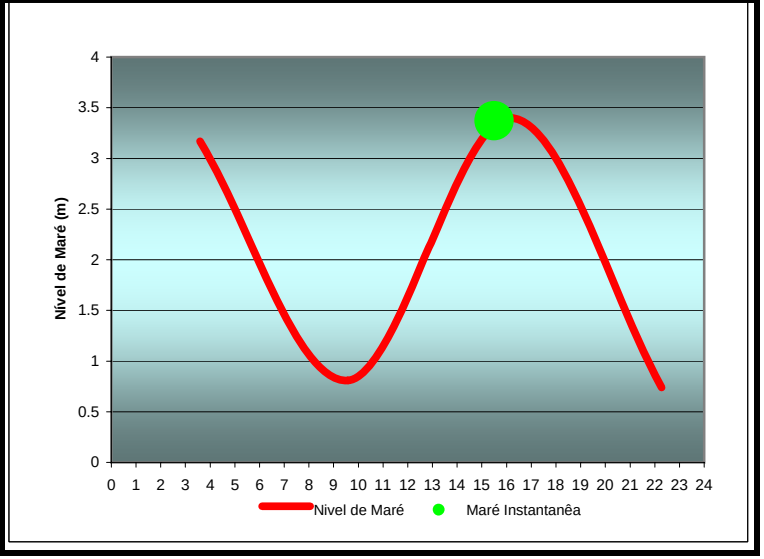
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 12 de Junho de 1998

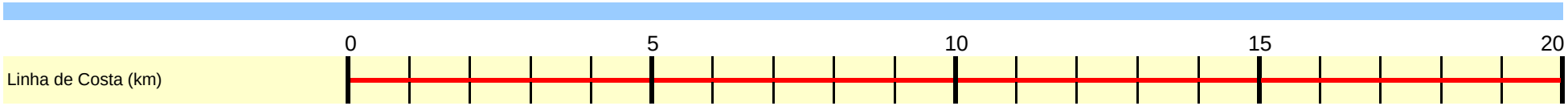
Características da Agitação (Leixões)





Nivel de Maré (Leixões)





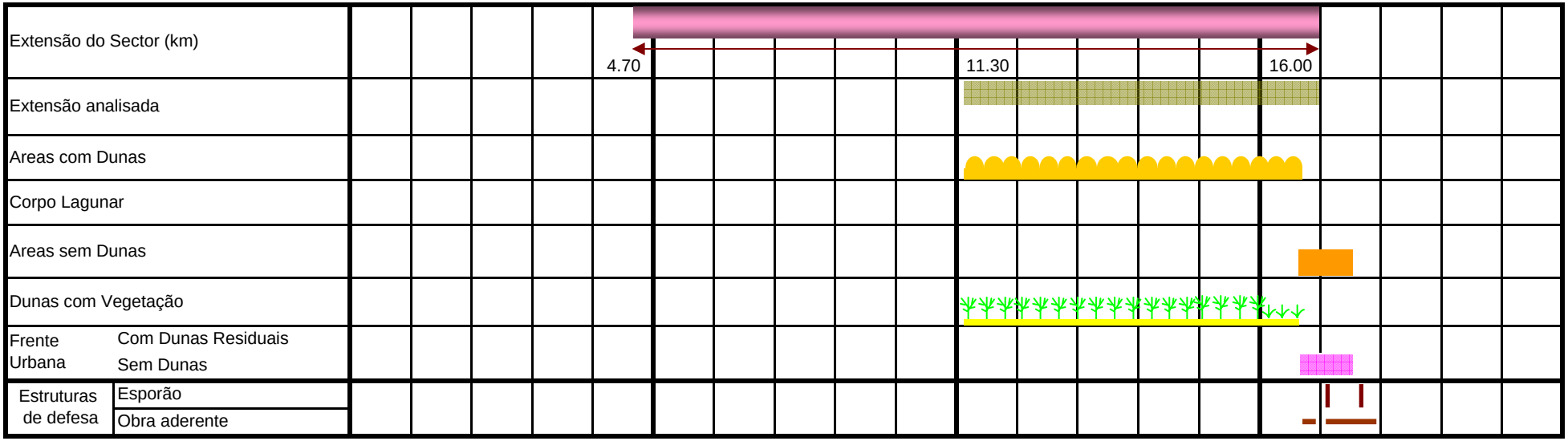


Figura B5 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 12 de Junho de 1998.

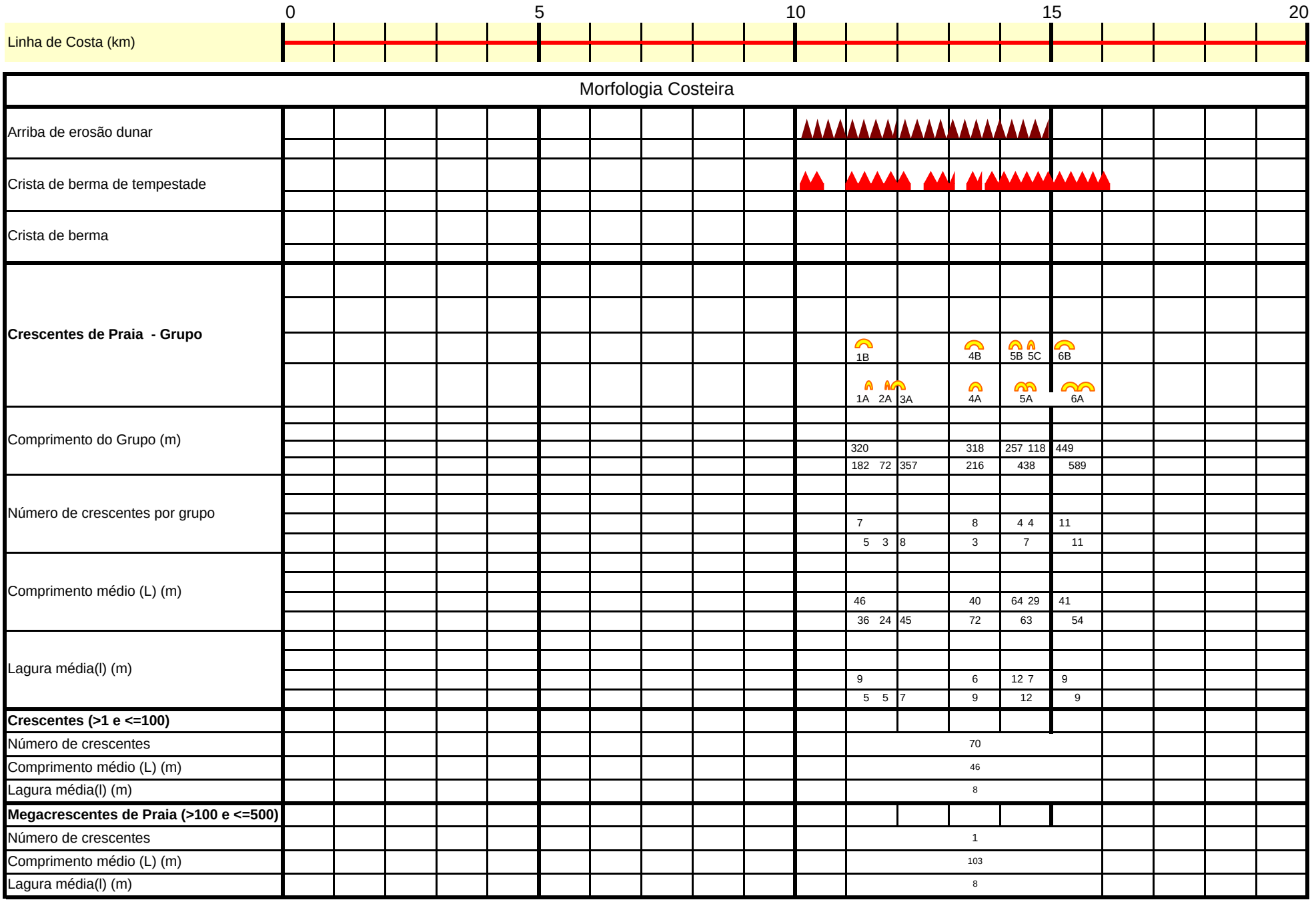


Figura B5 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 12 de Junho de 1998 (cont.).

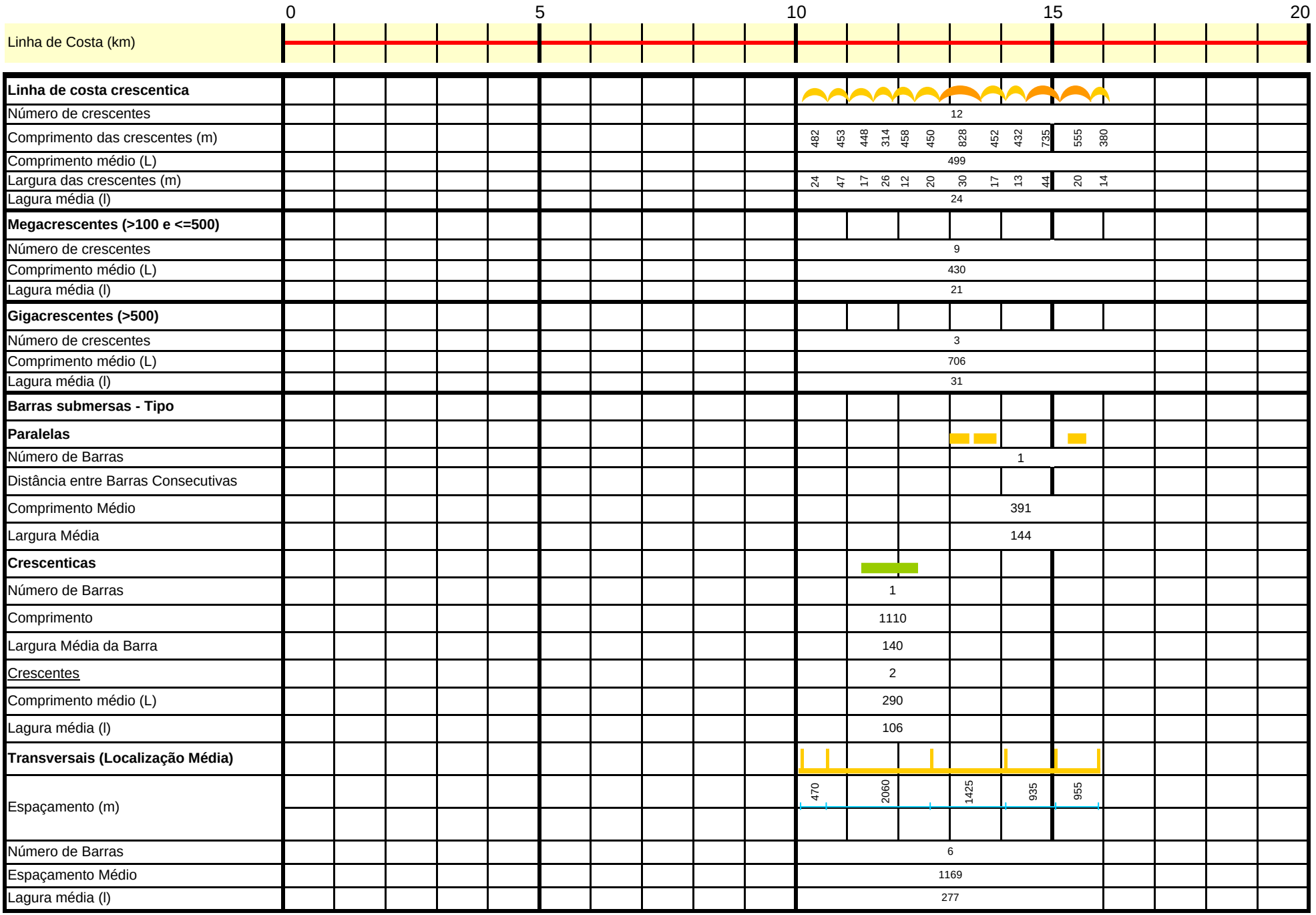


Figura B5 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 12 de Junho de 1998 (cont.).

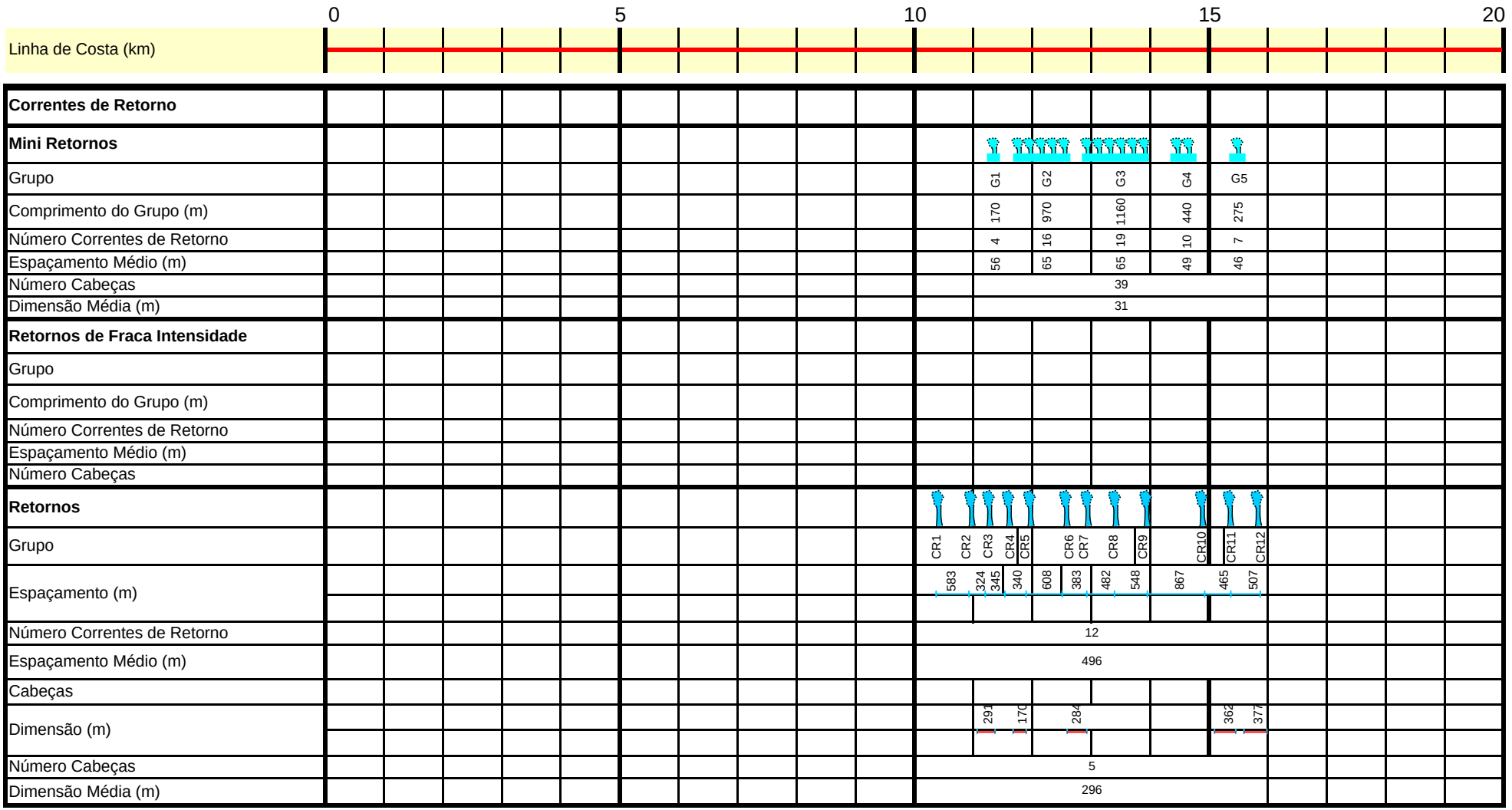
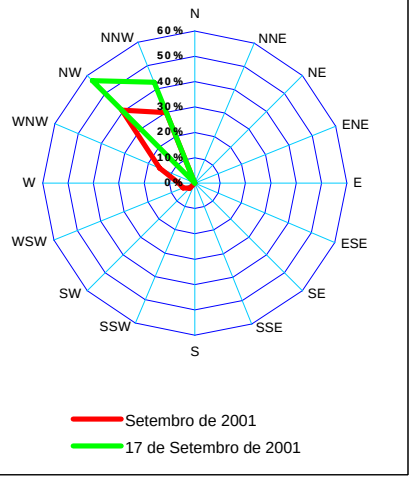
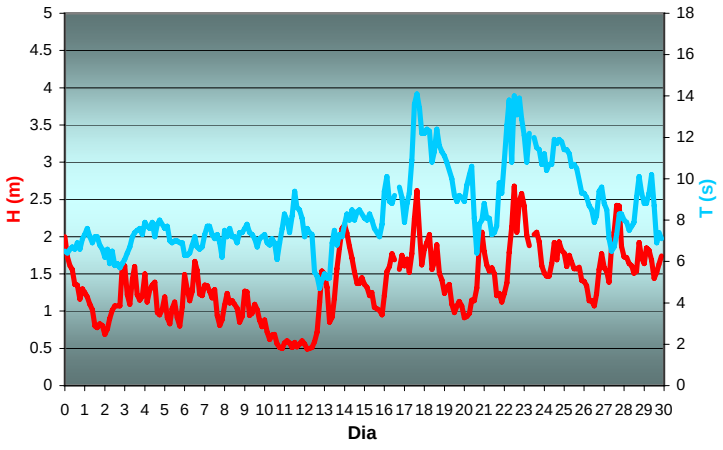


Figura B5 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 12 de Junho de 1998 (cont.).

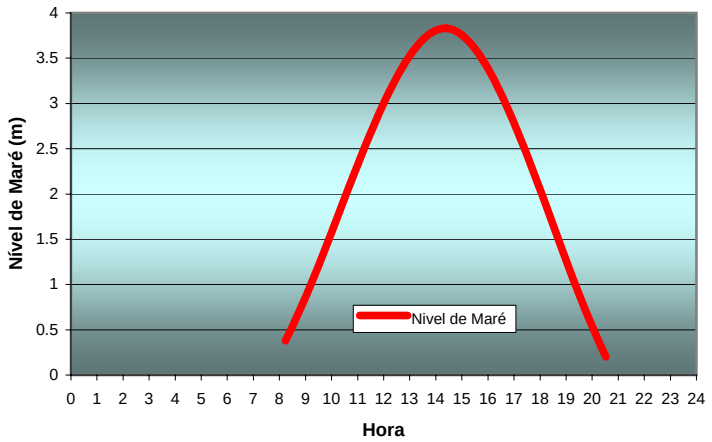
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 17 de Setembro de 2001

Características da Agitação (Leixões)





Nivel de Maré (Leixões)



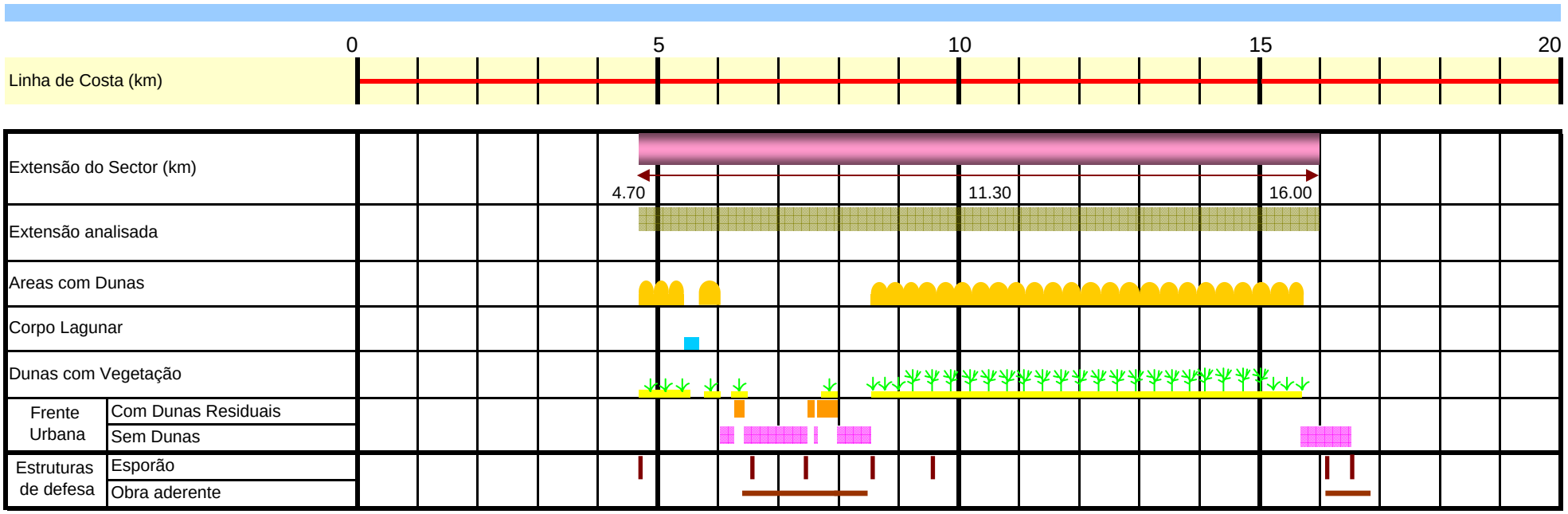


Figura B6 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 17 de Setembro de 2001.

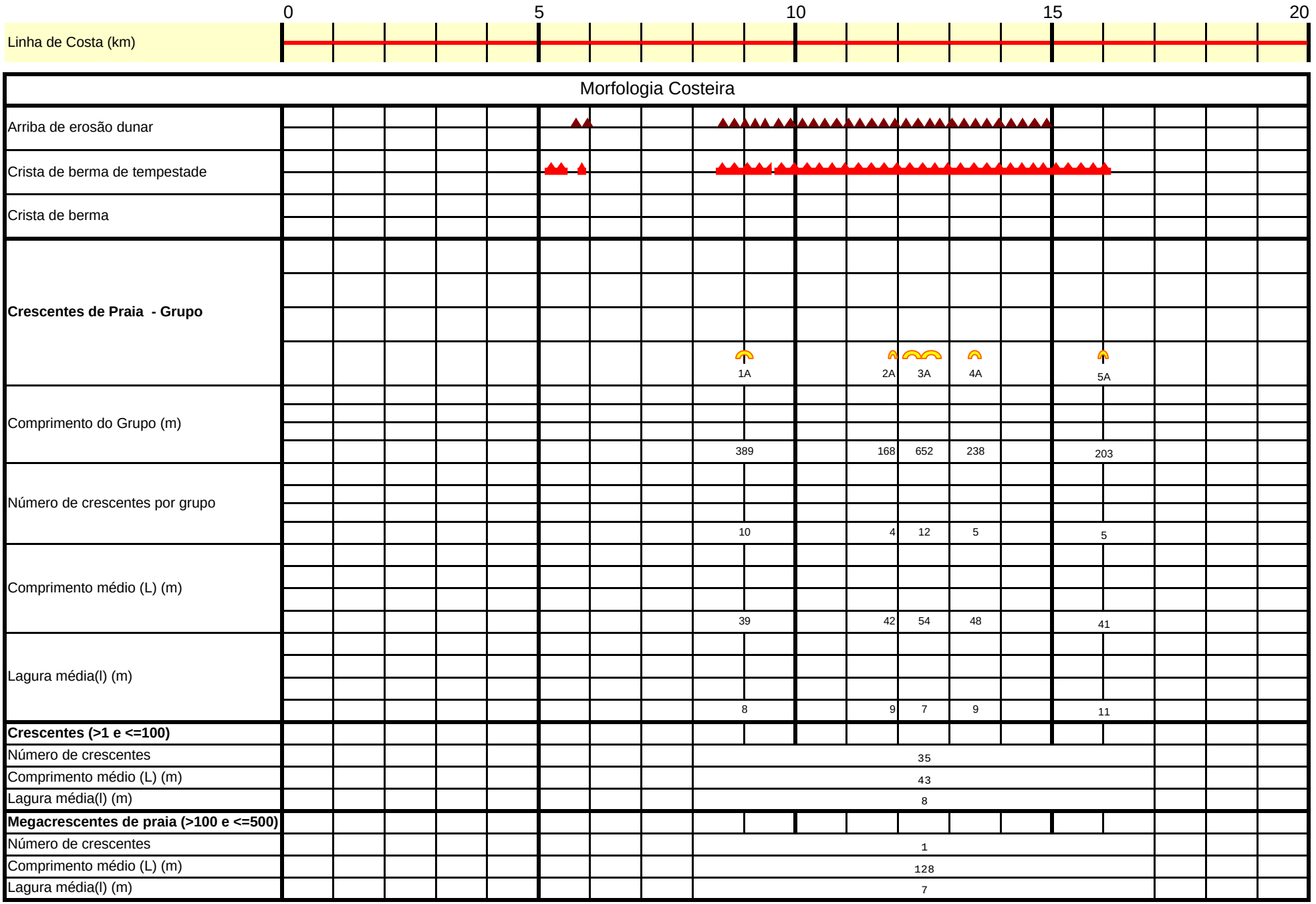


Figura B6 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 17 de Setembro de 2001 (cont.).

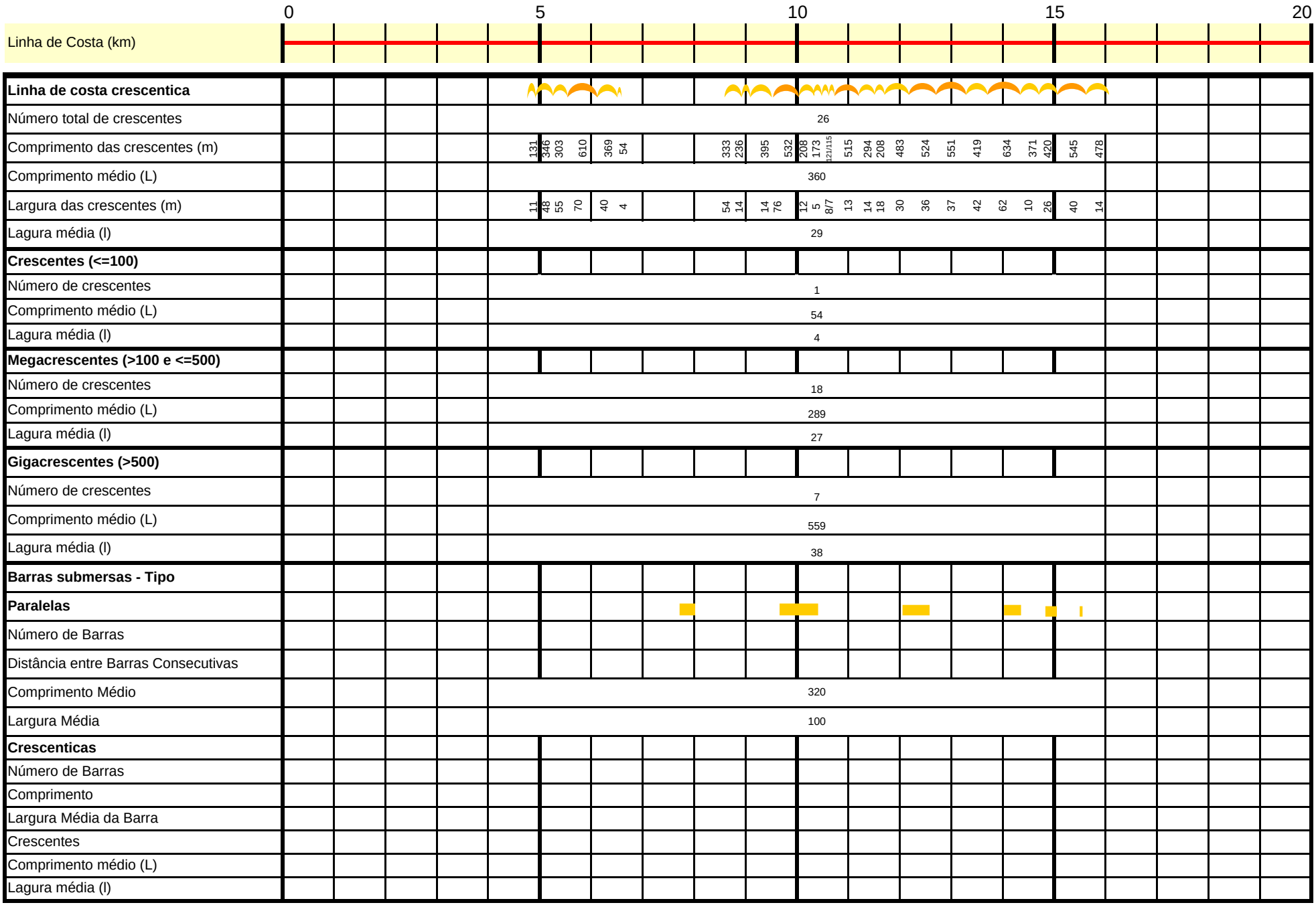


Figura B6 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 17 de Setembro de 2001 (cont.).

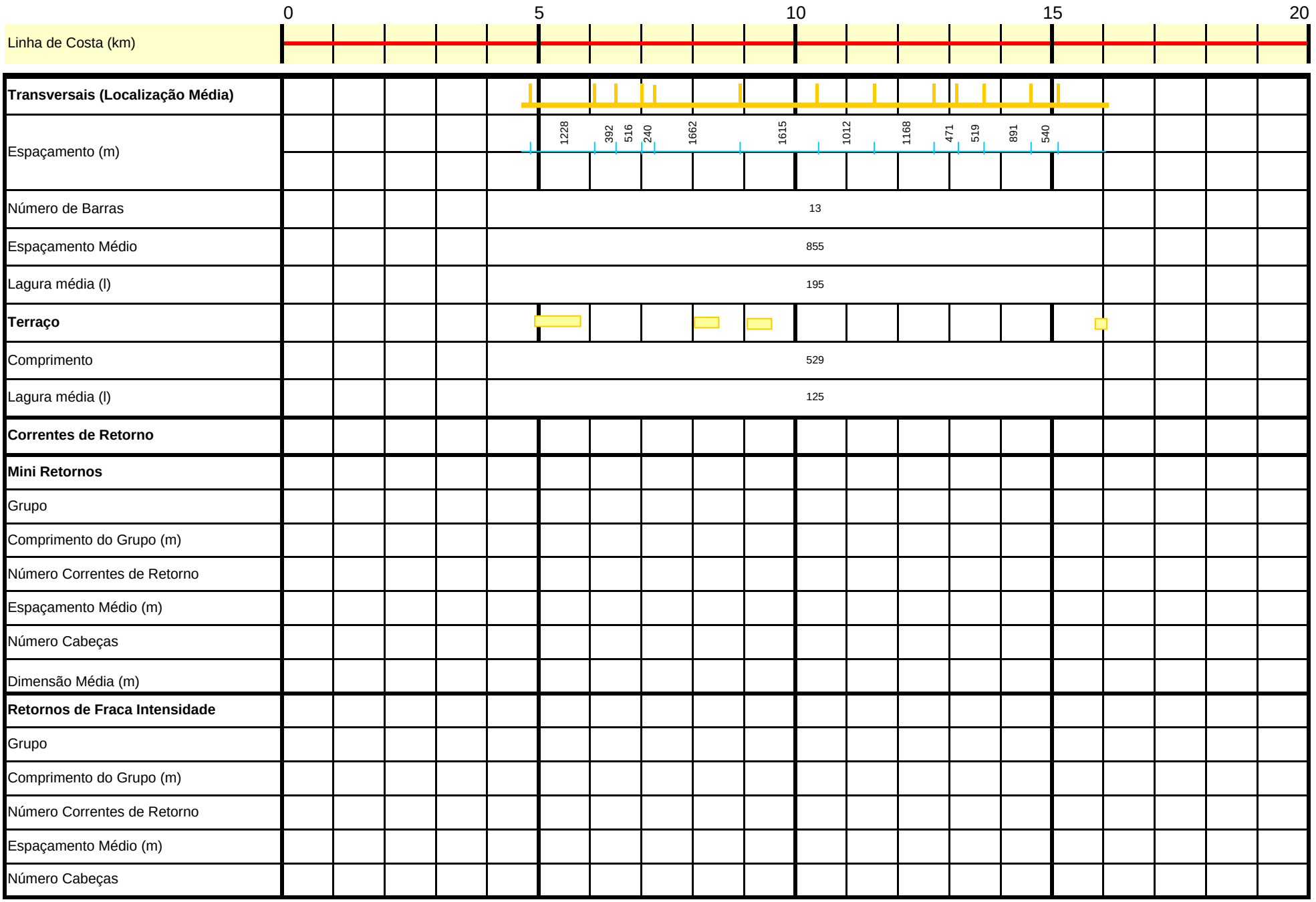


Figura B6 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 17 de Setembro de 2001 (cont.).

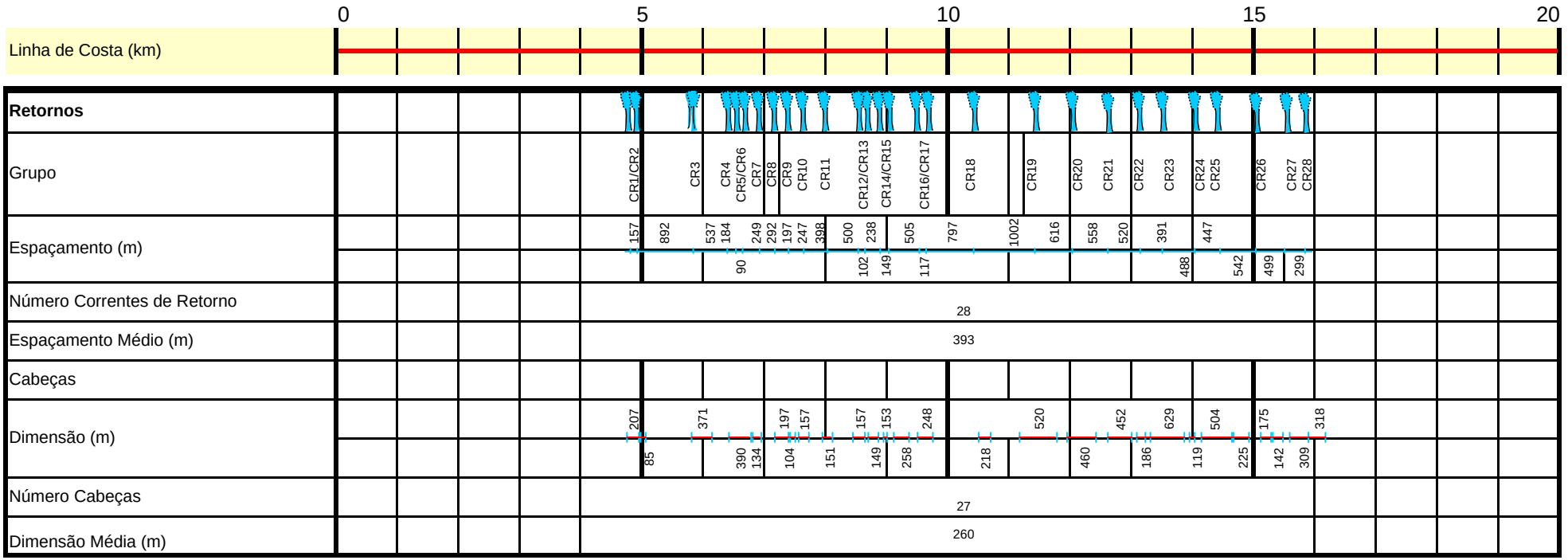
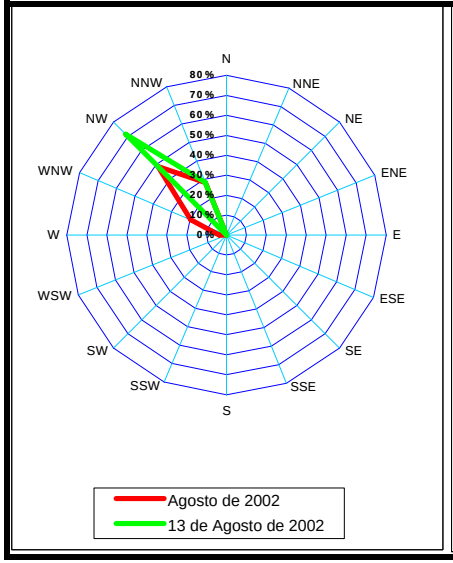
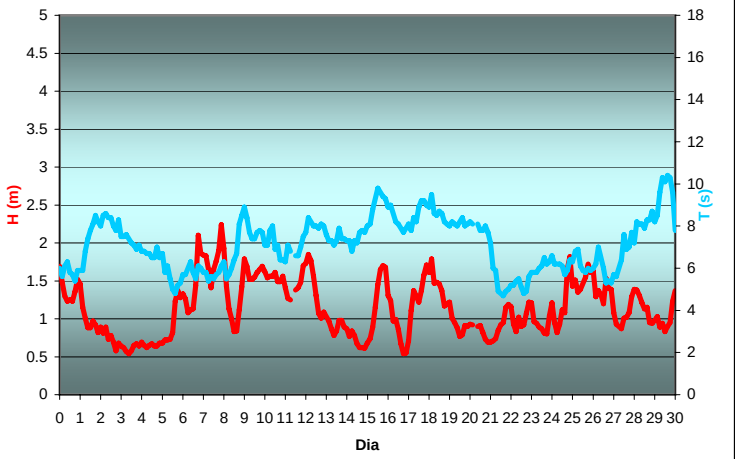


Figura B6 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 17 de Setembro de 2001 (cont.).

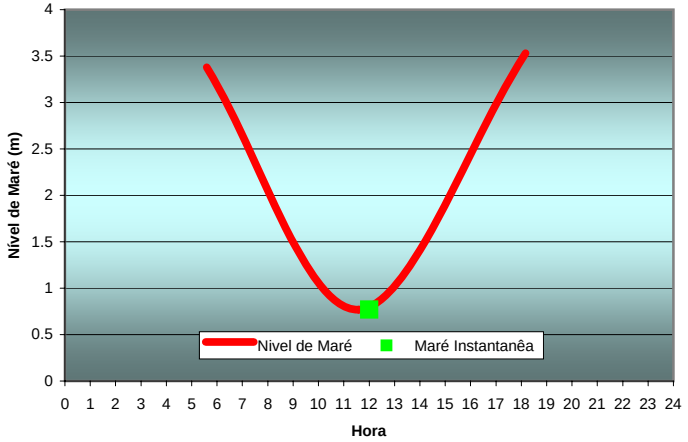
SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 13 de Agosto de 2002

Características da Agitação (Leixões)





Nivel de Maré (Leixões)



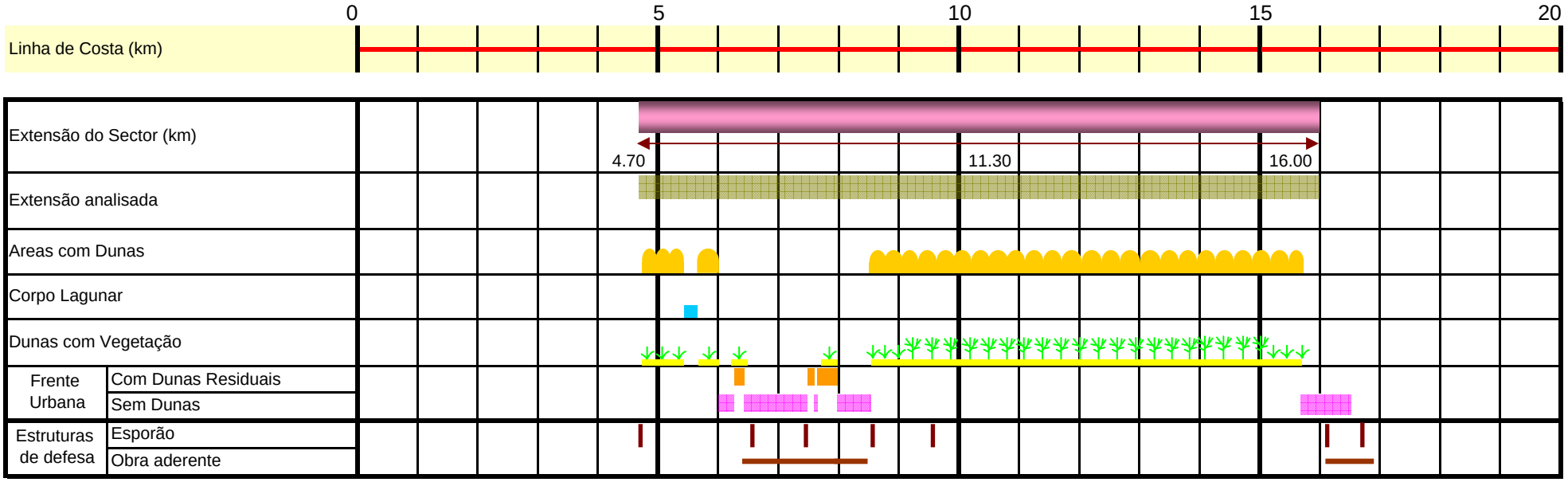


Figura B7 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Agosto de 2002.

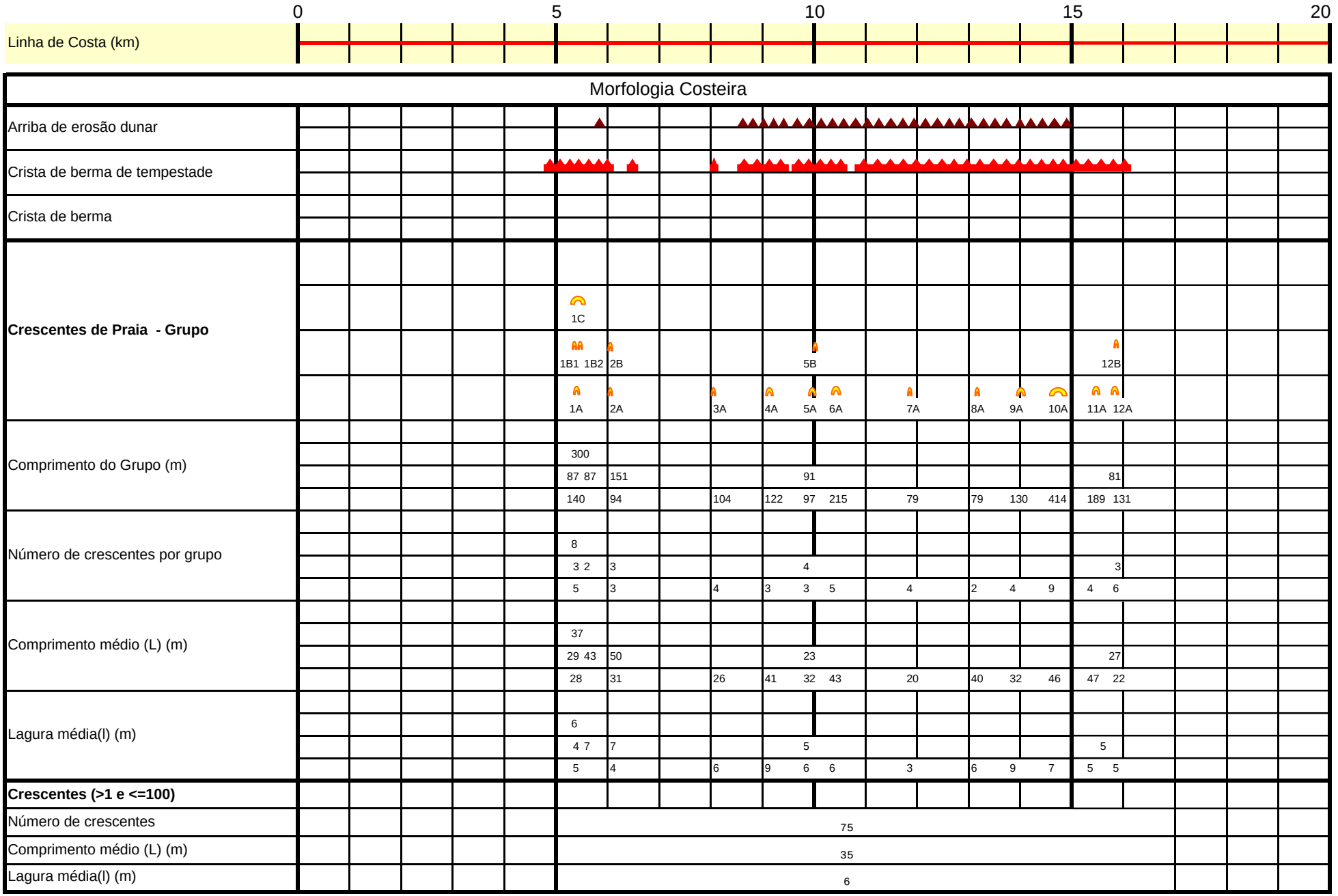
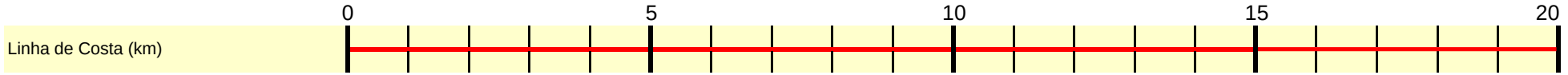
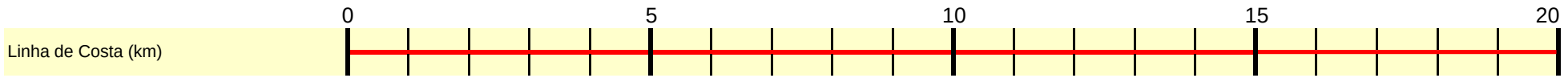


Figura B7 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Agosto de 2002 (cont.).



Megacrescentes de praia (>100 e <=500)	
Número de crescentes	
Comprimento médio (L) (m)	
Lagura média(l) (m)	
Linha de costa crescentica	
Número total de crescentes	27
Comprimento das crescentes (m)	203 715 340 377 191 266 313 240 422 549 190 651 443 455 421 369 258 385 325 316 183 458 160 337 286 439 832
Comprimento médio (L)	375
Largura das crescentes (m)	50 58 40 53 23 49 55 40 82 52 35 56 85 95 56 72 46 56 31 59 9 68 26 60 10 51 74
Lagura média (l)	52
Crescentes (<=100)	
Número de crescentes	
Comprimento médio (L)	
Lagura média (l)	
Megacrescentes (>100 e <=500)	
Número de crescentes	23
Comprimento médio (L)	321
Lagura média (l)	50
Gigacrescentes (>500)	
Número de crescentes	4
Comprimento médio (L)	687
Lagura média (l)	60
Barras submersas - Tipo	
Paralelas	
Número de Barras	
Distância entre Barras Consecutivas	
Comprimento Médio	
Largura Média	

Figura B7 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Agosto de 2002 (cont.).



Crescenticas	
Número de Barras	
Comprimento	
Largura Média da Barra	
Crescentes	
Comprimento médio (L)	
Lagura média (l)	
Transversais (Localização Média)	
Espaçamento (m)	715, 340, 377, 611, 718, 1299, 742, 651, 443, 455, 421, 369, 258, 385, 325, 316, 458, 337, 286, 531, 740, 183, 160
Número de Barras	24
Espaçamento Médio	484
Lagura média (l)	175
Terraço	
Comprimento	
Lagura média (l)	
Correntes de Retorno	
Mini Retornos de Fraca Intensidade	
Grupo	
Comprimento do Grupo (m)	
Número Correntes de Retorno	
Espaçamento Médio (m)	
Número Cabeças	
Dimensão Média (m)	

Figura B7 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Agosto de 2002 (cont.).

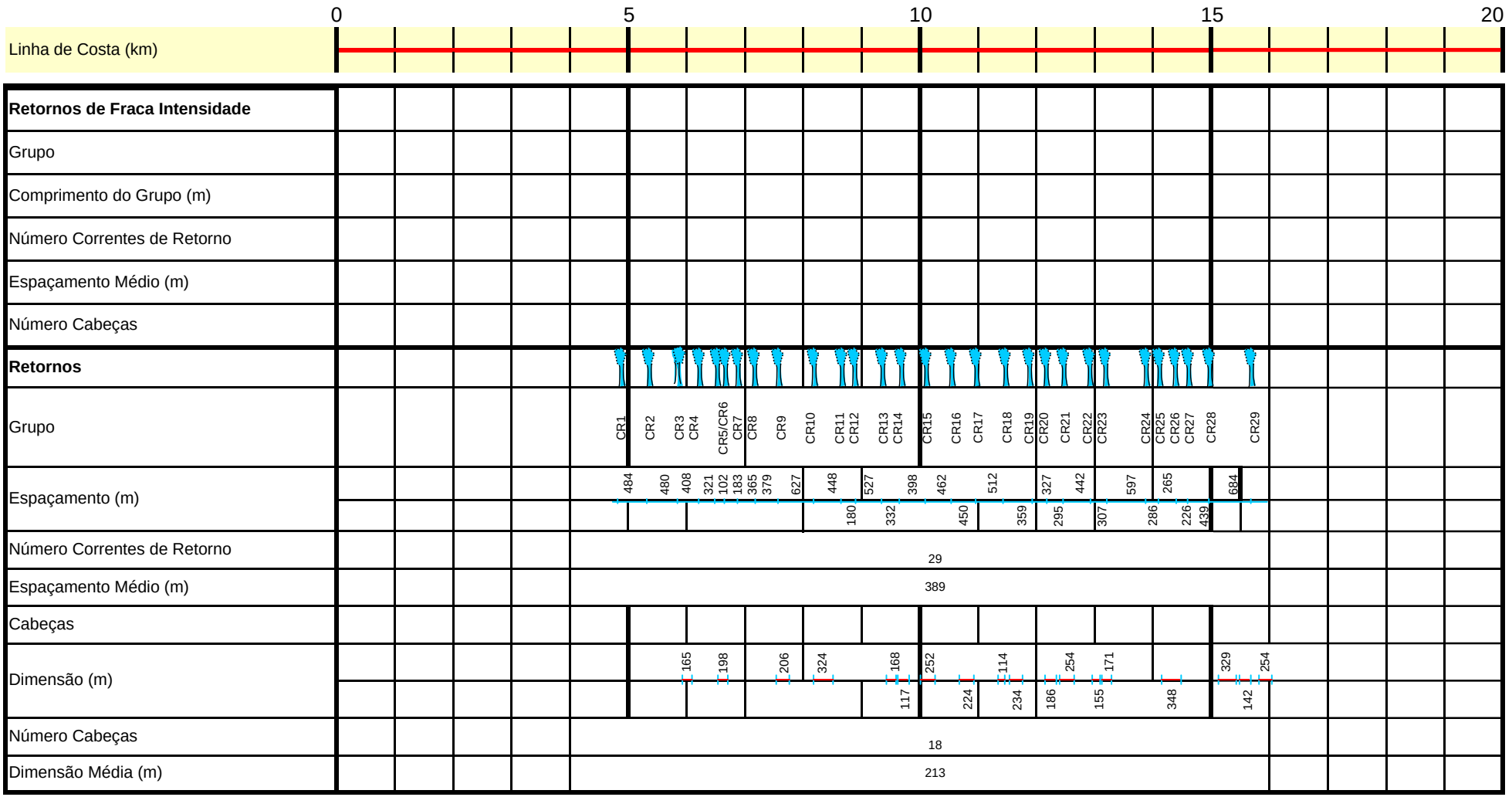
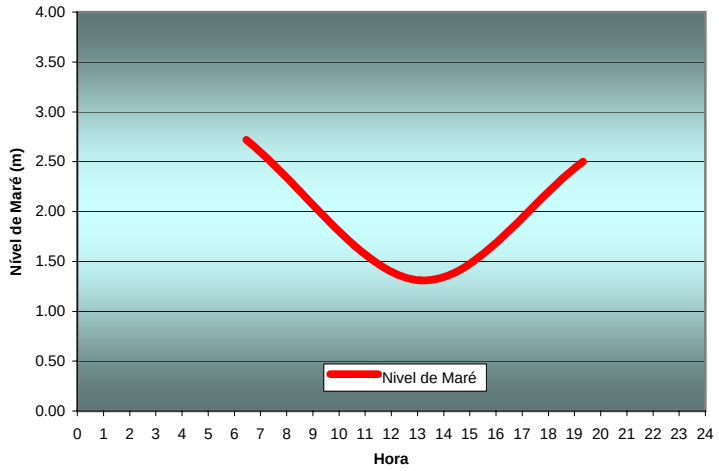


Figura B7 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 13 de Agosto de 2002 (cont.).

SECTOR A - Esmoriz / Furadouro - Levantamento Fotográfico de 28 de Outubro de 2002

Características da Agitação (Leixões)

Nivel de Maré (Leixões)



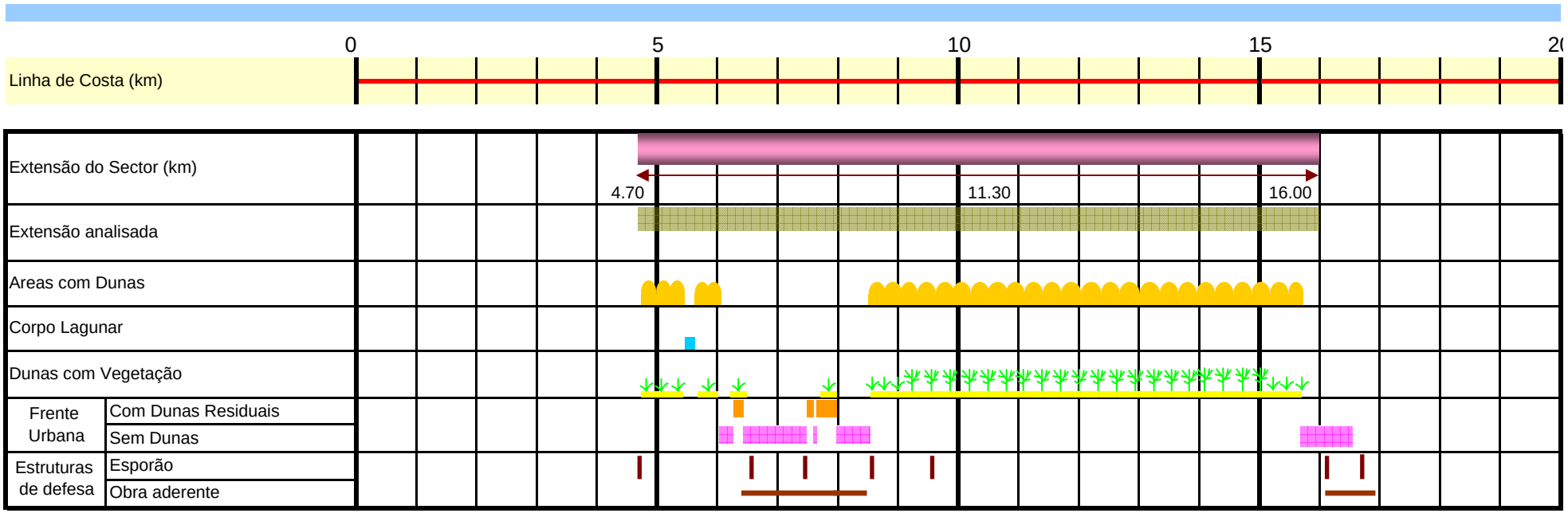


Figura B8 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 28 de Outubro de 2002.

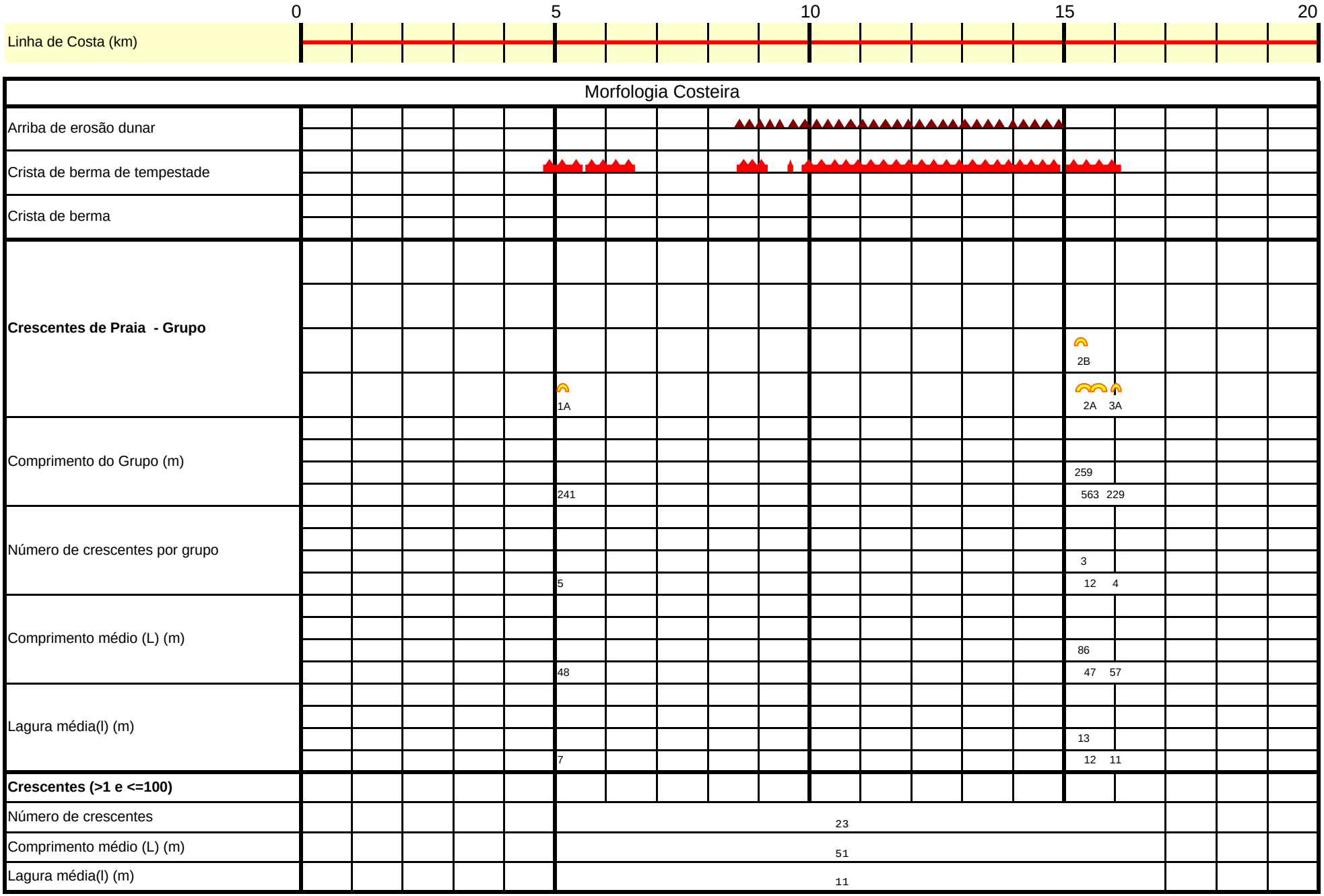
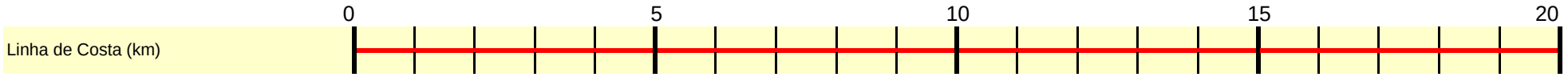


Figura B8 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 28 de Outubro de 2002.



Megacrescentes de praia (>100 e <=500)	
Número de crescentes	1
Comprimento médio (L) (m)	117
Lagura média(l) (m)	20
Linha de costa crescentica	
Número total de crescentes	37
Comprimento das crescentes (m)	319 350 402 340 414 135 144 237 431 237 552 177 211 243 241 217 479 381 368 169 333 352 195 117 272/138 137 160/119 165/241 374 367 634 257 247 202
Comprimento médio (L)	280
Largura das crescentes (m)	28 28 27 15 9 13 22 21 35 31 31 31 31 18 18 17 45 26 26 9 29 21 16 23 13/7 15 22/8 16/33 40 10 24 25 8 4
Lagura média (l)	21
Crescentes (<=100)	
Número de crescentes	
Comprimento médio (L)	
Lagura média (l)	
Megacrescentes (>100 e <=500)	
Número de crescentes	35
Comprimento médio (L)	262
Lagura média (l)	21
Gigacrescentes (>500)	
Número de crescentes	2
Comprimento médio (L)	593
Lagura média (l)	28
Barras submersas - Tipo	
Paralelas	
Número de Barras	
Distância entre Barras Consecutivas	
Comprimento Médio	
Largura Média	

Figura B8 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 28 de Outubro de 2002.

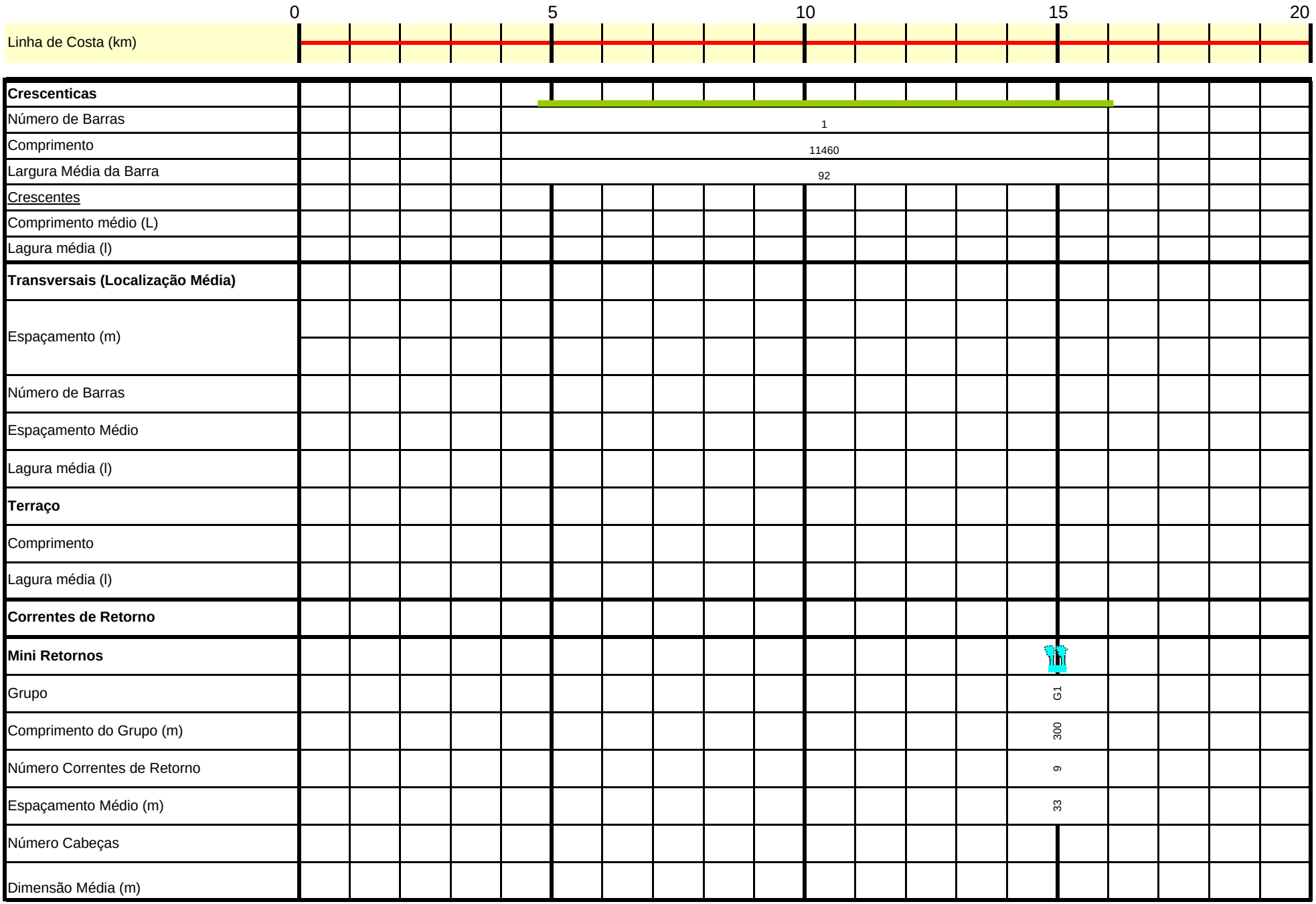


Figura B8 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 28 de Outubro de 2002.

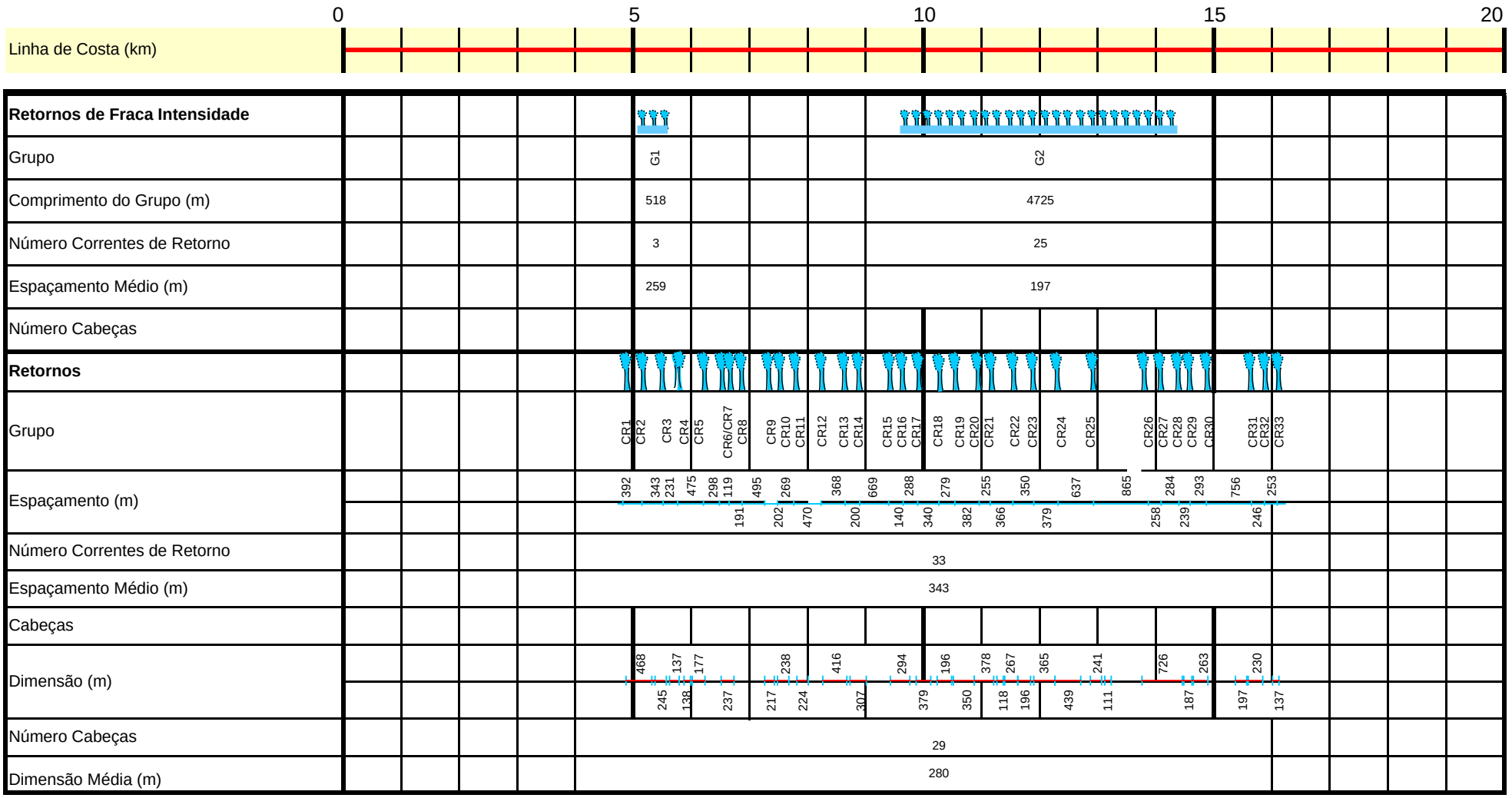


Figura B8 - Esquema resumo do levantamento fotográfico de 28 de Outubro de 2002.

Anexo C

Tabela C1 - Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação calculadas gráficamen

	Altura média de onda significativa					Periodo médio de onda significativa					Rumo Médio				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	1.5	1.2	1.5	1.5		12.3	10.8	9.9	9.7		275	287	275	287	
1967					3.6					13.9					250
1995	1.7	1.9	1.5	1.5		9.8	11.0	10.0	10.0		313	314	312	310	
1996	2.3	2.9	1.9	1.9		11.1	12.1	9.7	9.1		306	299	306	301	
1998	1.8	2.5	1.6	1.4		7.9	8.9	8.2	7.4		307	300	290	280	
2001	1.6	1.1	1.0	1.1		9.3	7.8	7.3	7.2		327	328	320	323	
2002	1.4	1.4	1.4	1.3		8.0	6.8	6.5	6.7		323	320	322	317	
2002															

	Prof. de rebentação - Graficamente					Hb - Komar e Gaughan, 1972					Hb - Teixeira, 1994					H0/L0				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	2.5	2.0	2.2	2.3		2.28	1.87	2.08	2.13		1.53	1.34	1.52	1.57		0.006	0.007	0.010	0.010	
1967					5.3					4.93					3.18					0.012
1995	2.5	2.8	2.3	2.3		2.31	2.63	2.18	2.13		1.69	1.82	1.58	1.55		0.011	0.010	0.010	0.010	
1996	3.4	4.3	2.7	2.7		3.13	3.95	2.52	2.49		2.16	2.66	1.84	1.87		0.012	0.013	0.013	0.015	
1998	2.5	3.5	2.3	2.0		2.24	3.12	2.08	1.84		1.78	2.36	1.63	1.51		0.018	0.020	0.015	0.017	
2001	2.3	1.7	1.5	1.6		2.17	1.56	1.40	1.44		1.62	1.28	1.20	1.24		0.012	0.012	0.012	0.014	
2002	2.1	2.0	1.9	1.8		1.88	1.75	1.73	1.62		1.50	1.49	1.49	1.39		0.014	0.019	0.021	0.018	
2002																				

Grandes Profundidades

	Comprimento de onda (L0)					Velocidade da Onda - C_0					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	236	182	152	147		19.2	16.9	15.4	15.1		9.6	8.4	7.7	7.6	
1967					302					21.7					10.9
1995	150	188	157	156		15.3	17.1	15.6	15.6		7.6	8.6	7.8	7.8	
1996	192	229	147	129		17.3	18.9	15.2	14.2		8.6	9.4	7.6	7.1	
1998	97	125	105	86		12.3	14.0	12.8	11.6		6.2	7.0	6.4	5.8	
2001	135	95	84	80		14.5	12.2	11.4	11.2		7.3	6.1	5.7	5.6	
2002	101	73	66	71		12.5	10.7	10.2	10.5		6.3	5.3	5.1	5.3	
2002															

	Energia cinética					Potência da onda					H0/gT^2				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	319829	170042	202958	212191		25999	15728	20590	21890		0.0010	0.0011	0.0015	0.0016	
1967					#####					178089					0.0019
1995	263048	404363	231146	218627		26876	36886	23086	21845		0.0018	0.0016	0.0016	0.0015	
1996	631674	1242039	324919	294464		57036	102648	33458	32407		0.0019	0.0020	0.0020	0.0024	
1998	195425	507149	169068	112109		24777	56744	20613	15096		0.0029	0.0032	0.0024	0.0027	
2001	214194	78760	56343	59333		23032	10097	7694	8285		0.0019	0.0019	0.0020	0.0022	
2002	128741	92078	84252	73815		16018	13456	12940	10950		0.0022	0.0031	0.0034	0.0029	
2002															

Tabela C2 - Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação calculadas gráficamente

Pequenas Profundidades

	Comprimento de onda (Ldb)					Velocidade da Onda - C					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	60.4	47.6	46.0	46.1		4.9	4.4	4.7	4.8		4.9	4.4	4.7	4.8	
1967					100.5					7.2					7.2
1995	48.5	57.6	47.8	47.2		5.0	5.3	4.8	4.7		5.0	5.3	4.8	4.7	
1996	63.7	78.5	50.3	47.0		5.8	6.5	5.2	5.2		5.8	6.5	5.2	5.2	
1998	38.9	52.2	38.8	33.0		4.9	5.8	4.7	4.4		4.9	5.8	4.7	4.4	
2001	44.6	31.8	28.3	28.1		4.8	4.1	3.9	3.9		4.8	4.1	3.9	3.9	
2002	36.1	29.9	28.2	28.2		4.5	4.4	4.3	4.2		4.5	4.4	4.3	4.2	
2002															

Teixeira (1994)

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	88882	53562	67066	71248		14450	9909	13608	14700		0.0010	0.0012	0.0016	0.0017		1502	1992	1502	1006	504
1967					639574					92025					0.0017					
1995	86966	120687	75135	71118		17771	22018	15008	14212		0.0018	0.0015	0.0016	0.0016		2796	3614	3136	2647	1746
1996	187646	350171	107371	103044		33886	57879	22113	22681		0.0018	0.0019	0.0020	0.0023		3465	3136	3523	2942	4271
1998	77374	182678	65076	47206		19619	40879	15868	12713		0.0029	0.0030	0.0025	0.0028		3570	4403	3990	3569	2262
2001	73841	32973	25510	26982		15880	8455	6967	7535		0.0019	0.0022	0.0023	0.0025		3664	4050	4050	3393	3135
2002	50904	41801	39678	34323		12667	12217	12188	10183		0.0024	0.0032	0.0036	0.0031		1974	1887	1957	2166	1887
2002																				

Komar e Gaughan, 1972

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	198094	104481	125101	131743		32206	19328	25383	27181		0.0015	0.0016	0.0022	0.0023		3348	4439	3348	2241	1123
1967					1536440					221070					0.0026					
1995	163520	249889	142735	134646		33414	45590	28511	26907		0.0025	0.0022	0.0022	0.0022		5257	6795	5896	4978	3283
1996	392012	772452	201859	183790		70792	127678	41573	40454		0.0026	0.0028	0.0027	0.0031		7238	6552	7359	6146	8922
1998	122926	319946	105839	70087		31170	71596	25809	18875		0.0037	0.0040	0.0032	0.0034		5671	6994	6339	5670	3594
2001	132705	48930	35080	36905		28539	12546	9580	10306		0.0026	0.0026	0.0027	0.0029		6584	7278	7278	6098	5635
2002	80406	57999	52944	46358		20008	16952	16263	13754		0.0030	0.0038	0.0042	0.0036		3118	2980	3091	3422	2980
2002																				

Tabela C3- Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação calculadas gráficamente

	Altura média de onda significativa					Periodo médio de onda significativa					Rumo Médio				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	1.5	1.3	1.5	1.5		12.3	11.7	10.3	9.9		275	281	275	281	
1967					3.6					13.9					250
1995	1.7	1.8	1.5	1.5		9.8	10.4	10.0	10.0		313	313	312	310	
1996	2.3	2.6	1.9	1.9		11.1	11.6	9.9	9.2		306	304	306	301	
1998	1.8	2.2	1.6	1.5		7.9	8.4	8.2	7.5		307	303	292	282	
2001	1.6	1.4	1.1	1.1		9.3	8.5	7.5	7.3		327	328	321	323	
2002	1.4	1.4	1.4	1.3		8.0	7.5	6.7	6.8		323	321	322	318	
2002															

	Prof. de rebentação - Graficamente					Hb - Komar e Gaughan, 1972					Hb - Teixeira, 1994					H0/L0				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	2.5	2.2	2.3	2.3		2.28	2.08	2.12	2.15		1.53	1.43	1.52	1.56		0.006	0.006	0.009	0.010	
1967					5.3					4.93					3.18					0.012
1995	2.5	2.7	2.4	2.3		2.31	2.47	2.19	2.14		1.69	1.76	1.59	1.56		0.011	0.010	0.010	0.010	
1996	3.4	3.9	2.8	2.8		3.13	3.54	2.60	2.53		2.16	2.41	1.88	1.89		0.012	0.012	0.013	0.015	
1998	2.5	3.0	2.3	2.0		2.24	2.68	2.10	1.86		1.78	2.07	1.65	1.53		0.018	0.020	0.016	0.017	
2001	2.3	2.0	1.6	1.6		2.17	1.85	1.49	1.48		1.62	1.44	1.24	1.26		0.012	0.012	0.012	0.013	
2002	2.1	2.0	1.9	1.8		1.88	1.82	1.75	1.63		1.50	1.49	1.49	1.39		0.014	0.016	0.020	0.018	
2002																				

Grandes Profundidades

	Comprimento de onda (L0)					Velocidade da Onda - C_0					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	236	214	165	154		19.2	18.3	16.1	15.5		9.6	9.1	8.0	7.8	
1967					302					21.7					10.9
1995	150	168	156	156		15.3	16.2	15.6	15.6		7.6	8.1	7.8	7.8	
1996	192	210	153	133		17.3	18.1	15.4	14.4		8.6	9.0	7.7	7.2	
1998	97	110	104	87		12.3	13.1	12.7	11.6		6.2	6.6	6.4	5.8	
2001	135	113	89	83		14.5	13.3	11.8	11.4		7.3	6.6	5.9	5.7	
2002	101	87	70	73		12.5	11.7	10.5	10.6		6.3	5.8	5.2	5.3	
2002															

	Energia cinética					Potência da onda					H0/gT^2				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	319829	242358	221458	221792		25999	20705	21525	22334		0.0010	0.0010	0.0014	0.0016	
1967					2475441	0	0	0	0	178089					0.0019
1995	263048	328034	235126	221353		26876	31618	23549	22147		0.0018	0.0017	0.0016	0.0015	
1996	631674	901381	356428	310505		57036	77789	36050	33704		0.0019	0.0020	0.0020	0.0023	
1998	195425	325930	172592	116853		24777	38743	21149	15668		0.0029	0.0031	0.0025	0.0027	
2001	214194	129965	67096	64472		23032	15290	8895	8857		0.0019	0.0019	0.0020	0.0021	
2002	128741	110810	89374	76078		16018	14814	13330	11162		0.0022	0.0026	0.0032	0.0028	
2002															

Tabela C4 - Parâmetros calculados a partir da profundidades de rebentação calculadas gráficament

Pequenas Profundidades

	Comprimento de onda (Ldb)					Velocidade da Onda - C					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	60.4	55.0	48.5	47.2		4.9	4.7	4.7	4.7		4.9	4.7	4.7	4.7	
1967					100.5					7.2					7.2
1995	48.5	53.2	48.0	47.3		5.0	5.1	4.8	4.7		5.0	5.1	4.8	4.7	
1996	63.7	71.3	51.9	47.9		5.8	6.1	5.3	5.2		5.8	6.1	5.3	5.2	
1998	38.9	45.4	39.2	33.4		4.9	5.4	4.8	4.5		4.9	5.4	4.8	4.5	
2001	44.6	37.6	30.0	29.1		4.8	4.4	4.0	4.0		4.8	4.4	4.0	4.0	
2002	36.1	33.2	29.3	28.6		4.5	4.4	4.4	4.2		4.5	4.4	4.4	4.2	
2002															

Teixeira (1994)

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	88882	71040	70797	72695		14450	12138	13763	14640		0.0010	0.0011	0.0015	0.0016		1502	1992	1502	1006	504
1967					639574					92025					0.0017					
1995	86966	103178	76640	72095		17771	19890	15352	14427		0.0018	0.0017	0.0016	0.0016		2796	3614	3136	2647	1746
1996	187646	261043	115917	107268		33886	45056	23448	23287		0.0018	0.0018	0.0020	0.0023		3465	3136	3523	2942	4271
1998	77374	122013	67130	48974		19619	29007	16452	13133		0.0029	0.0030	0.0025	0.0028		3570	4403	3990	3569	2262
2001	73841	49207	29229	28890		15880	11578	7750	7937		0.0019	0.0020	0.0022	0.0024		3664	4050	4050	3393	3135
2002	50904	46594	41251	34977		12667	12458	12305	10263		0.0024	0.0027	0.0034	0.0031		1974	1887	1957	2166	1887
2002																				

Komar e Gaughan (1972)

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	198094	150266	136680	137012		32206	25674	26570	27593		0.0015	0.0016	0.0020	0.0022		3348	4439	3348	2241	1123
1967					1536440					221070					0.0026					
1995	163520	203952	145439	136465		33414	39316	29133	27308		0.0025	0.0023	0.0022	0.0022		5257	6795	5896	4978	3283
1996	392012	561748	221266	193514		70792	96958	44759	42010		0.0026	0.0027	0.0027	0.0030		7238	6552	7359	6146	8922
1998	122926	204810	108887	73112		31170	48692	26686	19606		0.0037	0.0039	0.0032	0.0034		5671	6994	6339	5670	3594
2001	132705	80682	41769	40278		28539	18984	11075	11066		0.0026	0.0026	0.0027	0.0029		6584	7278	7278	6098	5635
2002	80406	69455	56352	47694		20008	18571	16809	13995		0.0030	0.0033	0.0040	0.0036		3118	2980	3091	3422	2980
2002																				

Tabela C5 - Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação da onda solitária

	Altura média de onda significativa					Periodo médio de onda significativa					Rumo Médio				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	1.5	1.2	1.5	1.5		12.3	10.8	9.9	9.7		275	287	275	287	
1967					3.6					13.9					250
1995	1.7	1.9	1.5	1.5		9.8	11.0	10.0	10.0		313	314	312	310	
1996	2.3	2.9	1.9	1.9		11.1	12.1	9.7	9.1		306	299	306	301	
1998	1.8	2.5	1.6	1.4		7.9	8.9	8.2	7.4		307	300	290	280	
2001	1.6	1.1	1.0	1.1		9.3	7.8	7.3	7.2		327	328	320	323	
2002	1.4	1.4	1.4	1.3		8.0	6.8	6.5	6.7		323	320	322	317	
2002															

	Prof. de rebentação - Teoria onda solitária					Hb - Komar e Gaughan, 1972					Hb - Teixeira, 1994				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	1.9	1.6	1.9	1.9		2.28	1.87	2.08	2.13		1.53	1.34	1.52	1.57	
1967					4.6					4.93					3.18
1995	2.1	2.4	2.0	1.9		2.31	2.63	2.18	2.13		1.69	1.82	1.58	1.55	
1996	2.9	3.8	2.4	2.4		3.13	3.95	2.52	2.49		2.16	2.66	1.84	1.87	
1998	2.3	3.3	2.0	1.8		2.24	3.12	2.08	1.84		1.78	2.36	1.63	1.51	
2001	2.0	1.5	1.3	1.4		2.17	1.56	1.40	1.44		1.62	1.28	1.20	1.24	
2002	1.8	1.8	1.8	1.6		1.88	1.75	1.73	1.62		1.50	1.49	1.49	1.39	
2002															

Grandes Profundidades

	Comprimento de onda (L0)					Velocidade da Onda - C_0					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	236	182	152	147		19.2	16.9	15.4	15.1		9.6	8.4	7.7	7.6	
1967					302					21.7					10.9
1995	150	188	157	156		15.3	17.1	15.6	15.6		7.6	8.6	7.8	7.8	
1996	192	229	147	129		17.3	18.9	15.2	14.2		8.6	9.4	7.6	7.1	
1998	97	125	105	86		12.3	14.0	12.8	11.6		6.2	7.0	6.4	5.8	
2001	135	95	84	80		14.5	12.2	11.4	11.2		7.3	6.1	5.7	5.6	
2002	101	73	66	71		12.5	10.7	10.2	10.5		6.3	5.3	5.1	5.3	
2002															

	Energia cinética					Potência da onda					H0/gT^2				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	319829	170042	202958	212191		25999	15728	20590	21890		0.0010	0.0011	0.0015	0.0016	
1967					2475441					178089					0.0019
1995	263048	404363	231146	218627		26876	36886	23086	21845		0.0018	0.0016	0.0016	0.0015	
1996	631674	1242039	324919	294464		57036	102648	33458	32407		0.0019	0.0020	0.0020	0.0024	
1998	195425	507149	169068	112109		24777	56744	20613	15096		0.0029	0.0032	0.0024	0.0027	
2001	214194	78760	56343	59333		23032	10097	7694	8285		0.0019	0.0019	0.0020	0.0022	
2002	128741	92078	84252	73815		16018	13456	12940	10950		0.0022	0.0031	0.0034	0.0029	
2002															

Tabela C6 - Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação da onda solitária

Pequenas Profundidades

	Comprimento de onda (Ldb)					Velocidade da Onda - C					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30
1958	52.8	42.3	42.2	42.3		4.3	3.9	4.3	4.4		4.3	3.9	4.3	4.4	
1967					93.7					6.7					6.7
1995	44.9	52.9	43.9	43.3		4.6	4.8	4.4	4.3		4.6	4.8	4.4	4.3	
1996	59.4	73.5	47.1	44.5		5.4	6.1	4.9	4.9		5.4	6.1	4.9	4.9	
1998	37.4	50.5	36.8	31.6		4.7	5.7	4.5	4.3		4.7	5.7	4.5	4.3	
2001	41.6	29.6	26.4	26.5		4.5	3.8	3.6	3.7		4.5	3.8	3.6	3.7	
2002	34.0	28.9	27.5	27.1		4.2	4.2	4.2	4.0		4.2	4.2	4.2	4.0	
2002															

Teixeira (1994)

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	77761	47576	61593	65434		12642	8801	12497	13500		0.0010	0.0012	0.0016	0.0017		1314	1742	1314	880	441
1967					596276					85795					0.0017					
1995	80400	110838	69004	65315		16429	20221	13783	13052		0.0018	0.0015	0.0016	0.0016		2585	3341	2899	2447	1512
1996	174943	328138	100615	97568		31592	54238	20722	21475		0.0018	0.0019	0.0020	0.0023		3230	2924	3284	2743	3187
1998	74308	176717	61617	45174		18842	39545	15025	12165		0.0029	0.0030	0.0025	0.0028		3428	4228	3832	3427	1968
2001	68842	30741	23783	25416		14805	7882	6495	7098		0.0019	0.0022	0.0023	0.0025		3416	3776	3776	3163	2810
2002	47948	40290	38738	32963		11931	11776	11899	9780		0.0024	0.0032	0.0036	0.0031		1859	1777	1843	2040	1804
2002																				

Komar e Gaughan (1972)

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	173307	92804	114893	120992		28176	17168	23312	24963		0.0015	0.0016	0.0022	0.0023		2929	3883	2929	1961	983
1967					1432426					206104					0.0026					
1995	151174	229498	131087	123658		30891	41870	26185	24711		0.0025	0.0022	0.0022	0.0022		4860	6282	5451	4602	3035
1996	365473	723849	189158	174023		66000	119644	38957	38304		0.0026	0.0028	0.0027	0.0031		6748	6108	6861	5730	8318
1998	118056	309506	100215	67070		29935	69260	24437	18062		0.0037	0.0040	0.0032	0.0034		5447	6717	6088	5445	3452
2001	123721	45617	32705	34761		26607	11697	8932	9708		0.0026	0.0026	0.0027	0.0029		6139	6785	6785	5685	5254
2002	75737	55903	51690	44521		18846	16339	15878	13209		0.0030	0.0038	0.0042	0.0036		2937	2807	2912	3223	2807
2002																				

Tabela C7 - Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação da onda solitária

	Altura média de onda significativa					Periodo médio de onda significativa					Rumo Médio				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	1.5	1.3	1.5	1.5		12.3	11.7	10.3	9.9		275	281	275	281	
1967					3.6					13.9					250
1995	1.7	1.8	1.5	1.5		9.8	10.4	10.0	10.0		313	313	312	310	
1996	2.3	2.6	1.9	1.9		11.1	11.6	9.9	9.2		306	304	306	301	
1998	1.8	2.2	1.6	1.5		7.9	8.4	8.2	7.5		307	303	292	282	
2001	1.6	1.4	1.1	1.1		9.3	8.5	7.5	7.3		327	328	321	323	
2002	1.4	1.4	1.4	1.3		8.0	7.5	6.7	6.8		323	321	322	318	
2002															

	Prof. de rebentação - Graficamente					Hb - Komar e Gaughan, 1972					Hb - Teixeira, 1994				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	1.9	1.7	1.9	1.9		2.28	2.08	2.12	2.15		1.53	1.43	1.52	1.56	
1967					4.6					4.93					3.18
1995	2.1	2.3	2.0	1.9		2.31	2.47	2.19	2.14		1.69	1.76	1.59	1.56	
1996	2.9	3.4	2.5	2.5		3.13	3.54	2.60	2.53		2.16	2.41	1.88	1.89	
1998	2.3	2.8	2.1	1.9		2.24	2.68	2.10	1.86		1.78	2.07	1.65	1.53	
2001	2.0	1.7	1.4	1.4		2.17	1.85	1.49	1.48		1.62	1.44	1.24	1.26	
2002	1.8	1.8	1.8	1.7		1.88	1.82	1.75	1.63		1.50	1.49	1.49	1.39	
2002															

Grandes Profundidades

	Comprimento de onda (L0)					Velocidade da Onda - C_0					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	236	214	165	154		19.2	18.3	16.1	15.5		9.6	9.1	8.0	7.8	
1967					302					21.7					10.9
1995	150	168	156	156		15.3	16.2	15.6	15.6		7.6	8.1	7.8	7.8	
1996	192	210	153	133		17.3	18.1	15.4	14.4		8.6	9.0	7.7	7.2	
1998	97	110	104	87		12.3	13.1	12.7	11.6		6.2	6.6	6.4	5.8	
2001	135	113	89	83		14.5	13.3	11.8	11.4		7.3	6.6	5.9	5.7	
2002	101	87	70	73		12.5	11.7	10.5	10.6		6.3	5.8	5.2	5.3	
2002															

	Energia cinética					Potência da onda					H0/gT^2				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	319829	242358	221458	221792		25999	20705	21525	22334		0.0010	0.0010	0.0014	0.0016	
1967					2475441					178089					0.0019
1995	263048	328034	235126	221353		26876	31618	23549	22147		0.0018	0.0017	0.0016	0.0015	
1996	631674	901381	356428	310505		57036	77789	36050	33704		0.0019	0.0020	0.0020	0.0023	
1998	195425	325930	172592	116853		24777	38743	21149	15668		0.0029	0.0031	0.0025	0.0027	
2001	214194	129965	67096	64472		23032	15290	8895	8857		0.0019	0.0019	0.0020	0.0021	
2002	128741	110810	89374	76078		16018	14814	13330	11162		0.0022	0.0026	0.0032	0.0028	
2002															

Tabela C8 - Paramêtros calculados a partir da profundidades de rebentação da onda solitária

Pequenas Profundidades

	Comprimento de onda (Ldb)					Velocidade da Onda - C					Velocidade da Onda - C_g				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30
1958	52.8	48.1	44.1	43.3		4.3	4.1	4.3	4.4		4.3	4.1	4.3	4.4	
1967					93.7					6.7					6.7
1995	44.9	48.8	44.1	43.4		4.6	4.7	4.4	4.3		4.6	4.7	4.4	4.3	
1996	59.4	66.4	48.7	45.4		5.4	5.7	4.9	4.9		5.4	5.7	4.9	4.9	
1998	37.4	43.9	36.9	32.0		4.7	5.2	4.5	4.3		4.7	5.2	4.5	4.3	
2001	41.6	35.1	28.0	27.2		4.5	4.1	3.7	3.7		4.5	4.1	3.7	3.7	
2002	34.0	31.6	28.4	27.5		4.2	4.2	4.2	4.0		4.2	4.2	4.2	4.0	
2002															

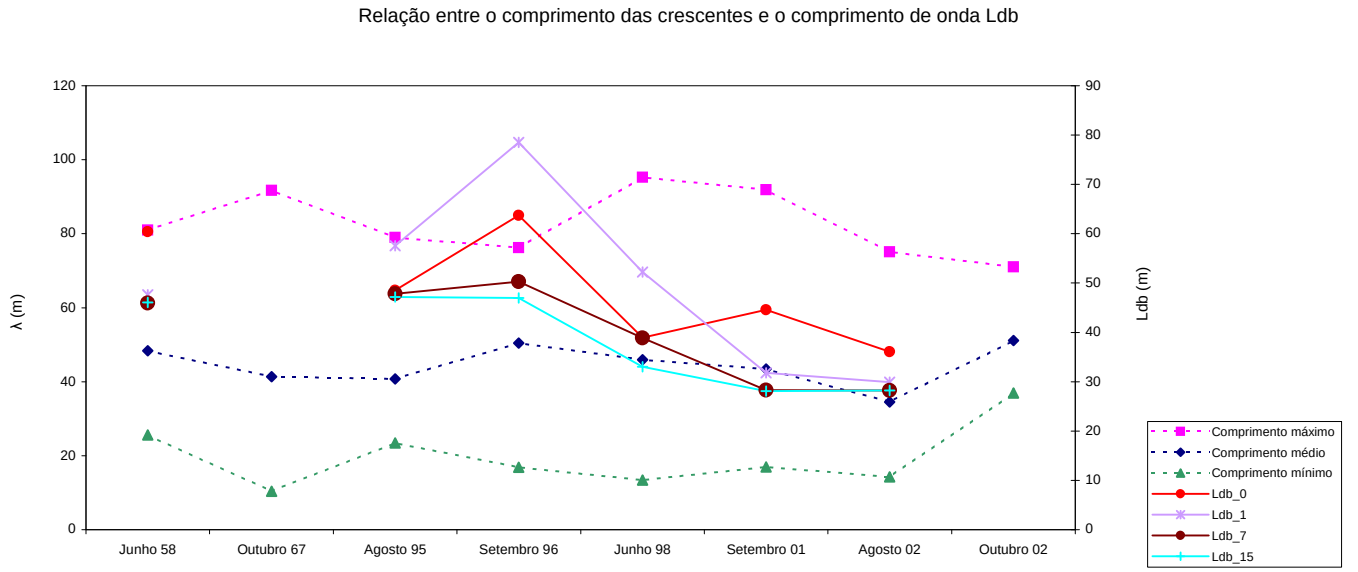
Teixeira (1994)

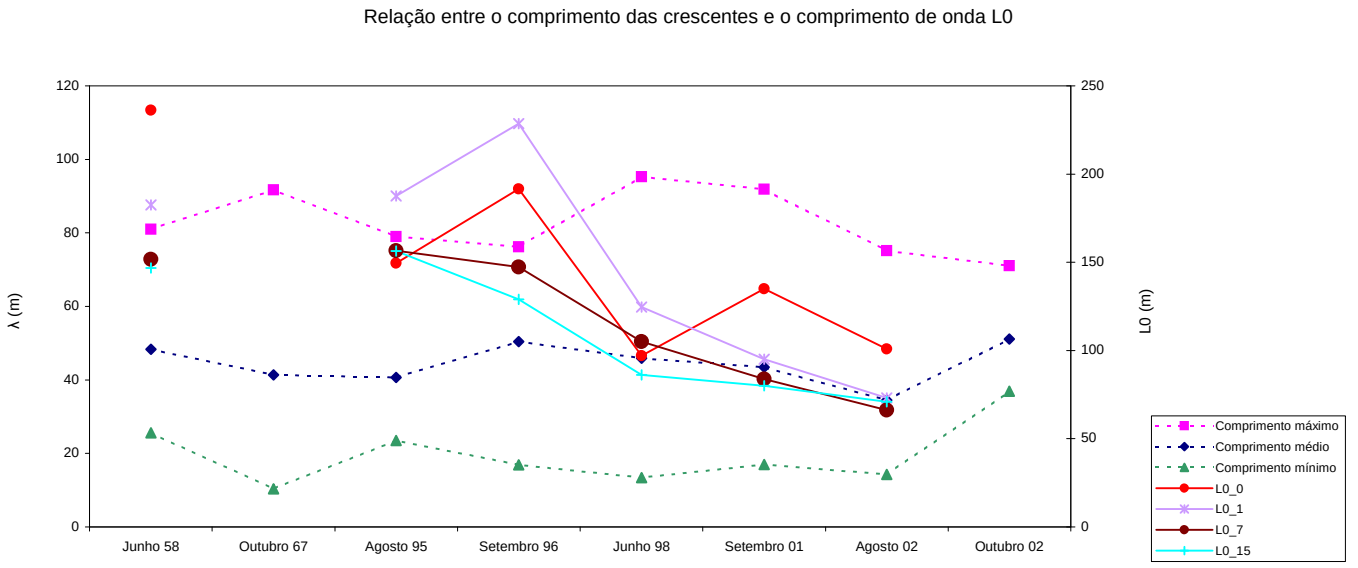
	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	77761	62151	64388	66763		12642	10619	12517	13446		0.0010	0.0011	0.0015	0.0016		1314	1742	1314	880	441
1967					596276					85795					0.0017					
1995	80400	94759	70386	66212		16429	18267	14099	13250		0.0018	0.0017	0.0016	0.0016		2585	3341	2899	2447	1512
1996	174943	243371	108623	101568		31592	42006	21973	22050		0.0018	0.0018	0.0020	0.0023		3230	2924	3284	2743	3187
1998	74308	118031	63231	46865		18842	28061	15497	12568		0.0029	0.0030	0.0025	0.0028		3428	4228	3832	3427	1968
2001	68842	45876	27250	27072		14805	10794	7225	7438		0.0019	0.0020	0.0022	0.0024		3416	3776	3776	3163	2810
2002	47948	44351	39905	33591		11931	11859	11903	9857		0.0024	0.0027	0.0034	0.0031		1859	1777	1843	2040	1804
2002																				

Komar e Gaughan, 1972

	Energia cinética					Potência da onda					Hdb/gT^2					Fluxo de energia db				
Ano	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1+0	Dia 7+0	Dia 15+0	Dia 30	Dia 0	Dia 1	Dia 7	Dia 15	Dia 30	Média	Crista 4	Crista 3	Crista 2	Crista 1
1958	173307	131464	124306	125831		28176	22462	24164	25342		0.0015	0.0016	0.0020	0.0022		2929	3883	2929	1961	983
1967					1432426					206104					0.0026					
1995	151174	187309	133571	125329		30891	36108	26756	25080		0.0025	0.0023	0.0022	0.0022		4860	6282	5451	4602	3035
1996	365473	523719	207344	183230		66000	90394	41942	39778		0.0026	0.0027	0.0027	0.0030		6748	6108	6861	5730	8318
1998	118056	198127	102564	69964		29935	47103	25136	18762		0.0037	0.0039	0.0032	0.0034		5447	6717	6088	5445	3452
2001	123721	75220	38942	37744		26607	17699	10325	10370		0.0026	0.0026	0.0027	0.0029		6139	6785	6785	5685	5254
2002	75737	66112	54513	45804		18846	17677	16261	13440		0.0030	0.0033	0.0040	0.0036		2937	2807	2912	3223	2807
2002																				

Anexo D





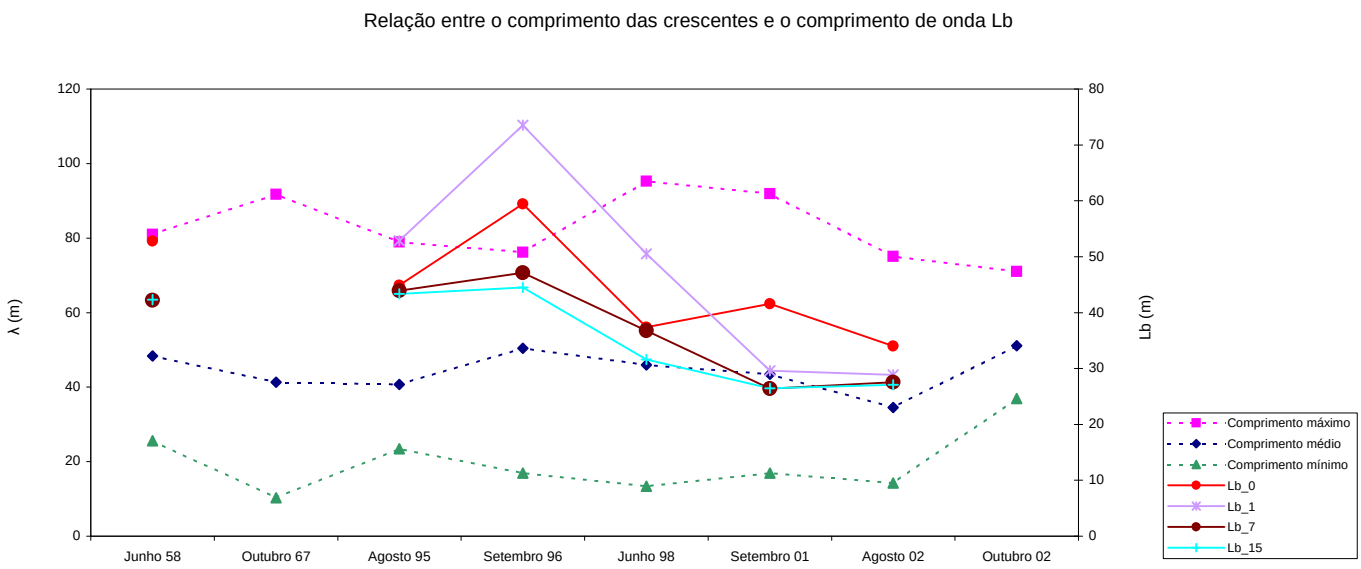
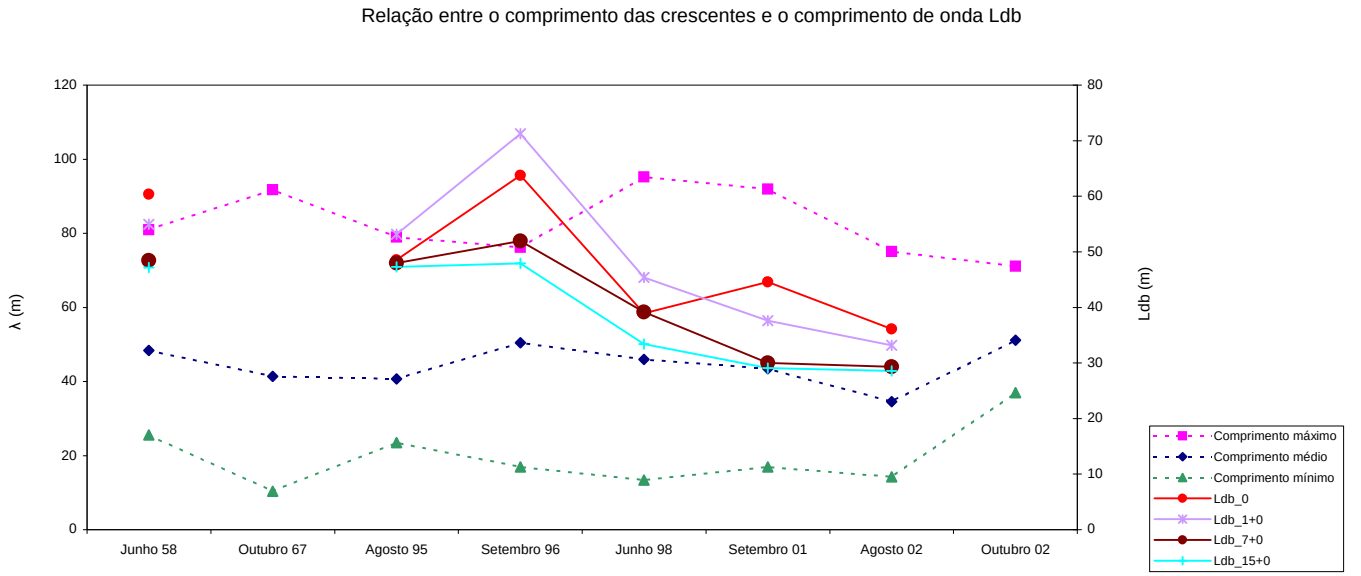
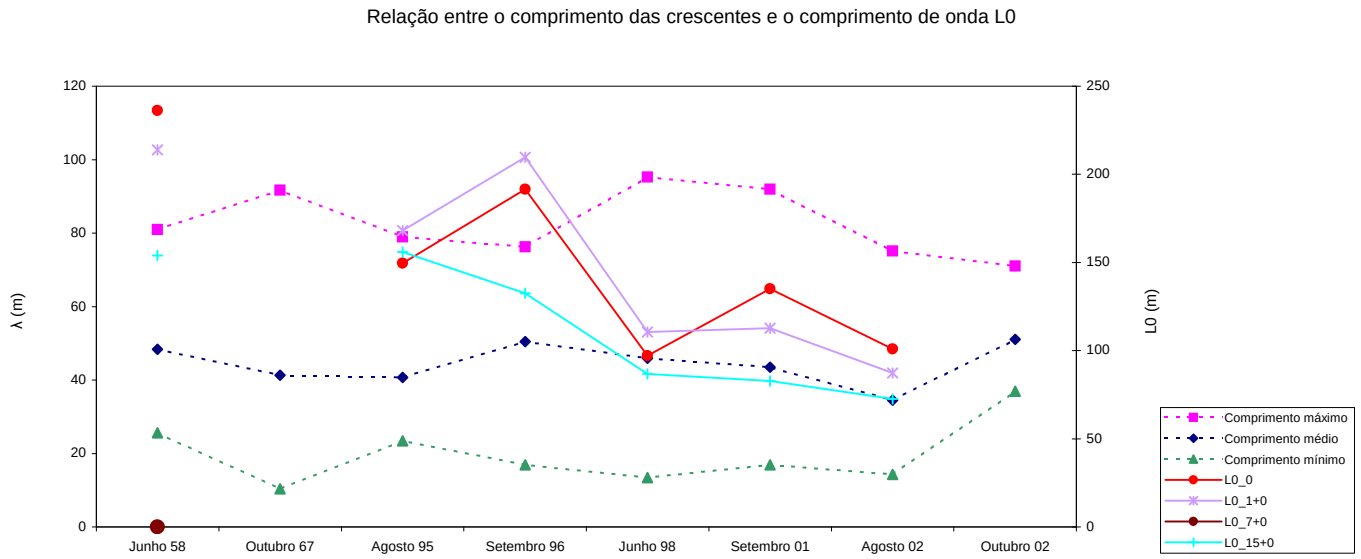


Figura D100 - Relação entre o comprimento das crescentes e o comprimento de onda





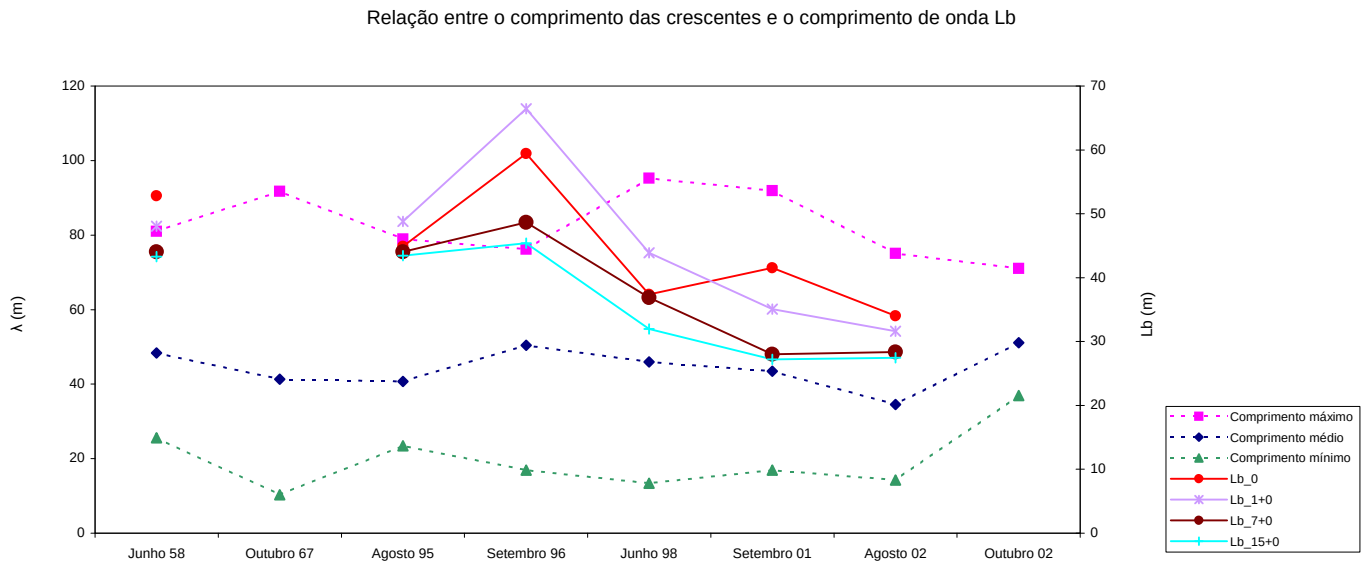


Figura D101 - Relação entre o comprimento das crescentes e o comprimento de onda

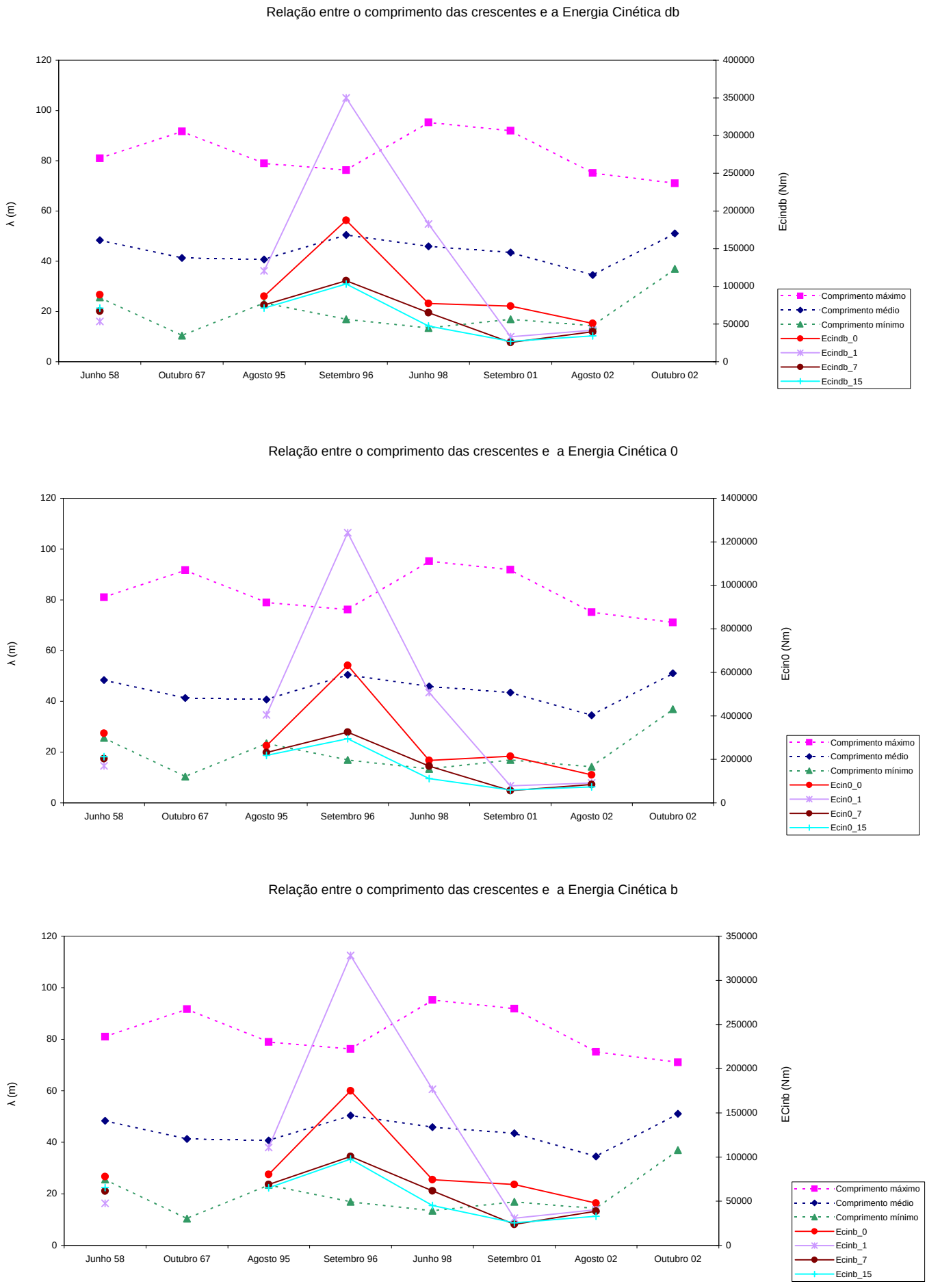


Figura D106 - Relação entre o comprimento das crescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994

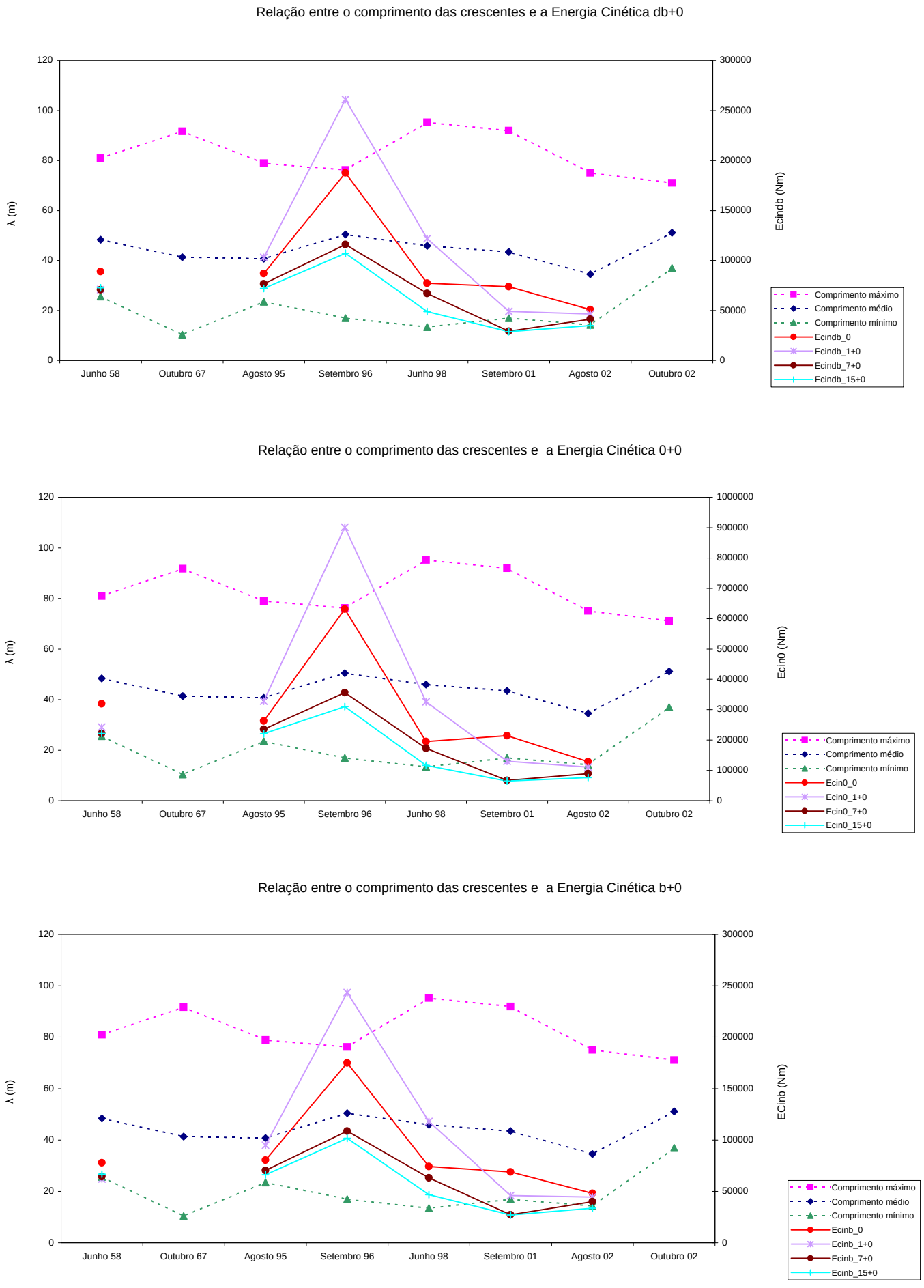


Figura D107 - Relação entre o comprimento das crescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994

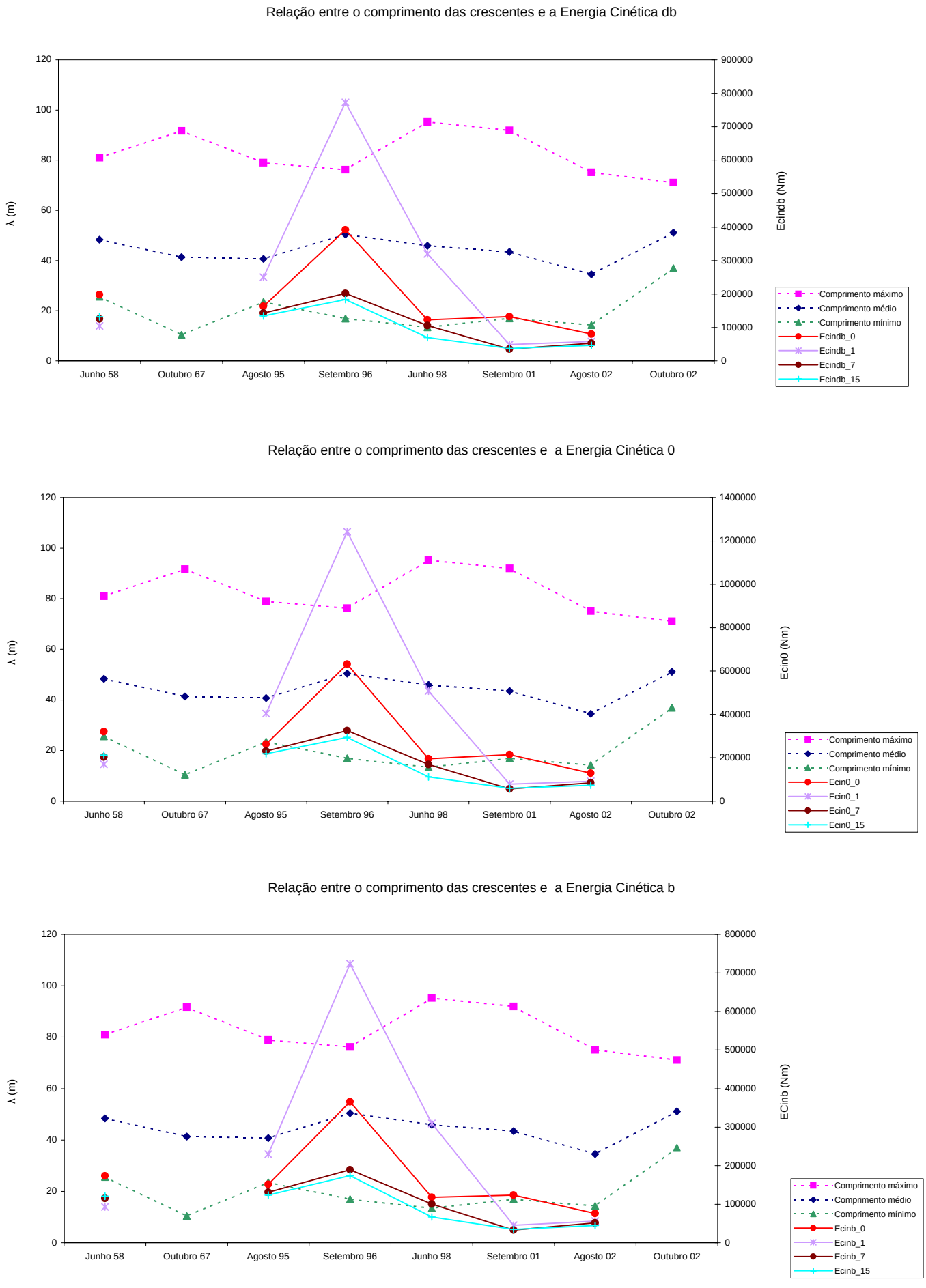
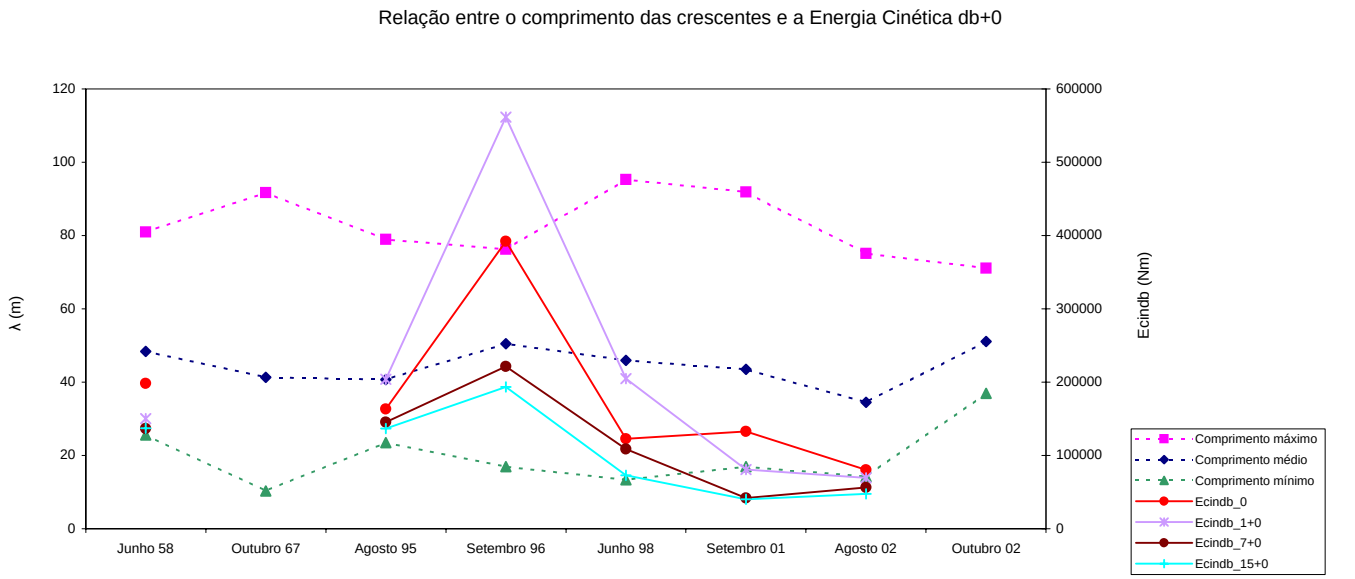
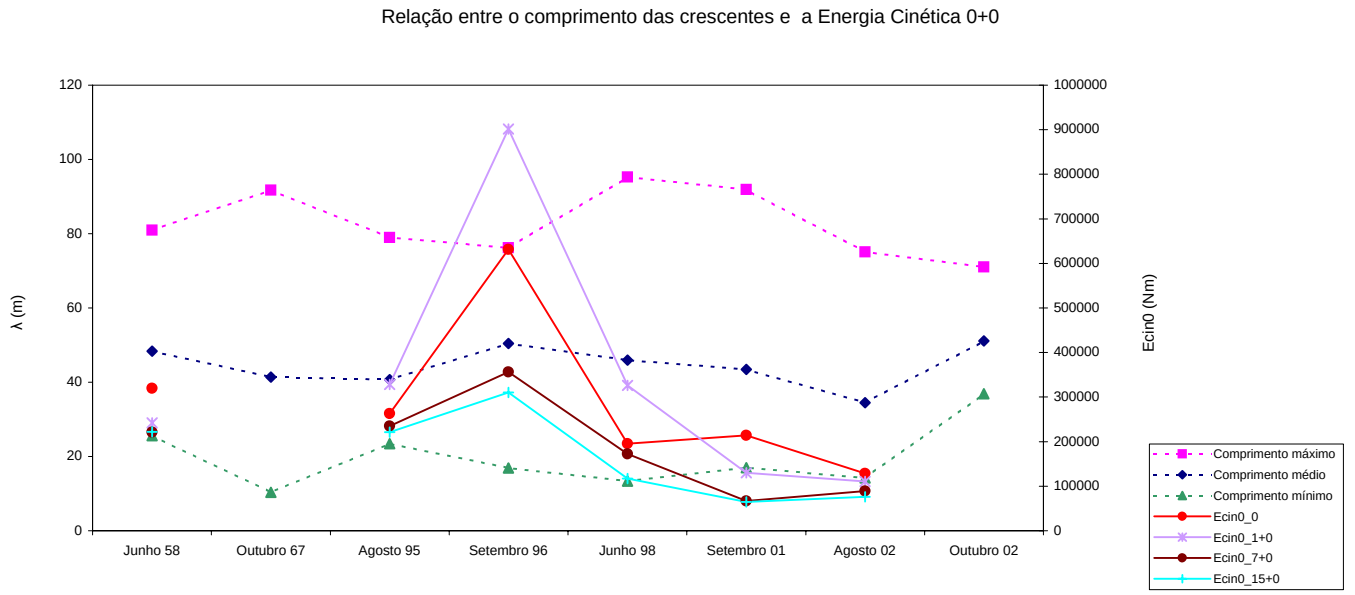


Figura D110 - Relação entre o comprimento das crescentes e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974





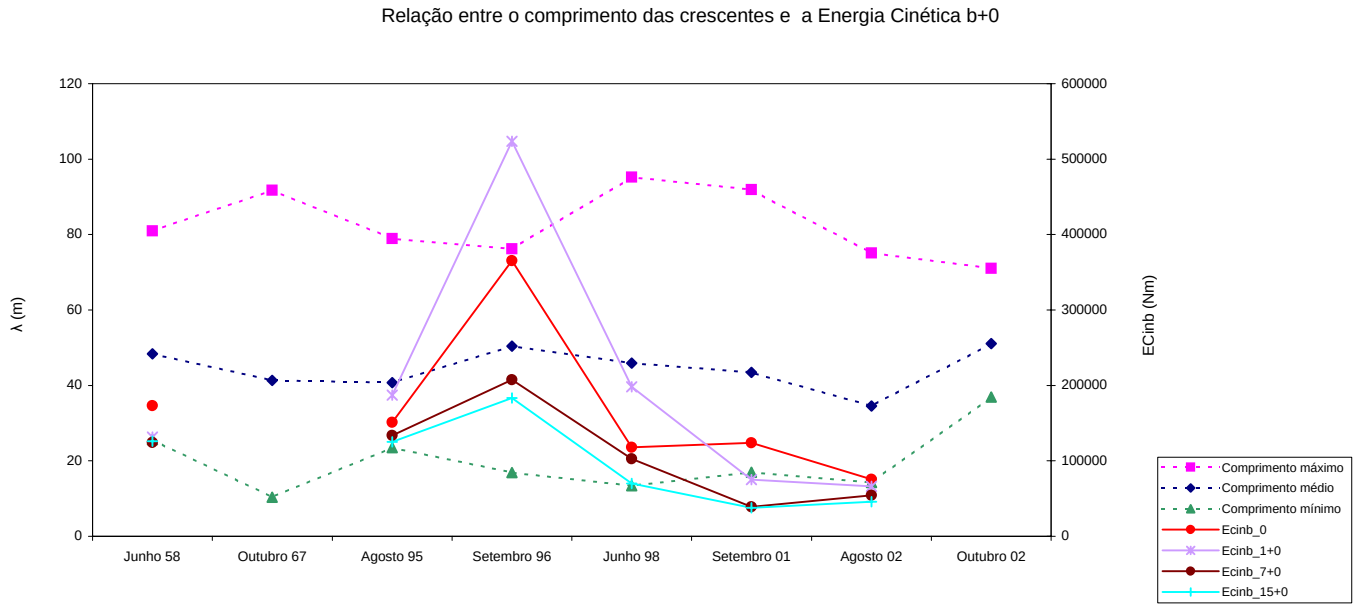
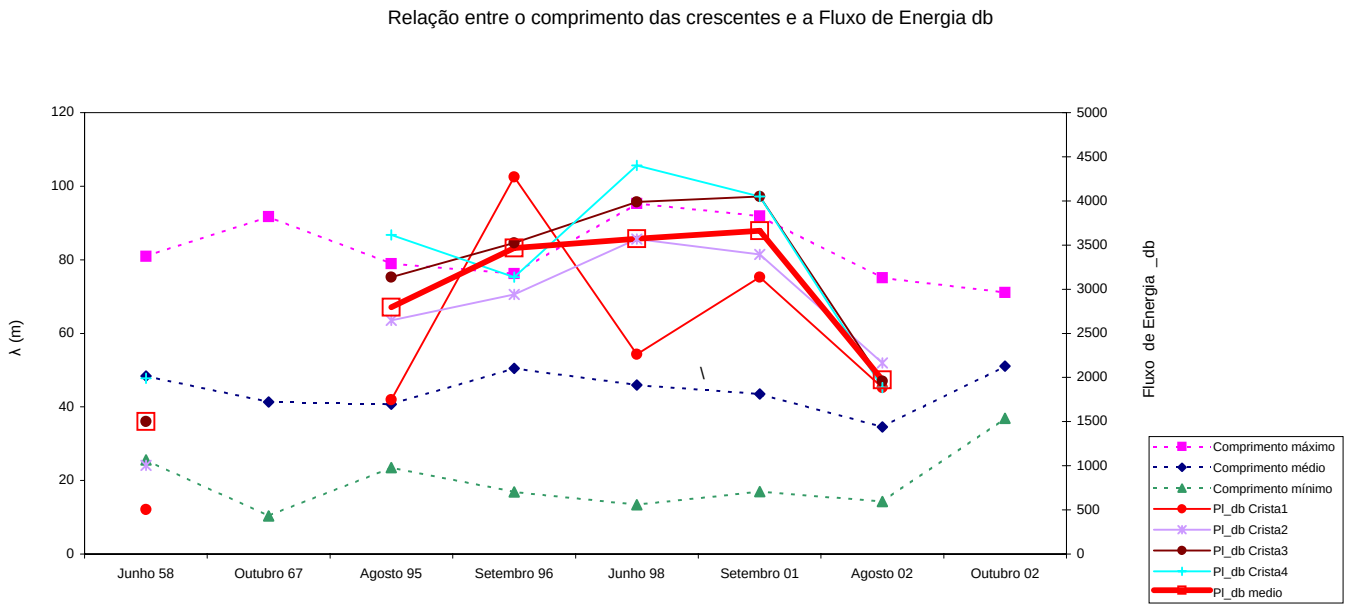


Figura D111 - Relação entre o comprimento das crescentes e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974



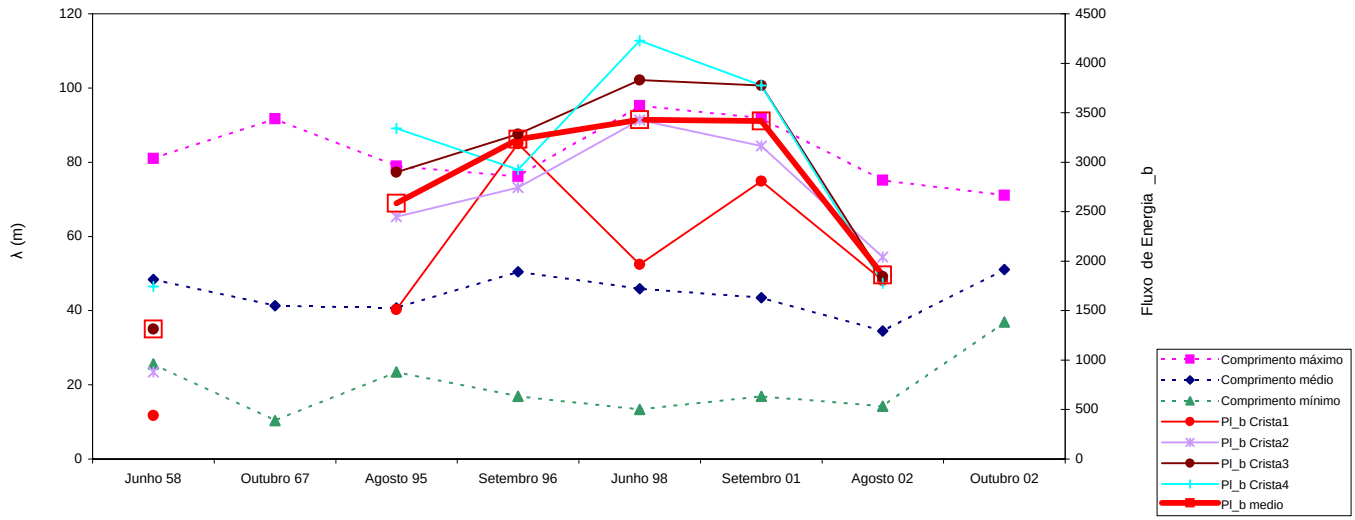
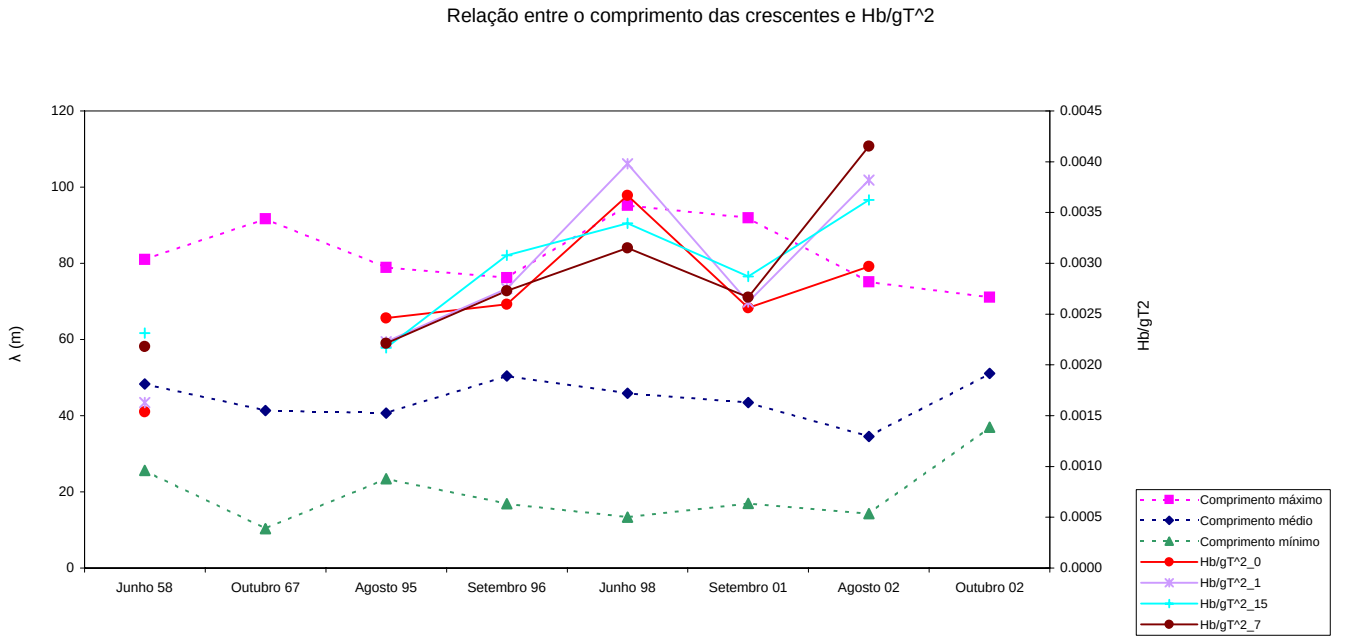


Figura D130 - Relação entre o comprimento das crescentes e fluxo de energia



Figura D132 - Relação entre o comprimento das crescentes e fluxo de energia _ Komar e Gaughan, 1994



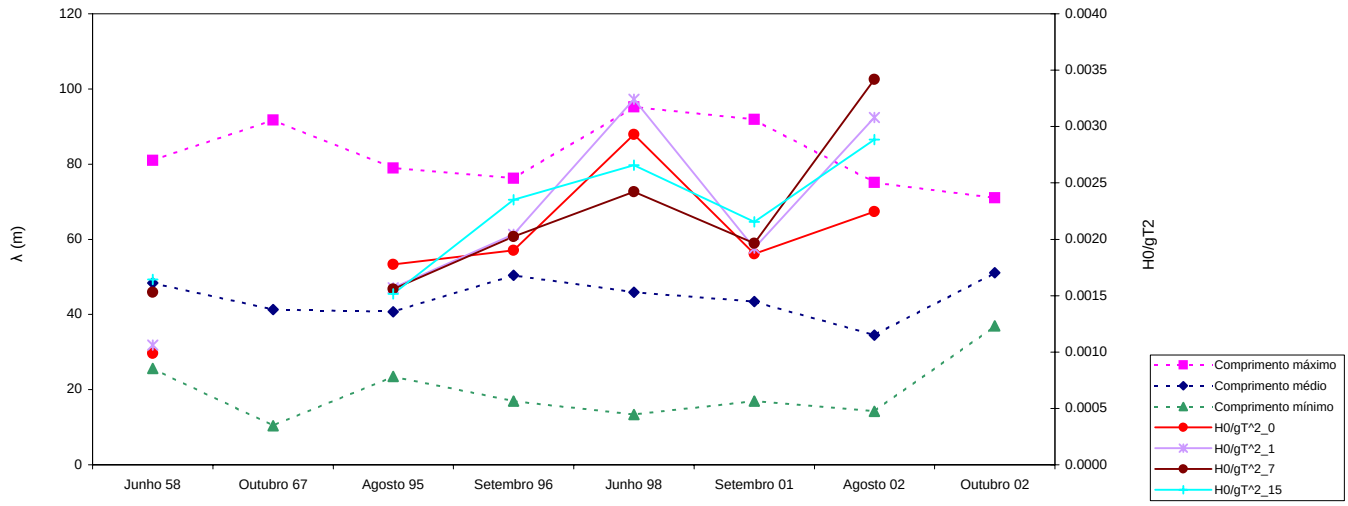


Figura D126 - Relação entre o comprimento das crescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

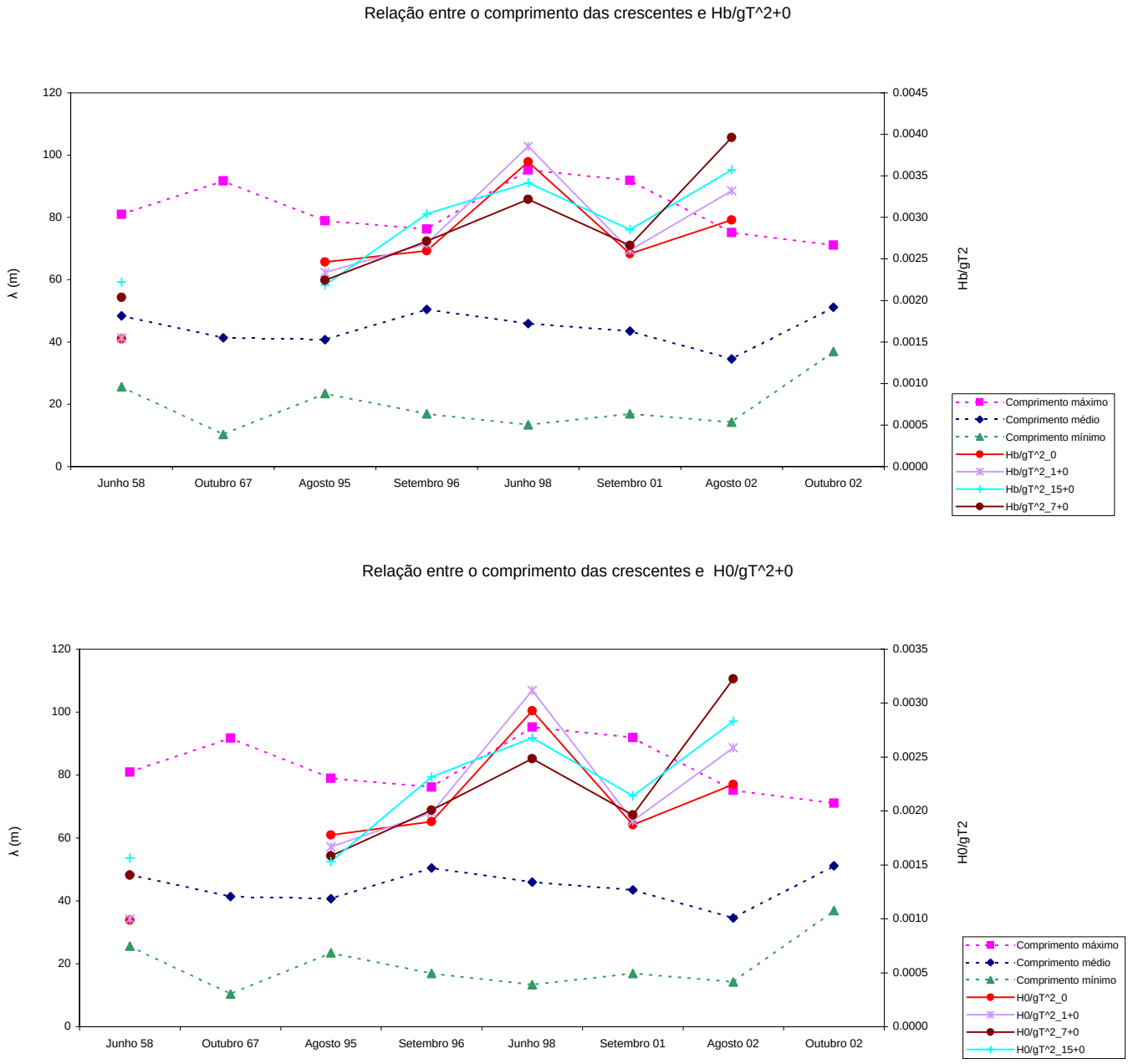


Figura D127 - Relação entre o comprimento das crescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

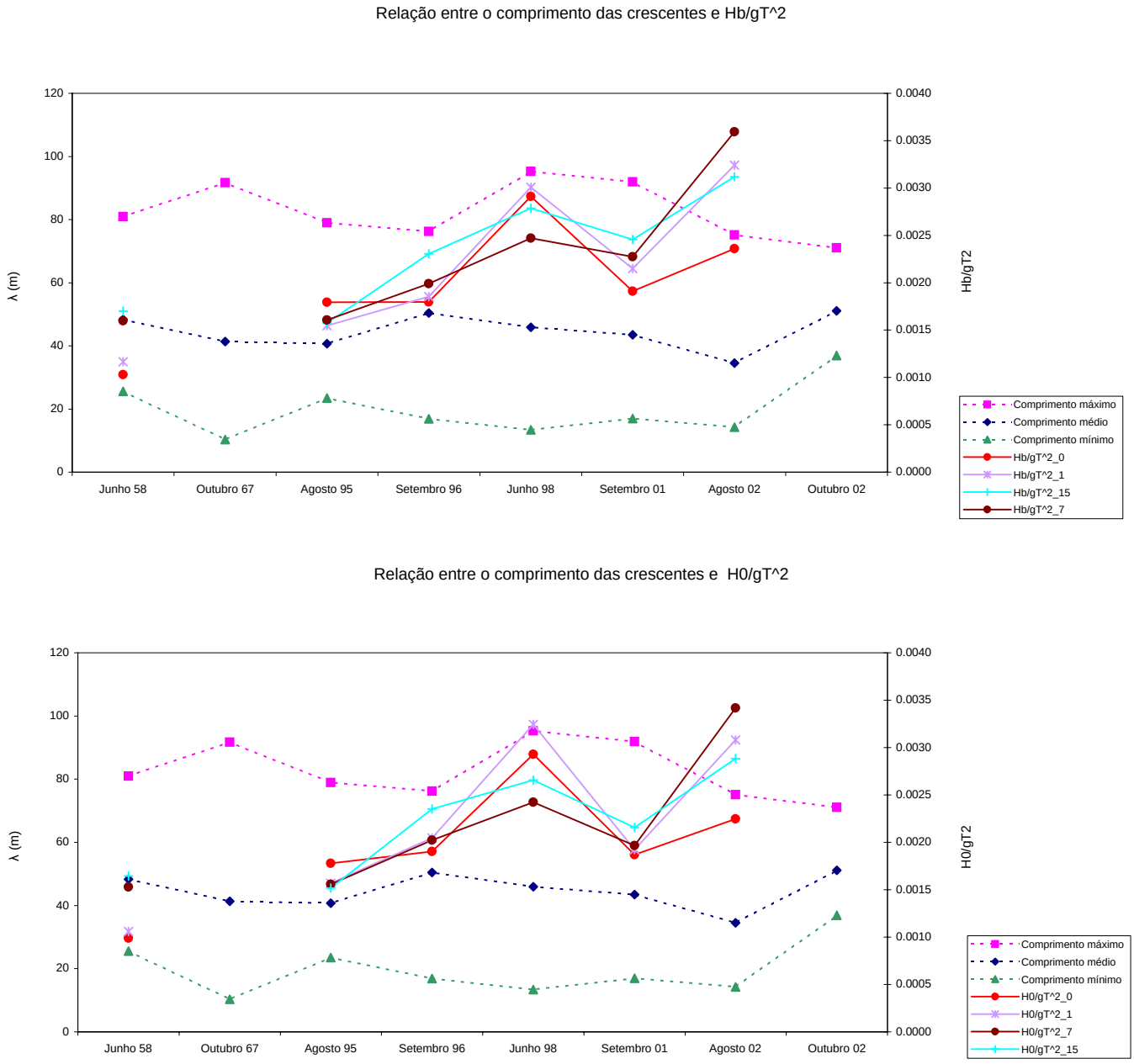
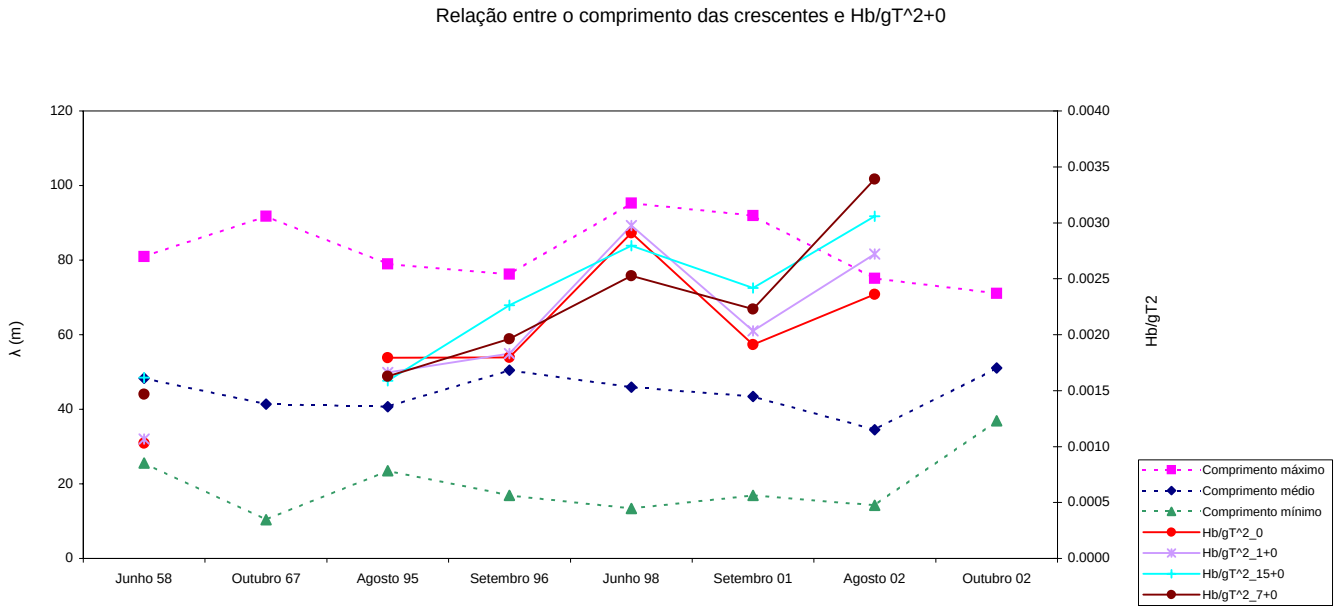


Figura D122 - Relação entre o comprimento das crescentes e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



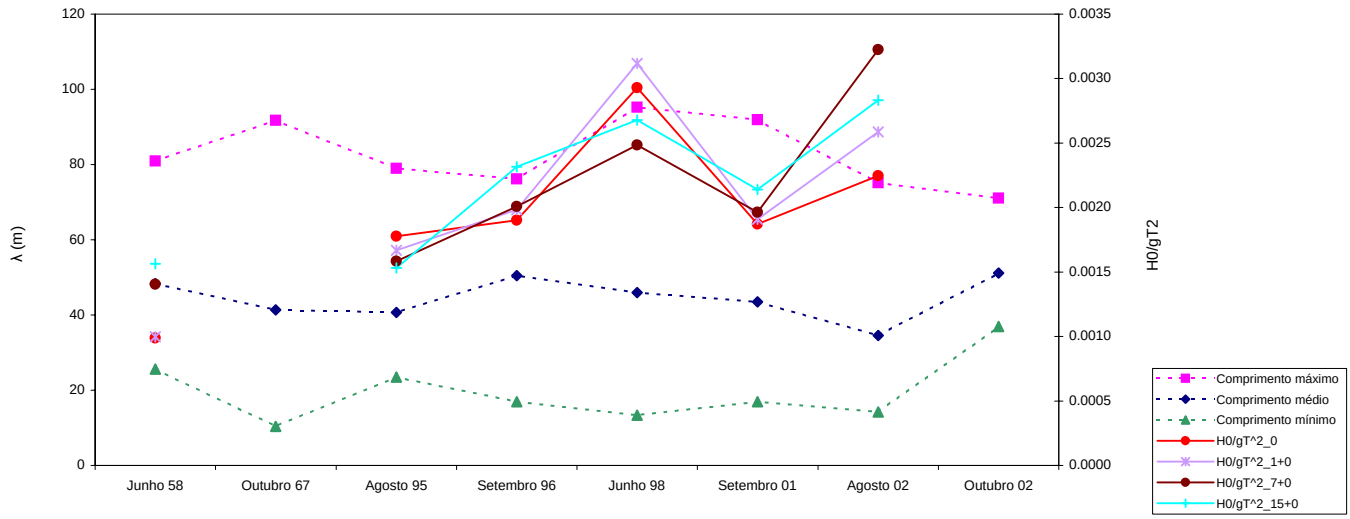


Figura D123 - Relação entre o comprimento das crescentes e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994

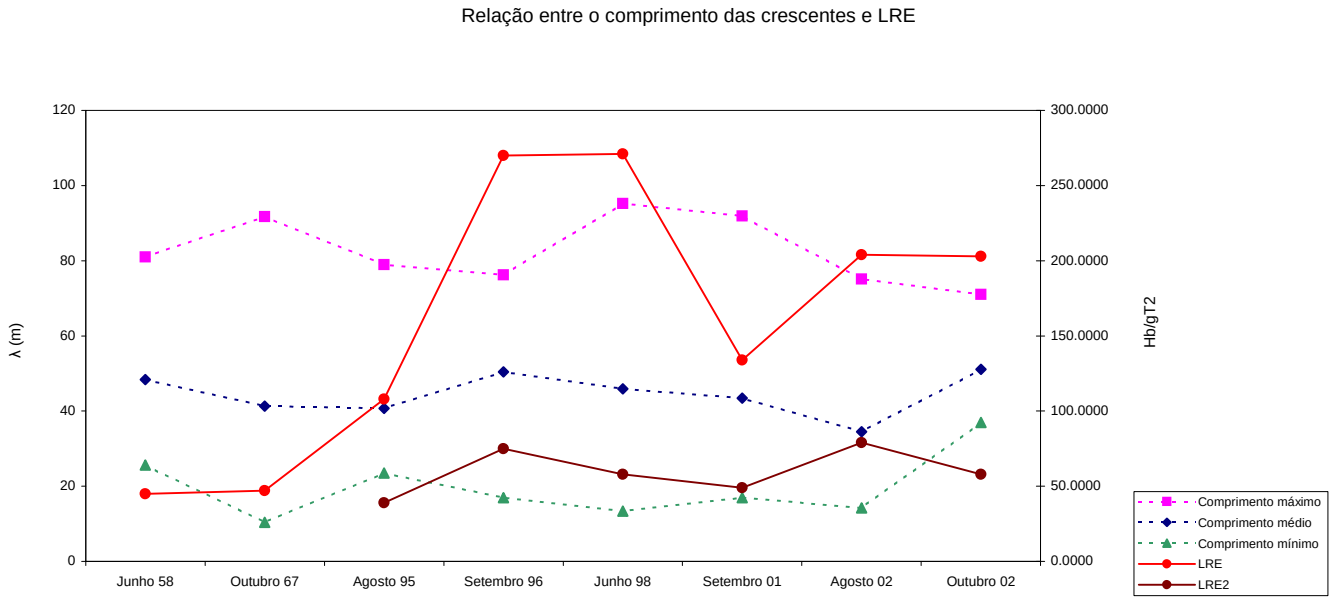


Figura D104 - Relação entre o comprimento das crescentes e LRE

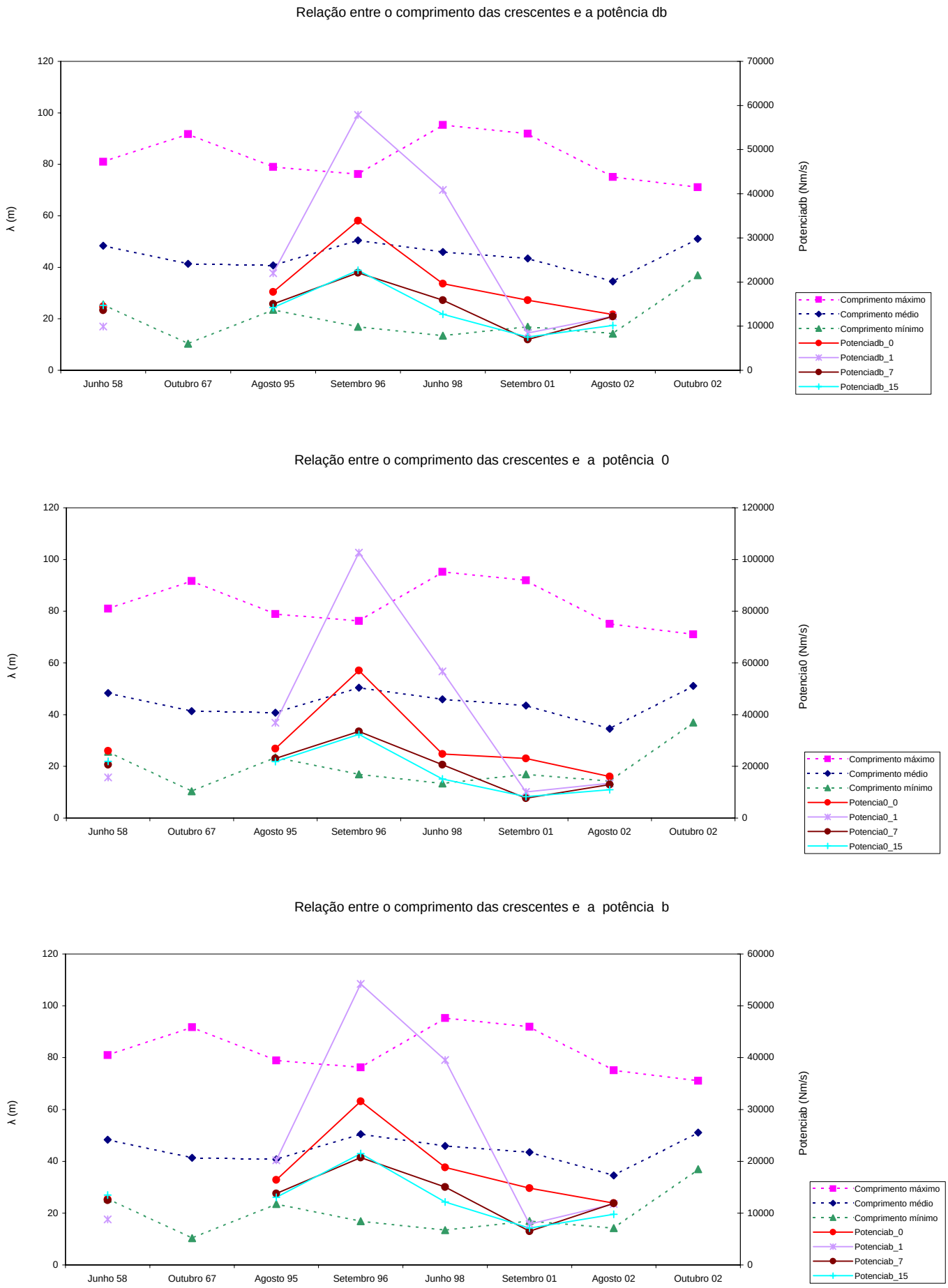


Figura D114 - Relação entre o comprimento das crescentes e a potência - Teixeira,1994

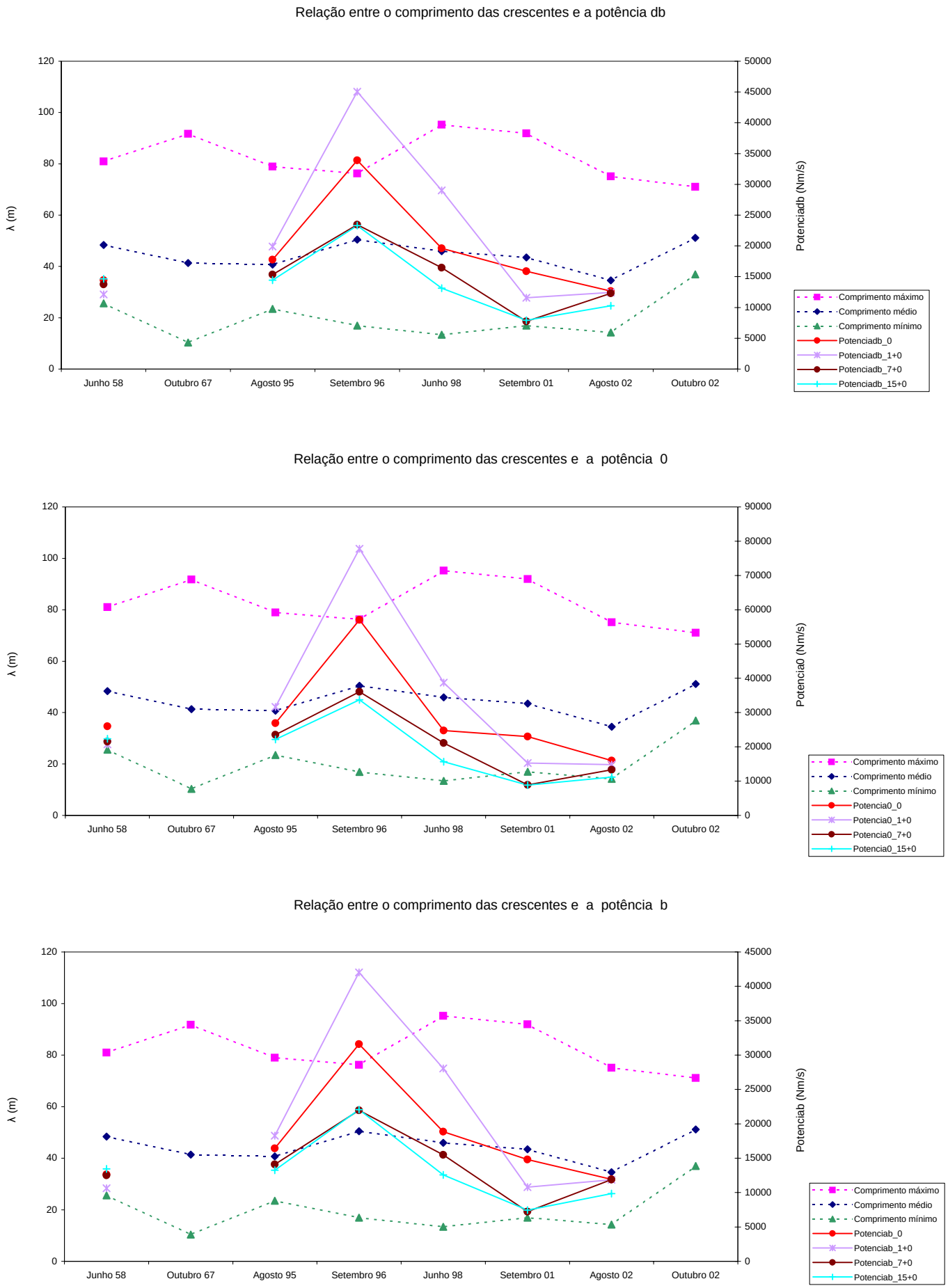
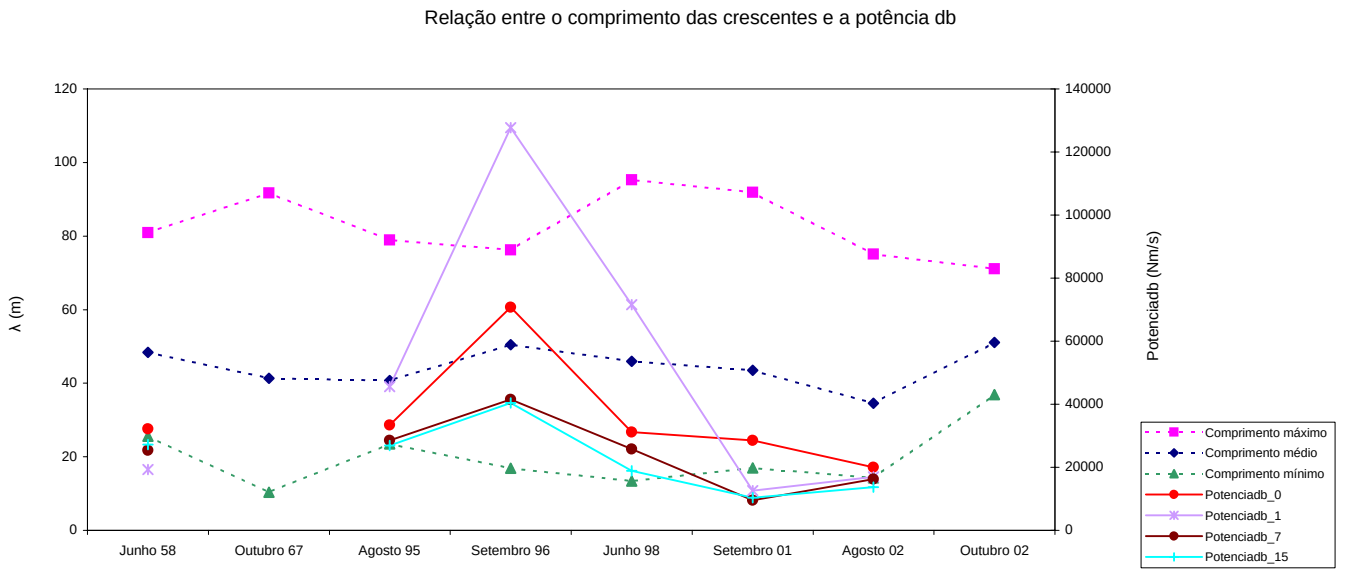
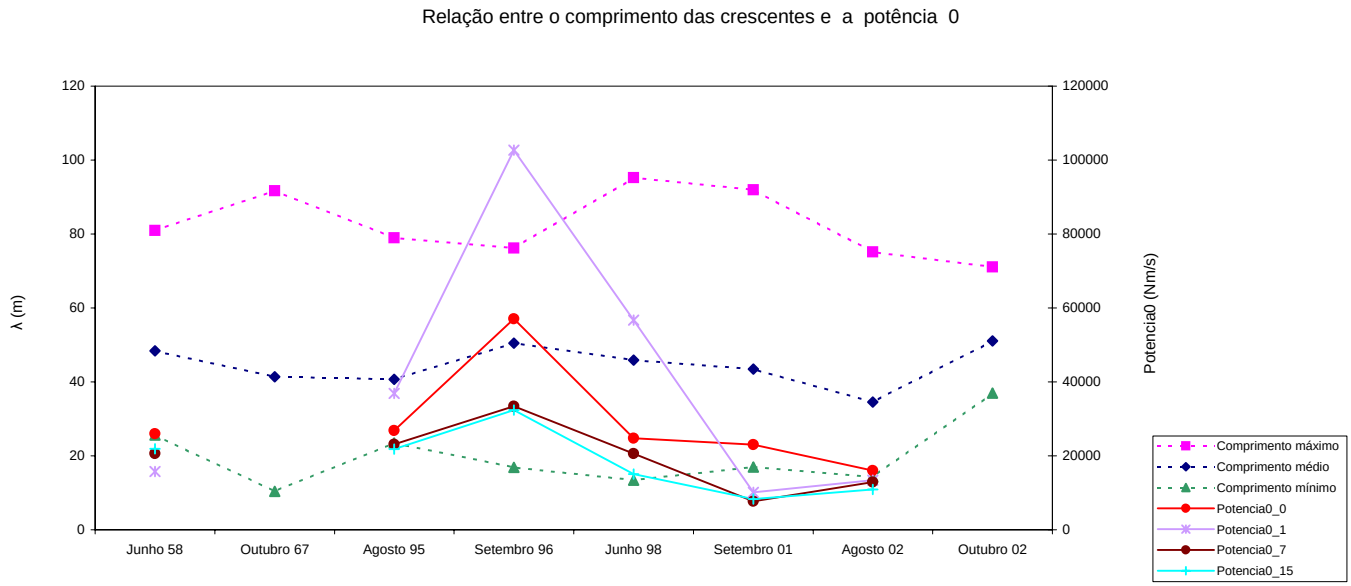


Figura D115 - Relação entre o comprimento das crescentes e a potência - Teixeira,1994





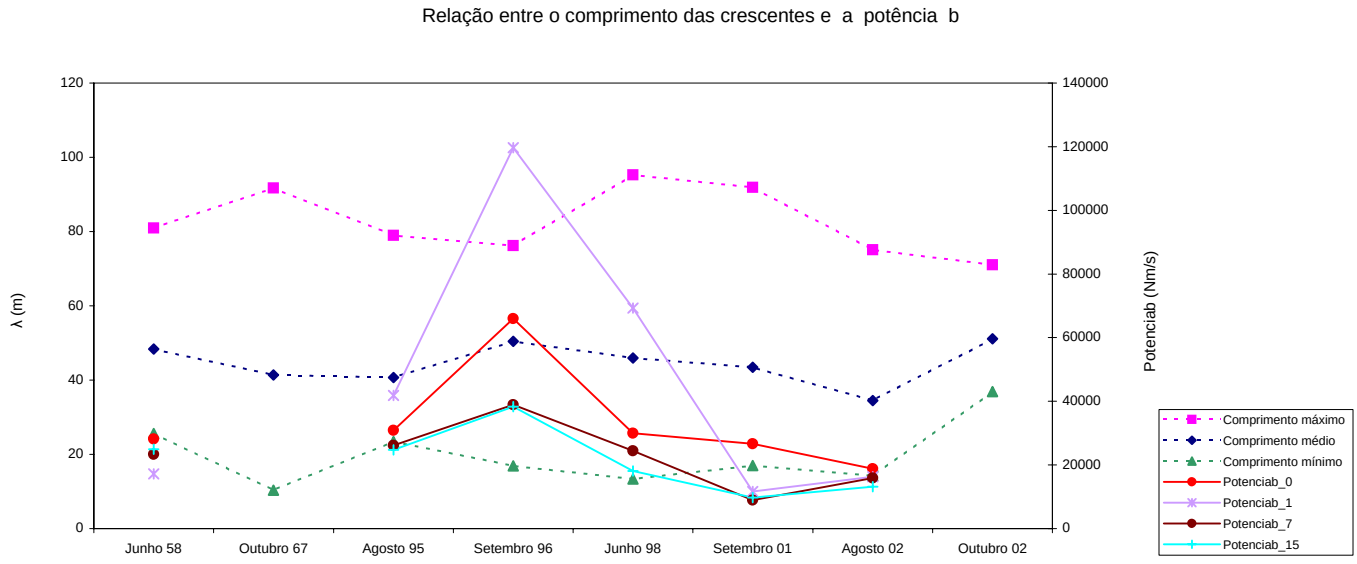
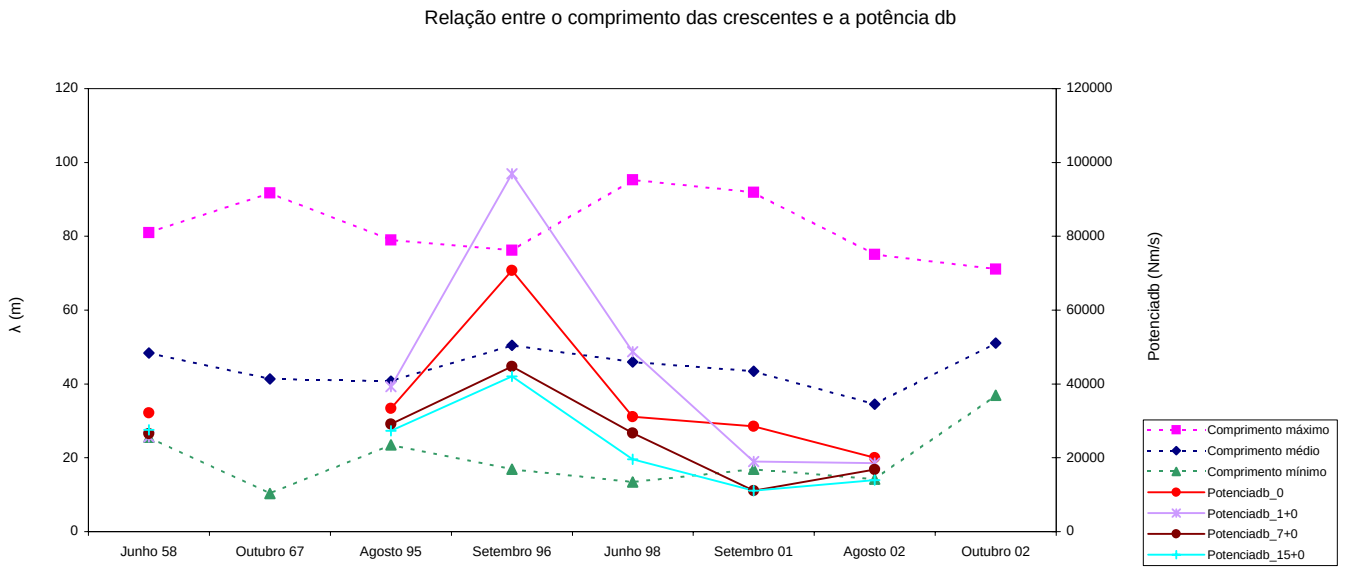
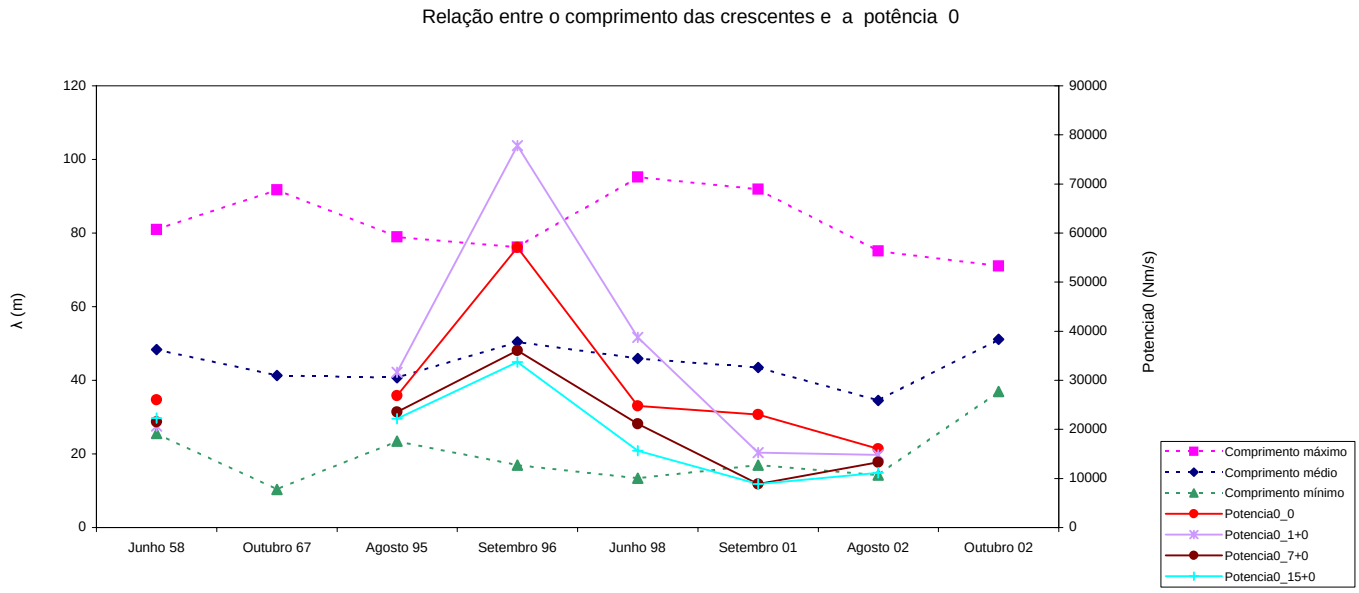


Figura D118 - Relação entre o comprimento das crescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974





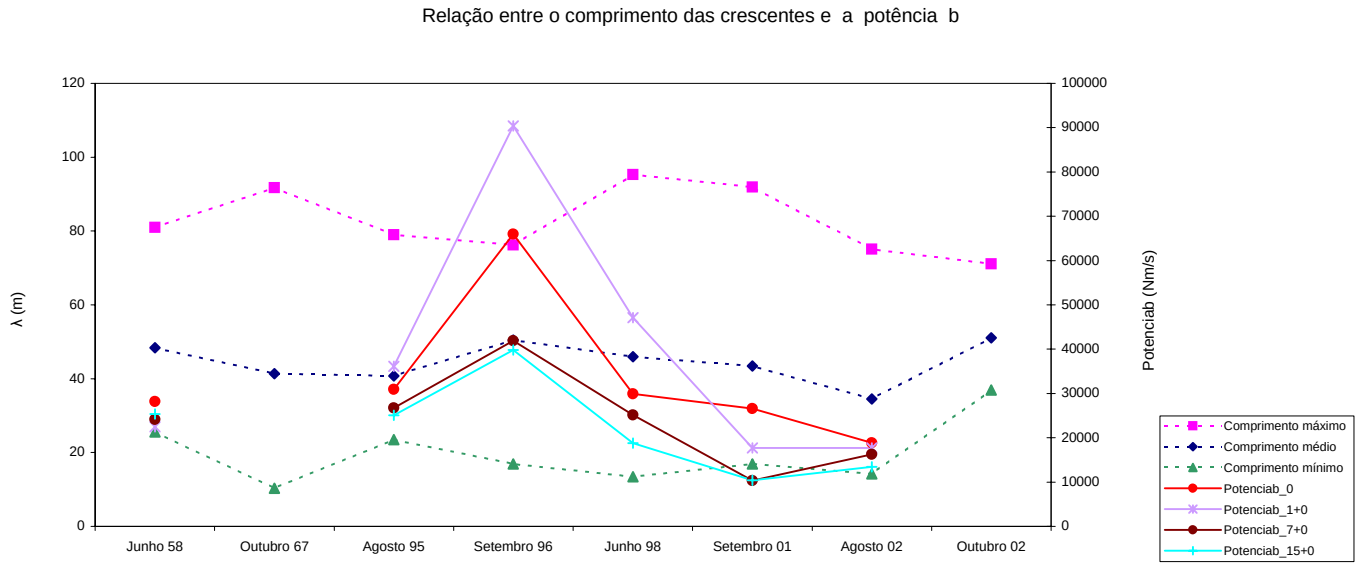
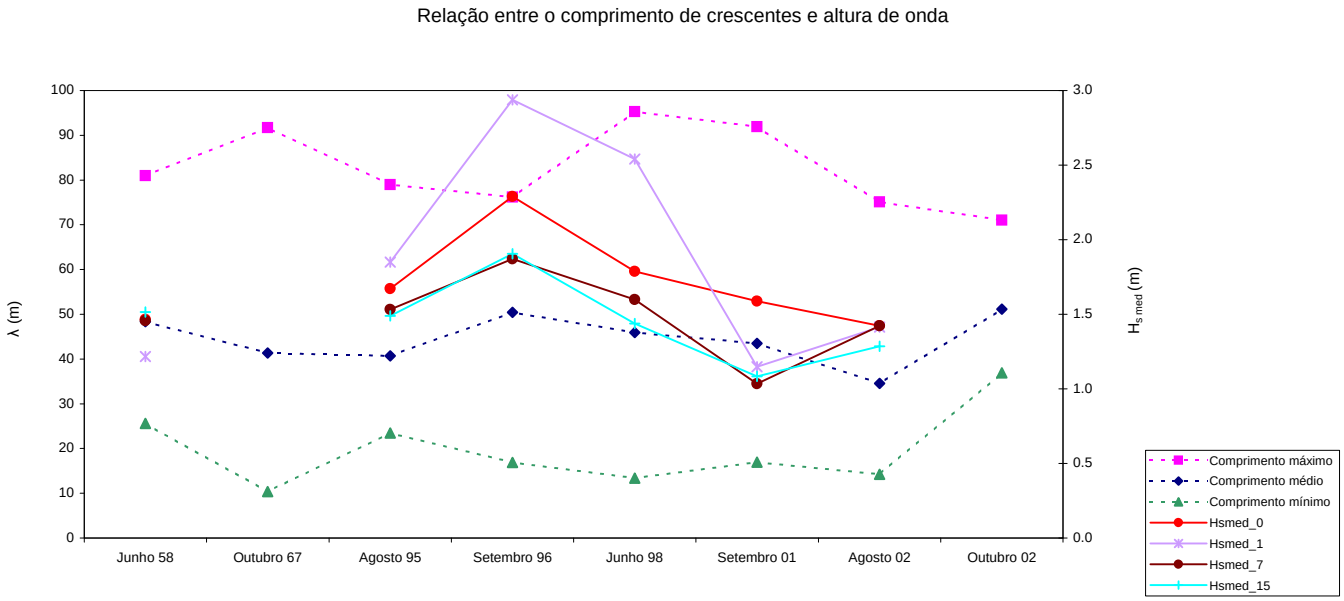
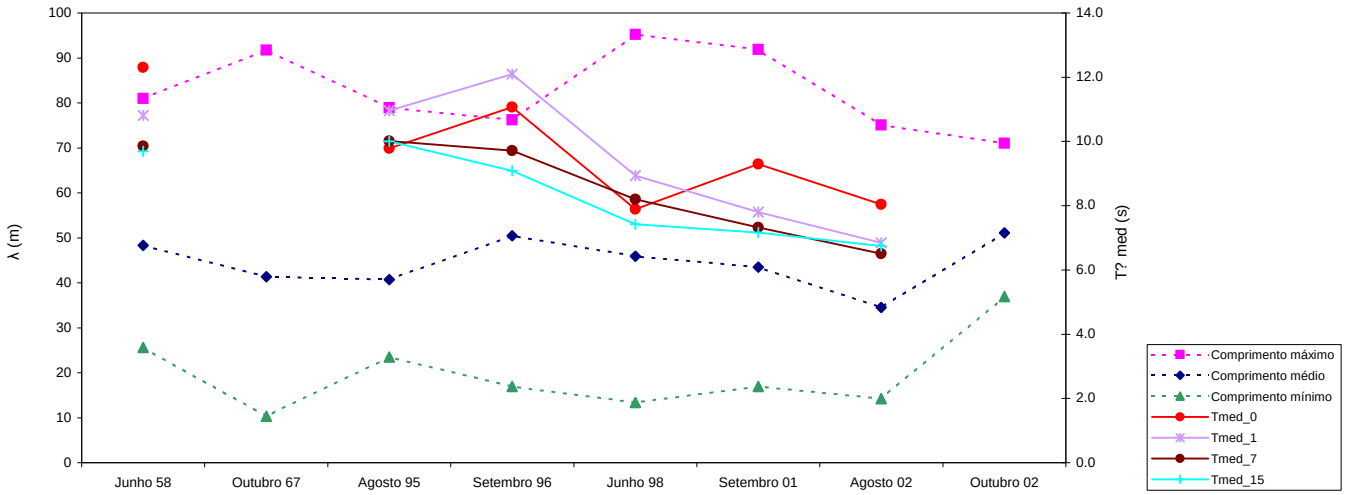


Figura D119 - Relação entre o comprimento das crescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974





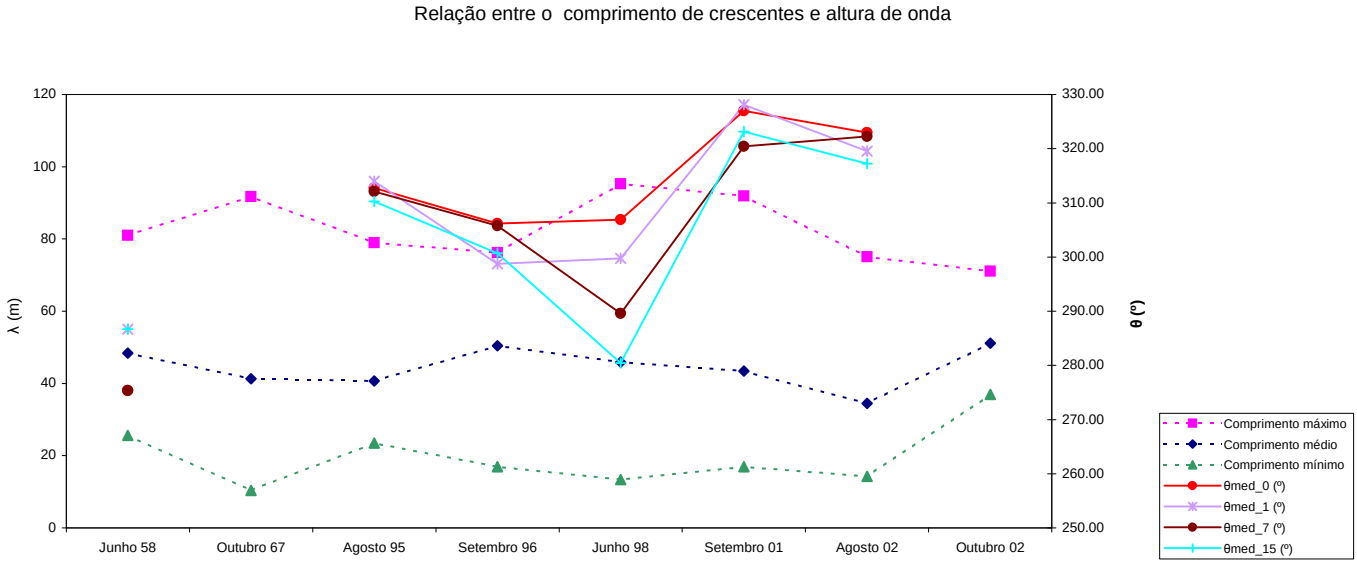
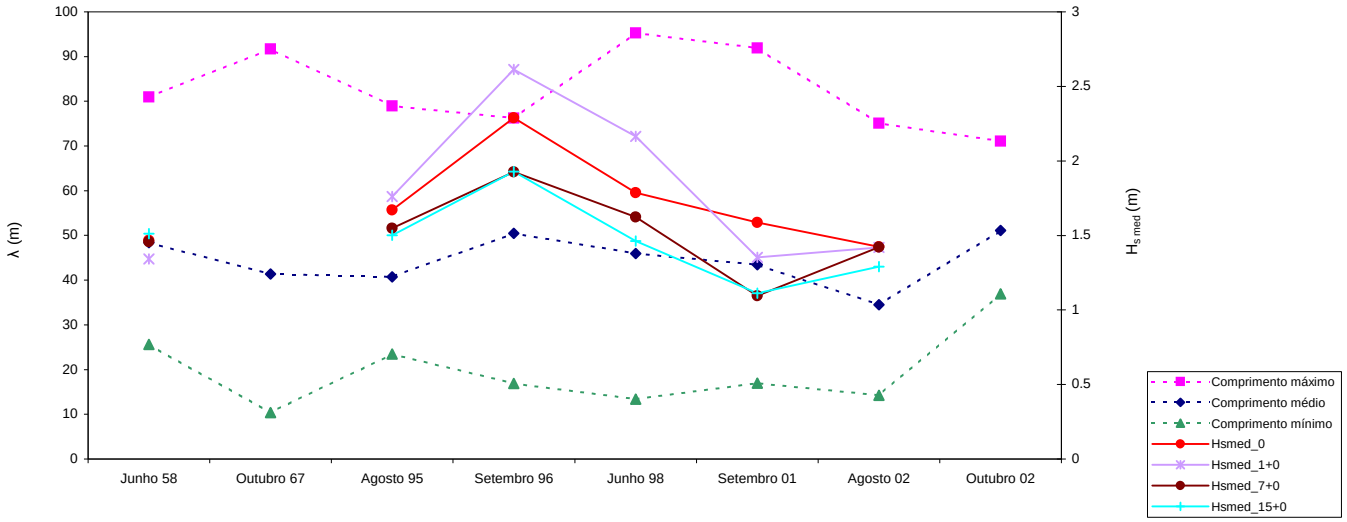
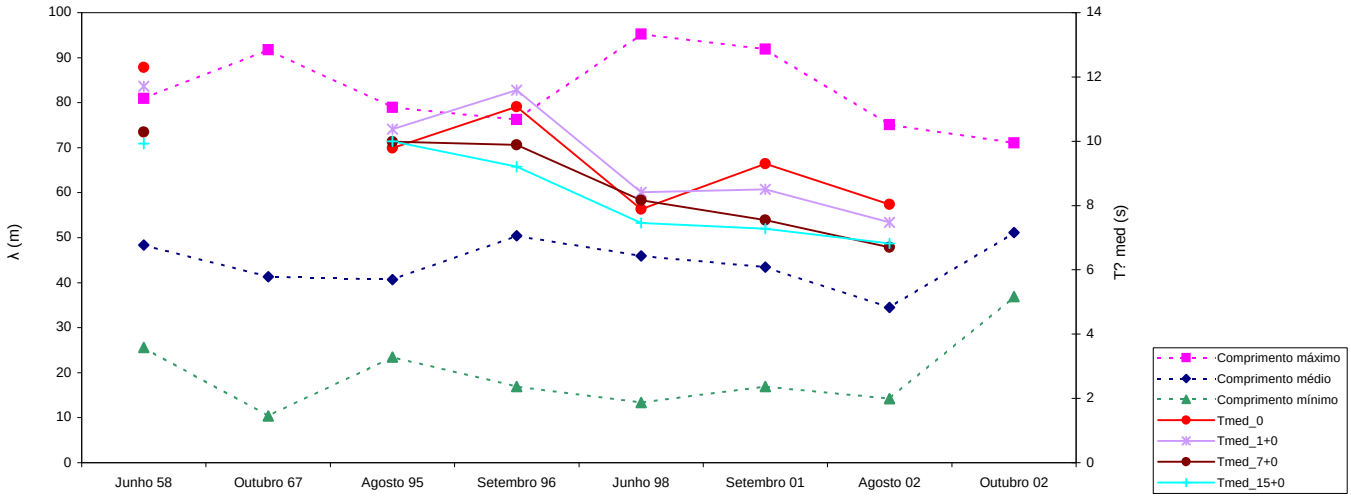


Figura D96 - Relação entre o comprimento de crescentes e a agitação

Relação entre o comprimento de crescentes e altura de onda



Relação entre o comprimento de crescentes e o periodo



Relação entre o comprimento de crescentes e altura de onda

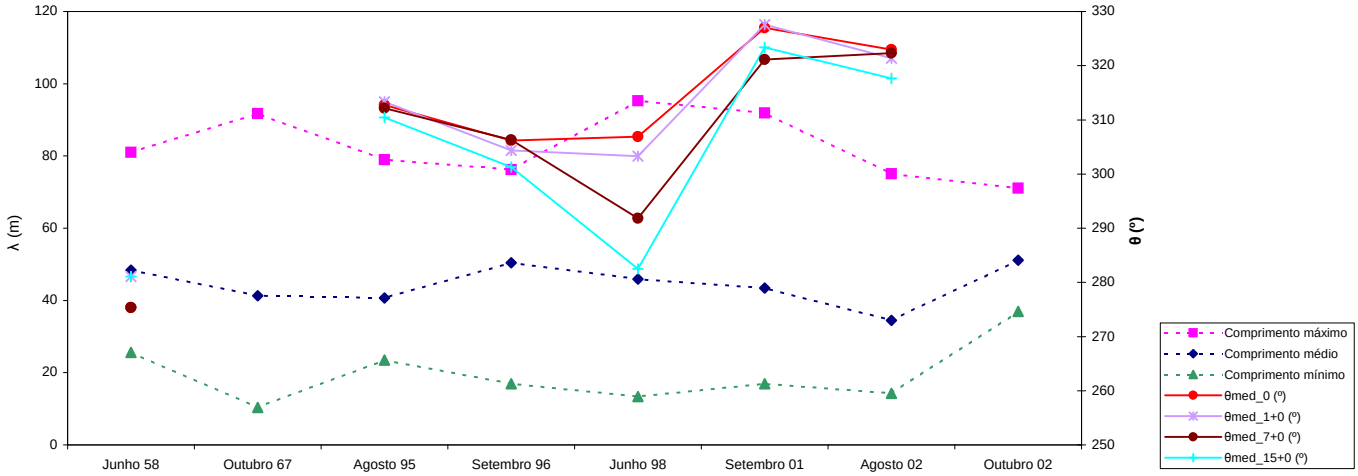
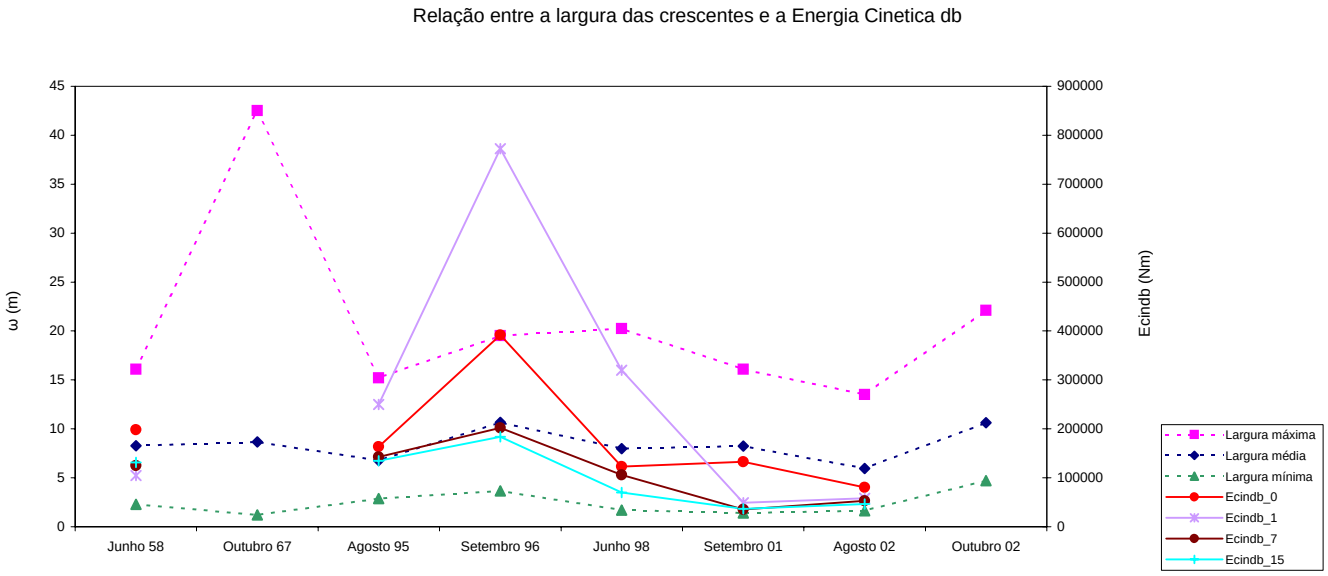
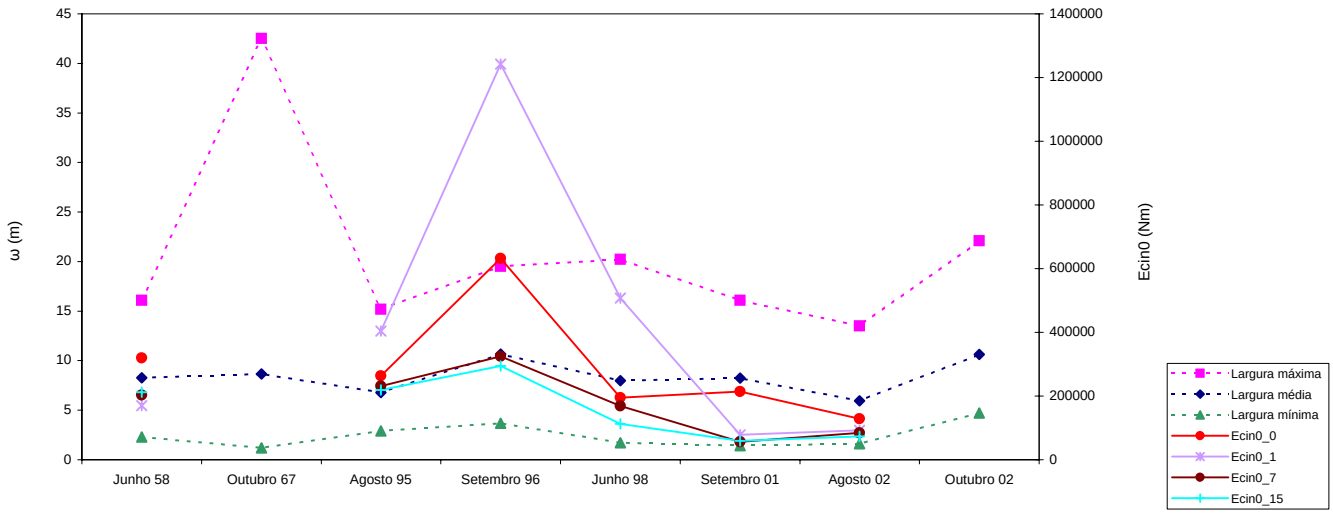


Figura D97 - Relação entre o comprimento de crescentes e a agitação





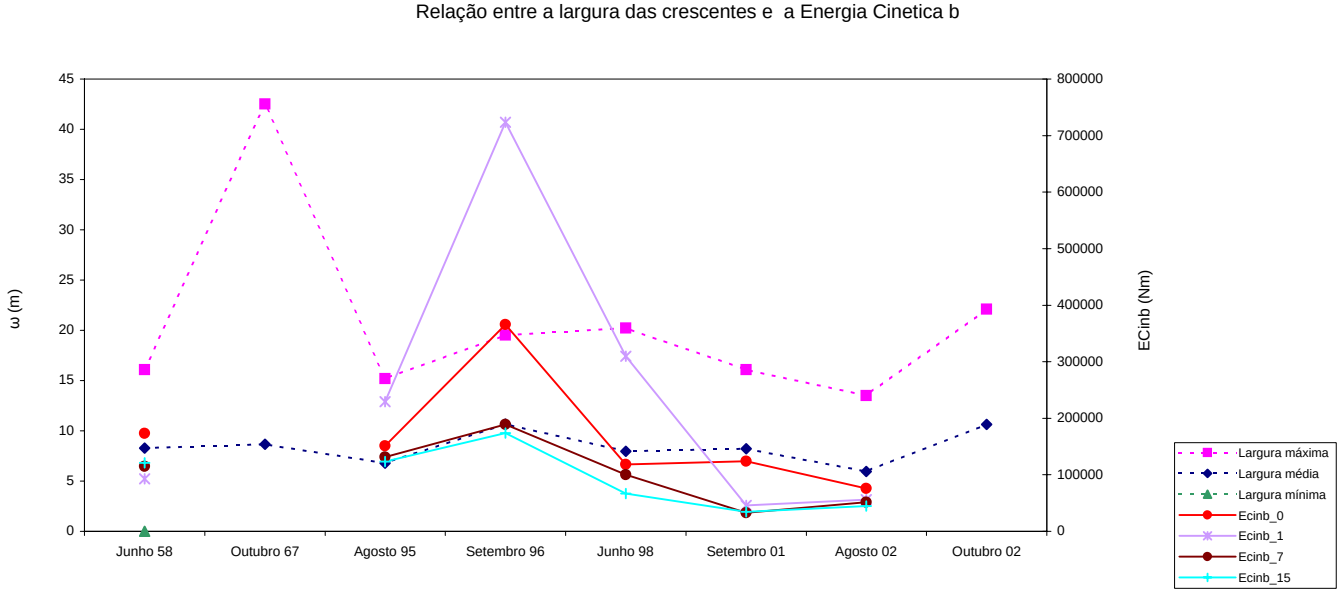


Figura D112 - Relação entre a largura das crescentes e a energia cinetica - Komar e Gaughan, 1974

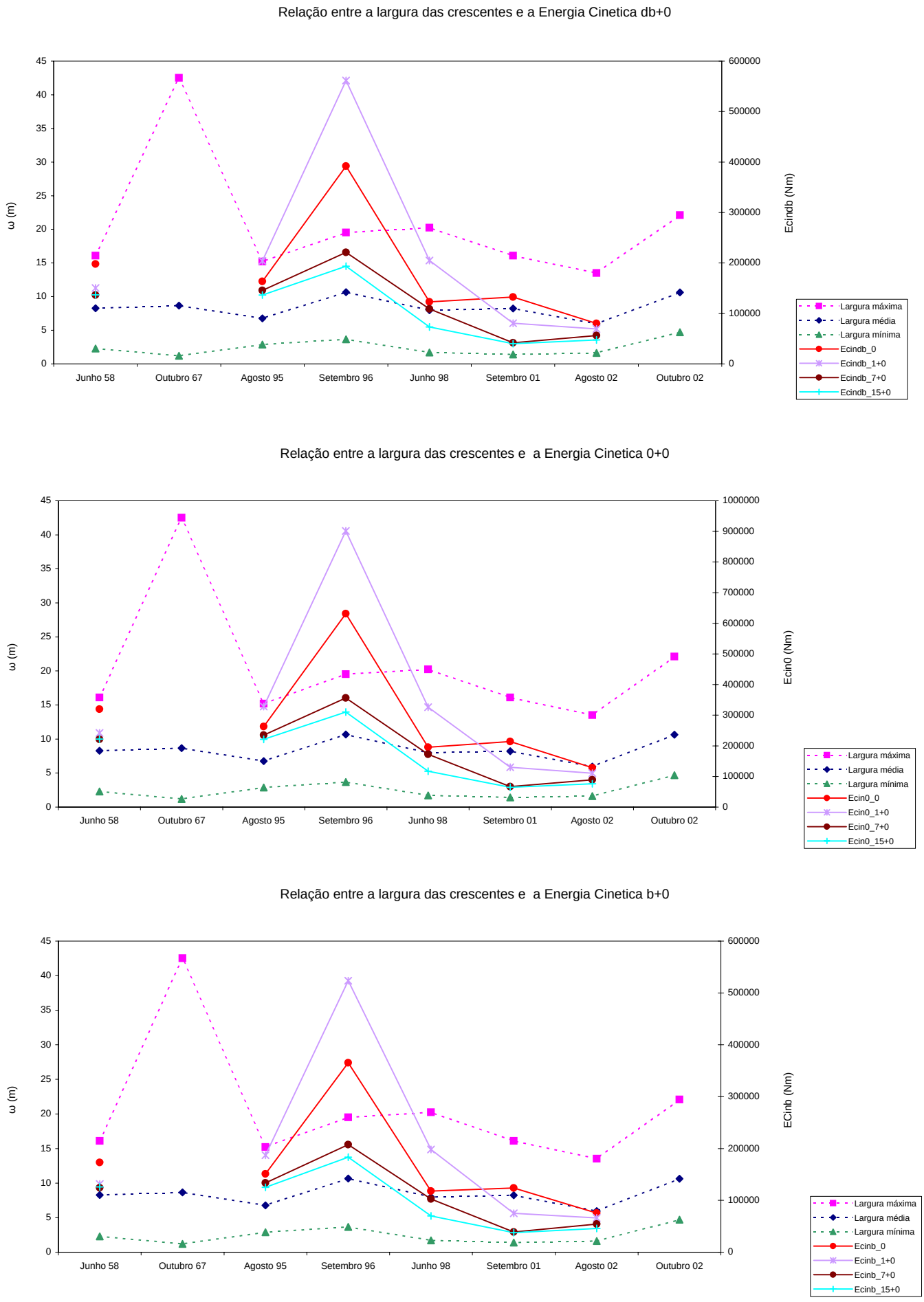


Figura D113 - Relação entre a largura das crescentes e a energia cinetica - Komar e Gaughan, 1974

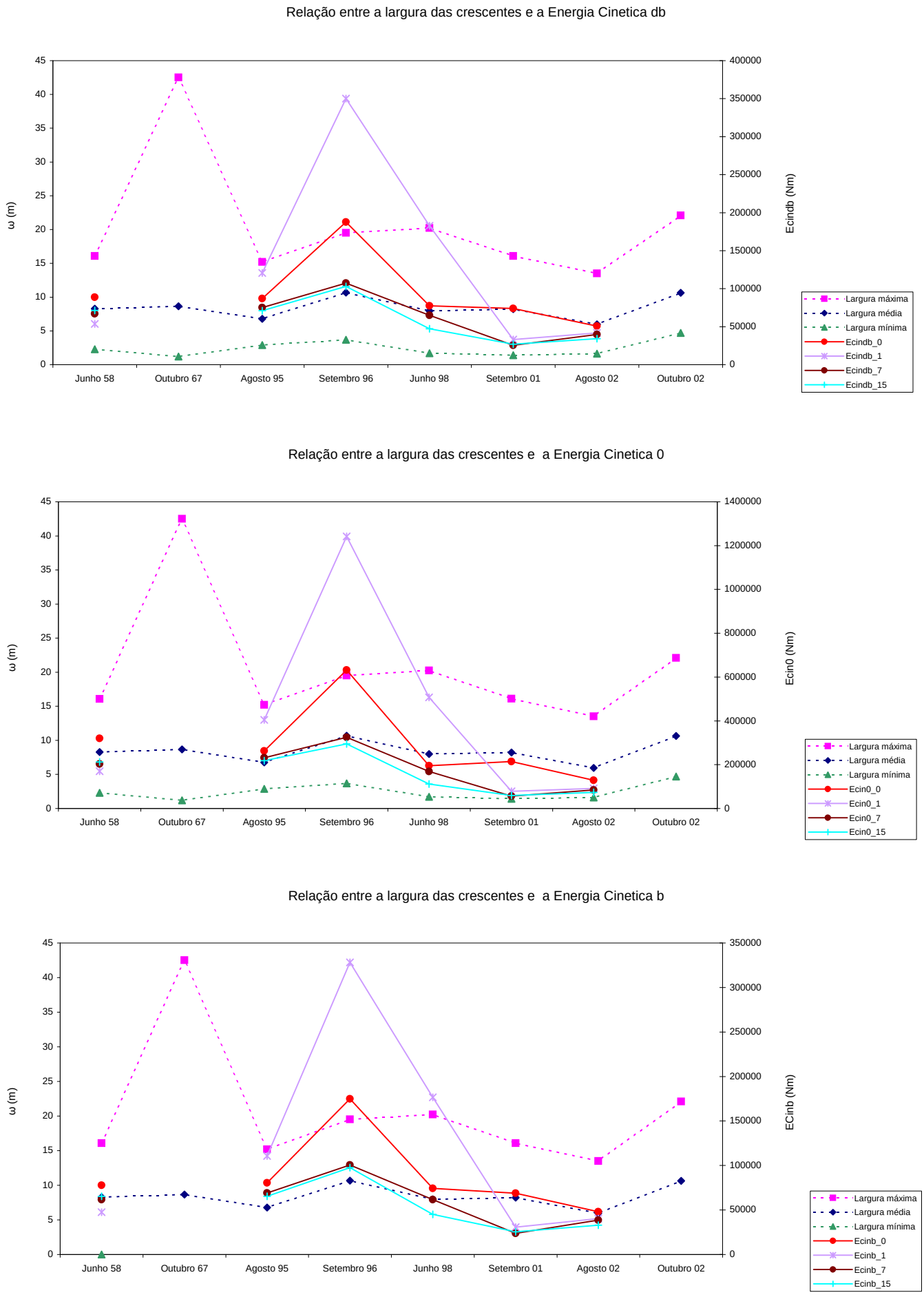
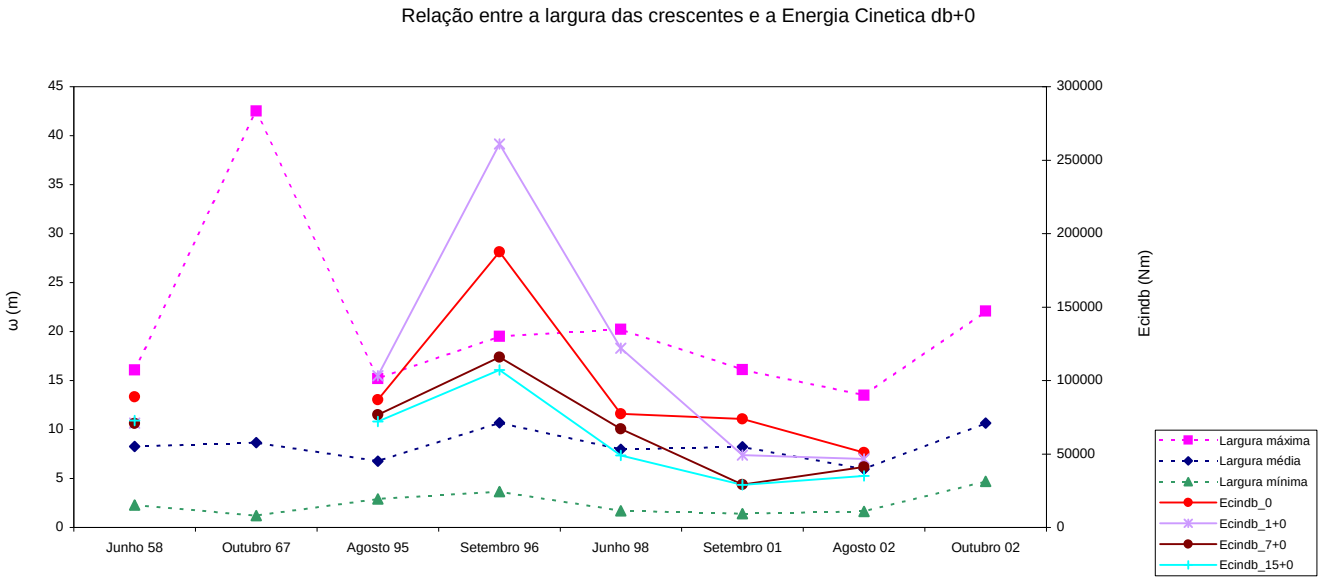
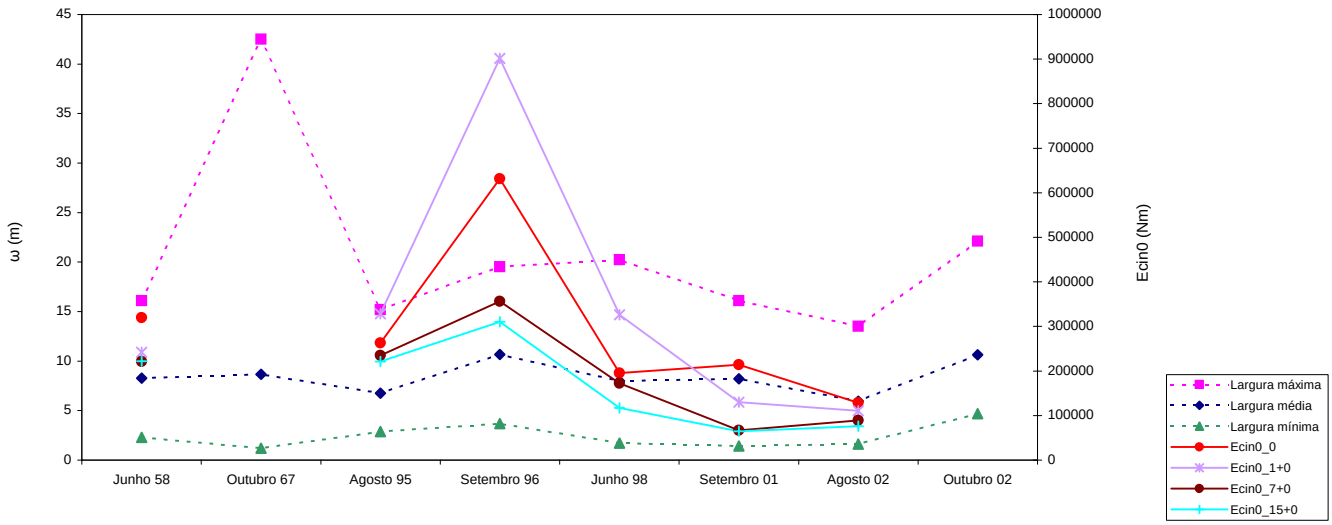


Figura D108-Relação entre a largura das crescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994





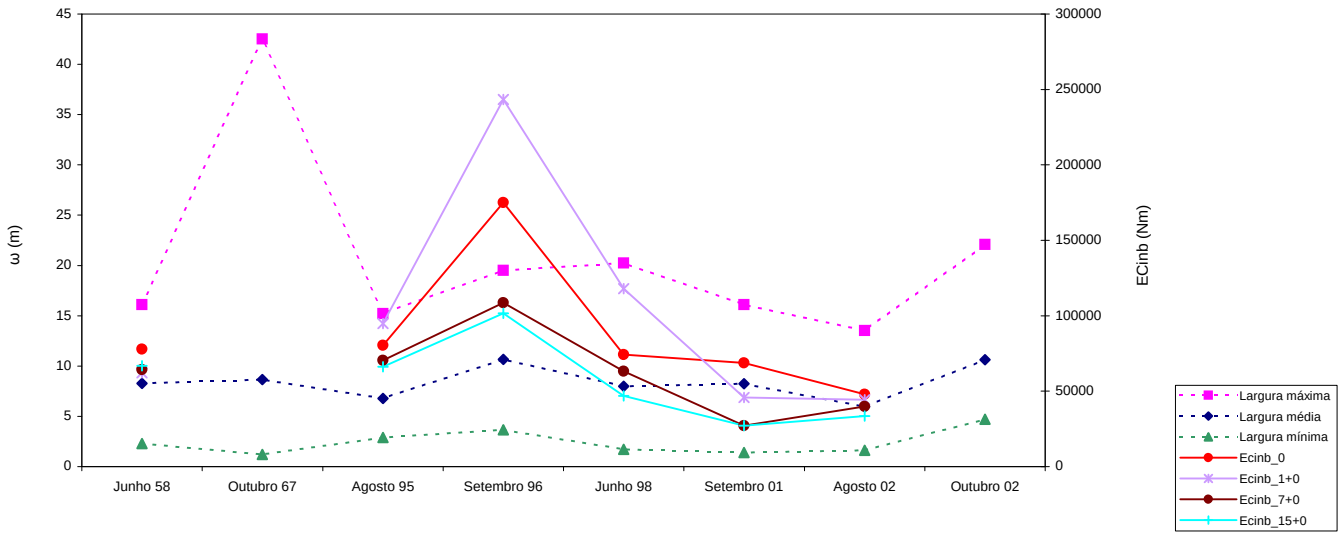
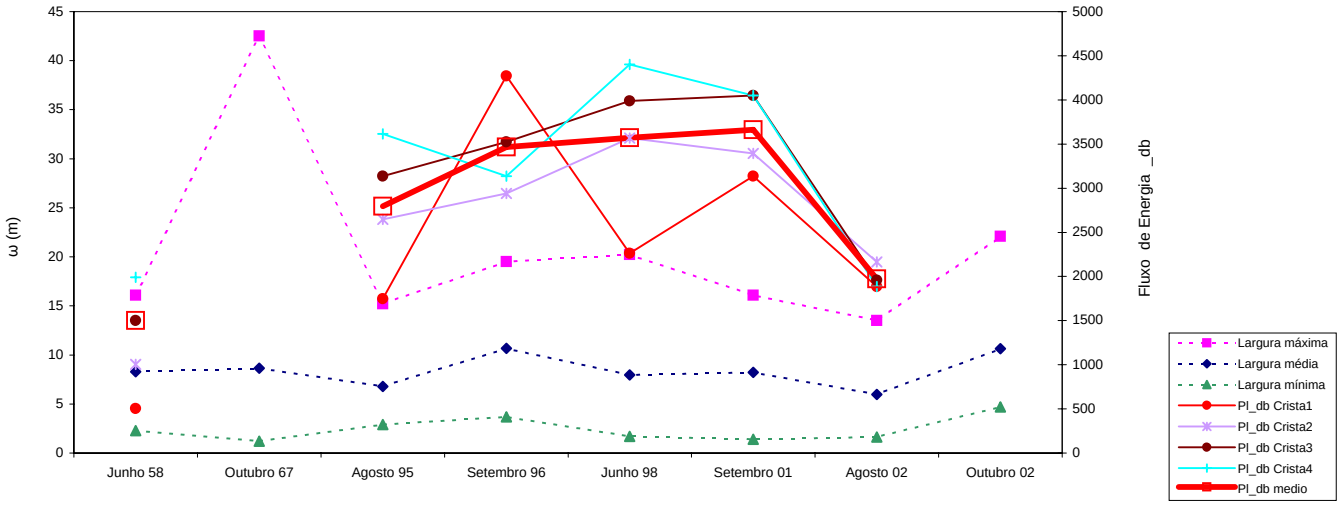


Figura D109-Relação entre a largura das crescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994

Relação entre a largura das crescentes e a Fluxo de Energia db



Relação entre a largura das crescentes e a Fluxo de Energia b

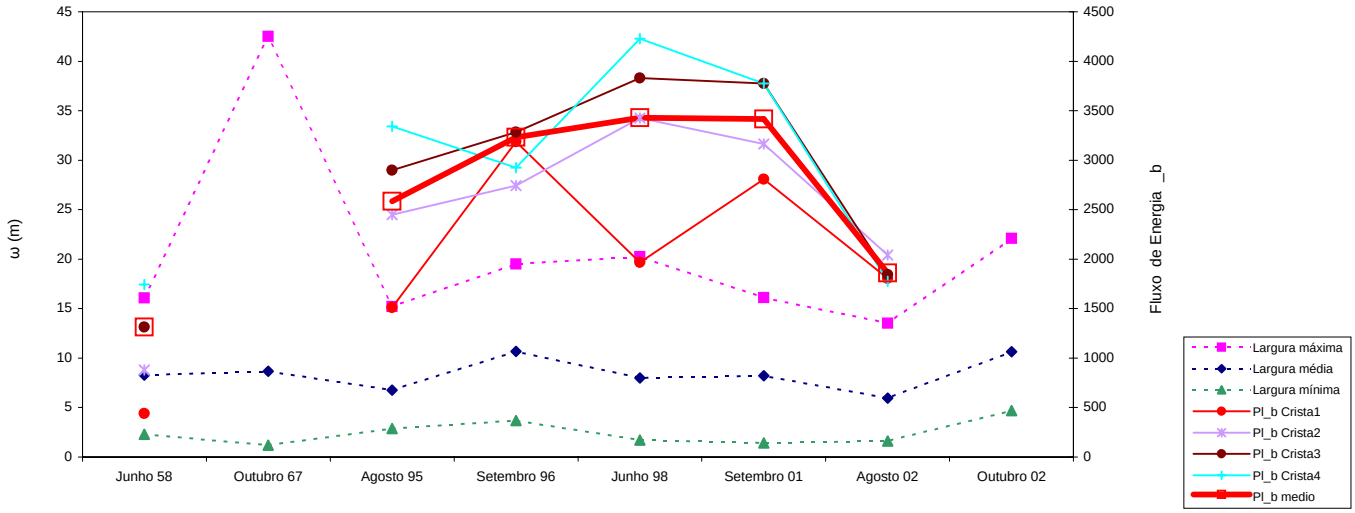
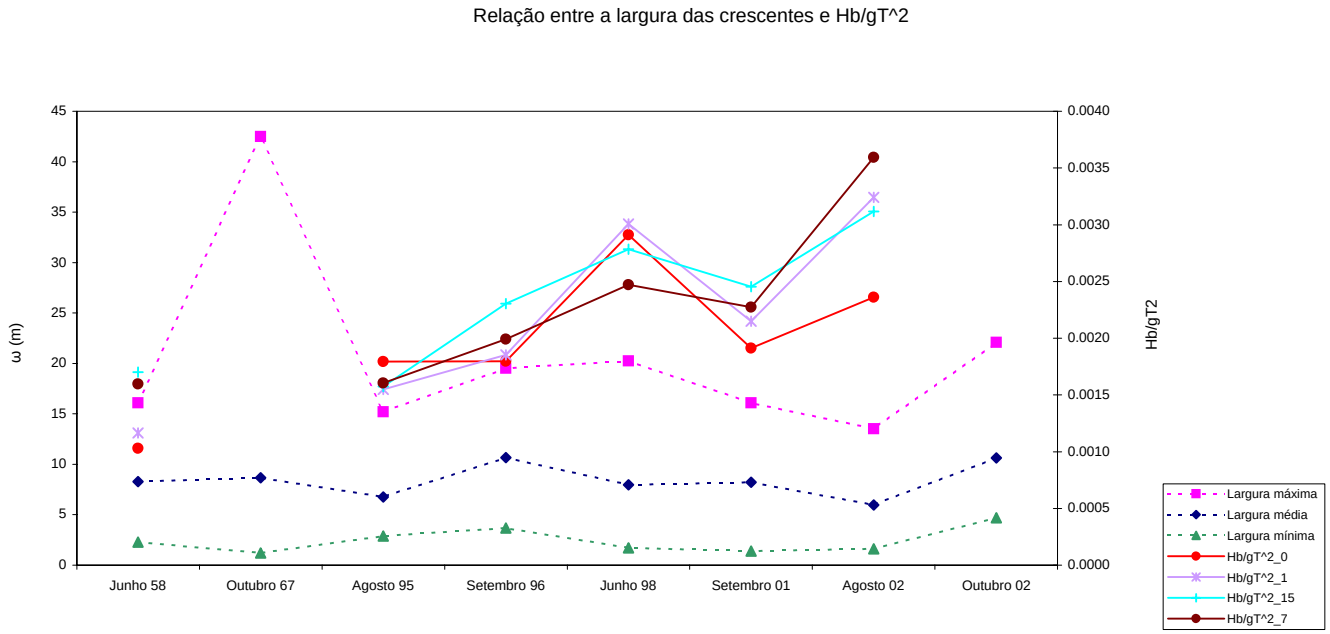


Figura D131 - Relação entre a largura das crescentes e a fluxo de energia



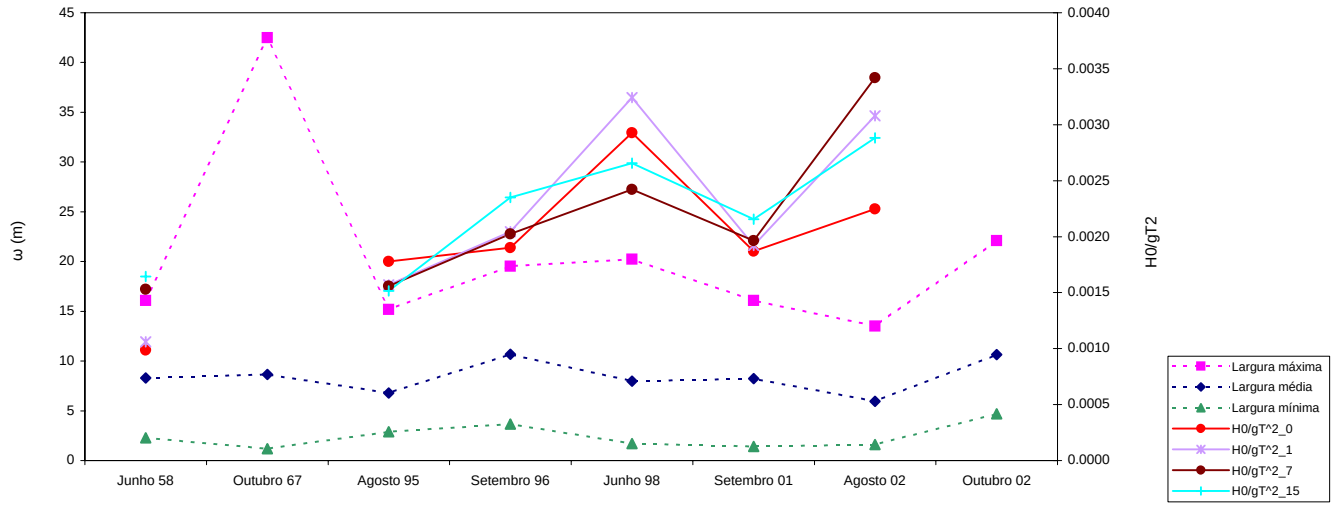
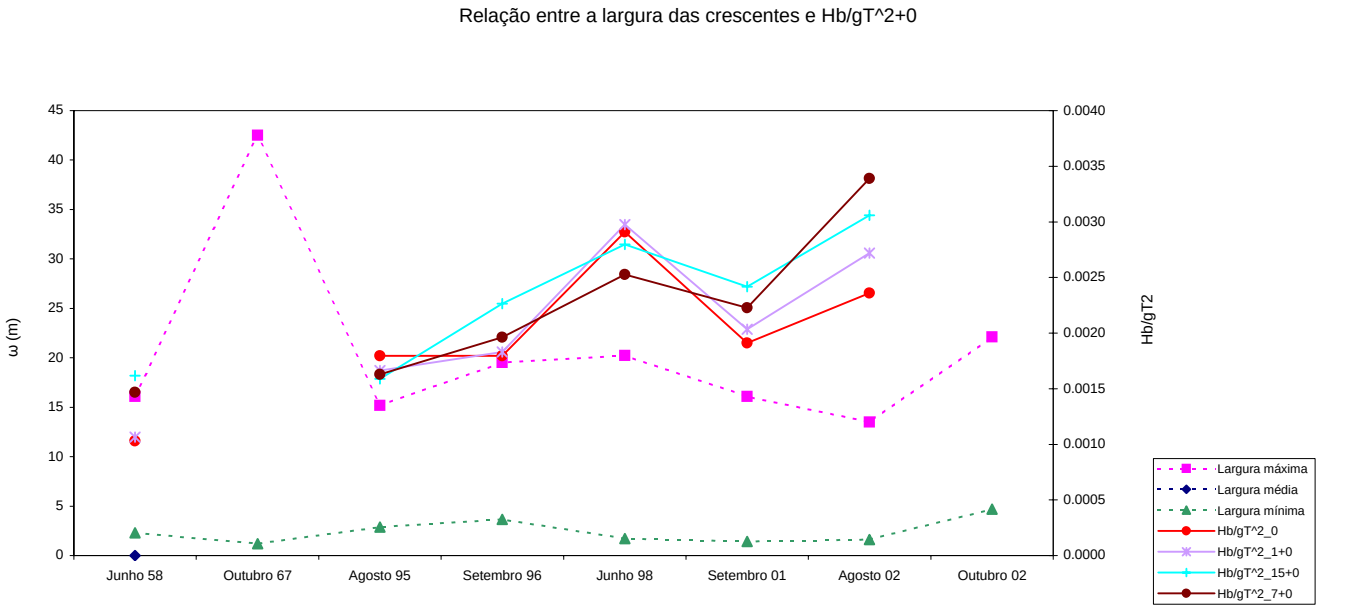


Figura D124 - Relação entre a largura das crescentes e Hb/gT^2 - Teixeira,1994



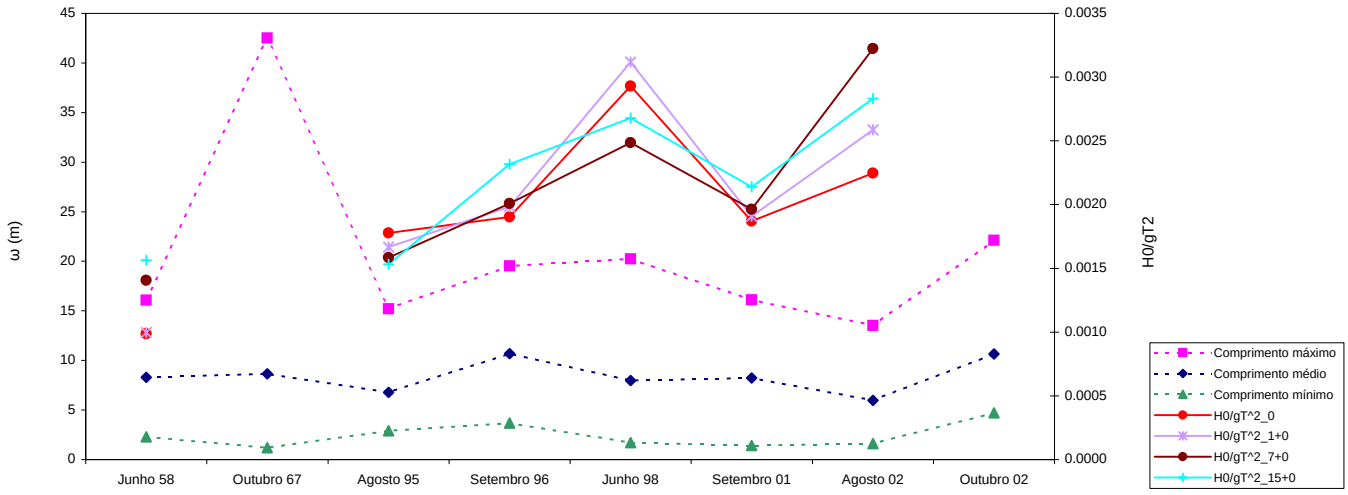
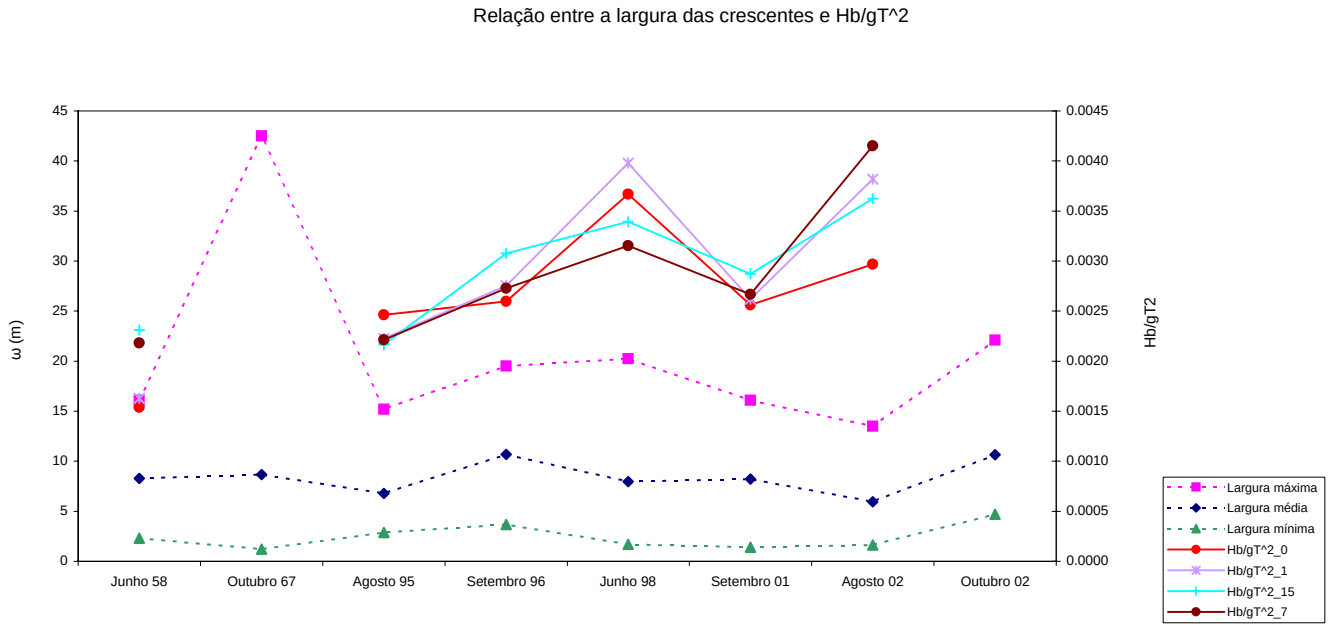


Figura D125 - Relação entre a largura das crescentes e Hb/gT^2 - Teixeira,1994



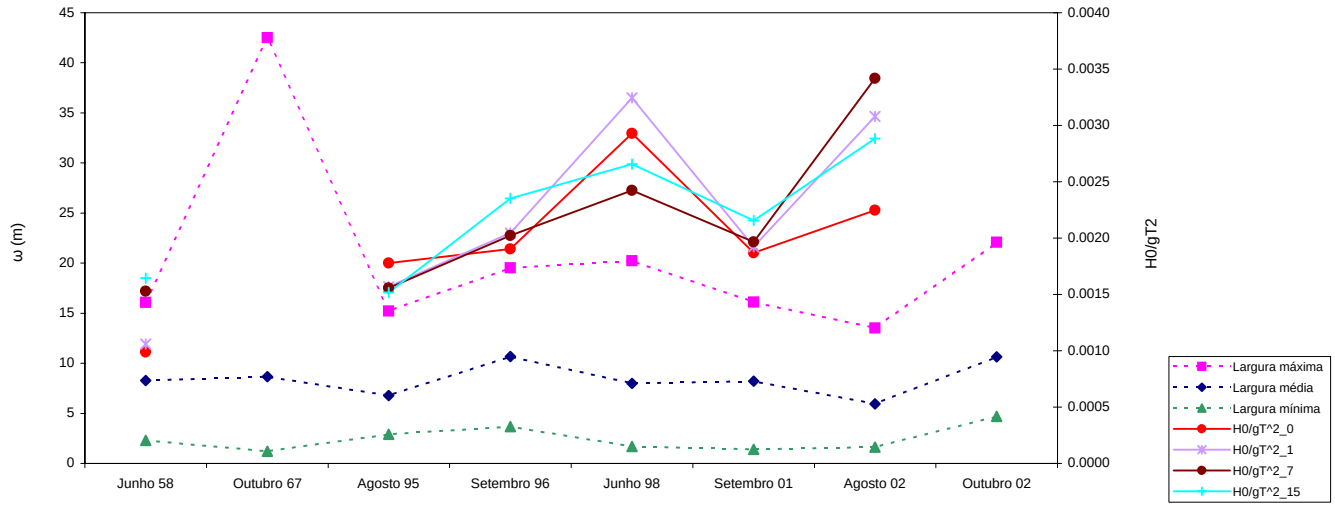
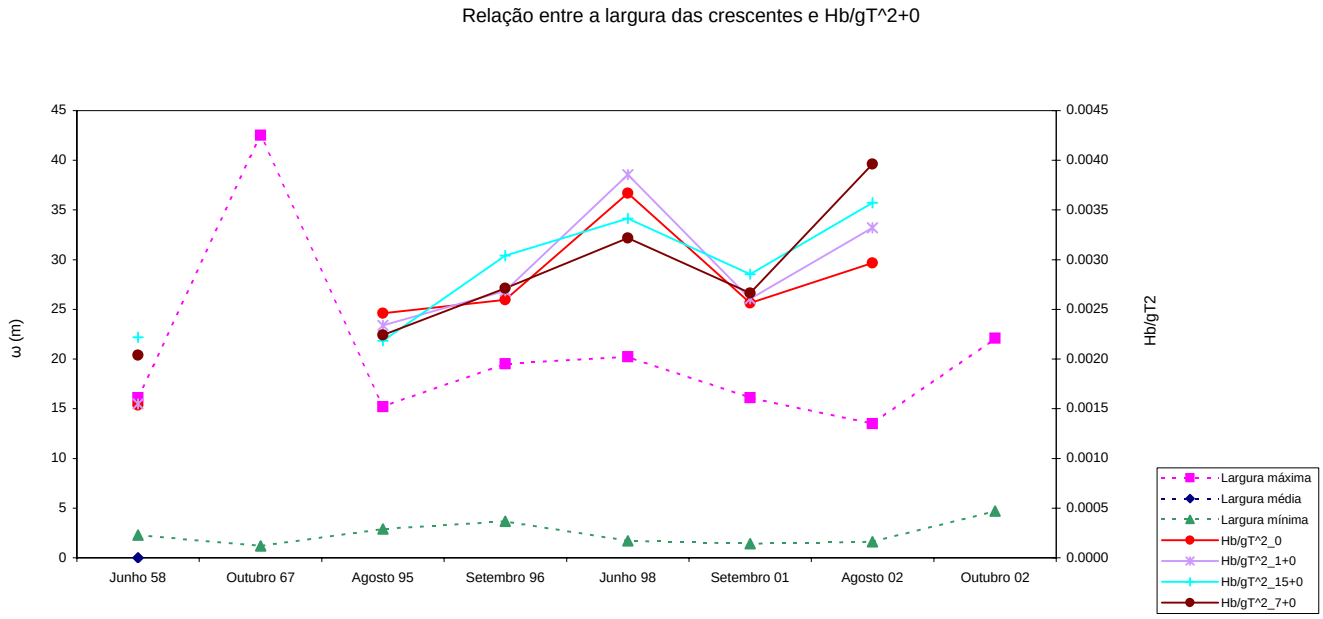


Figura D128 - Relação entre a largura das crescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



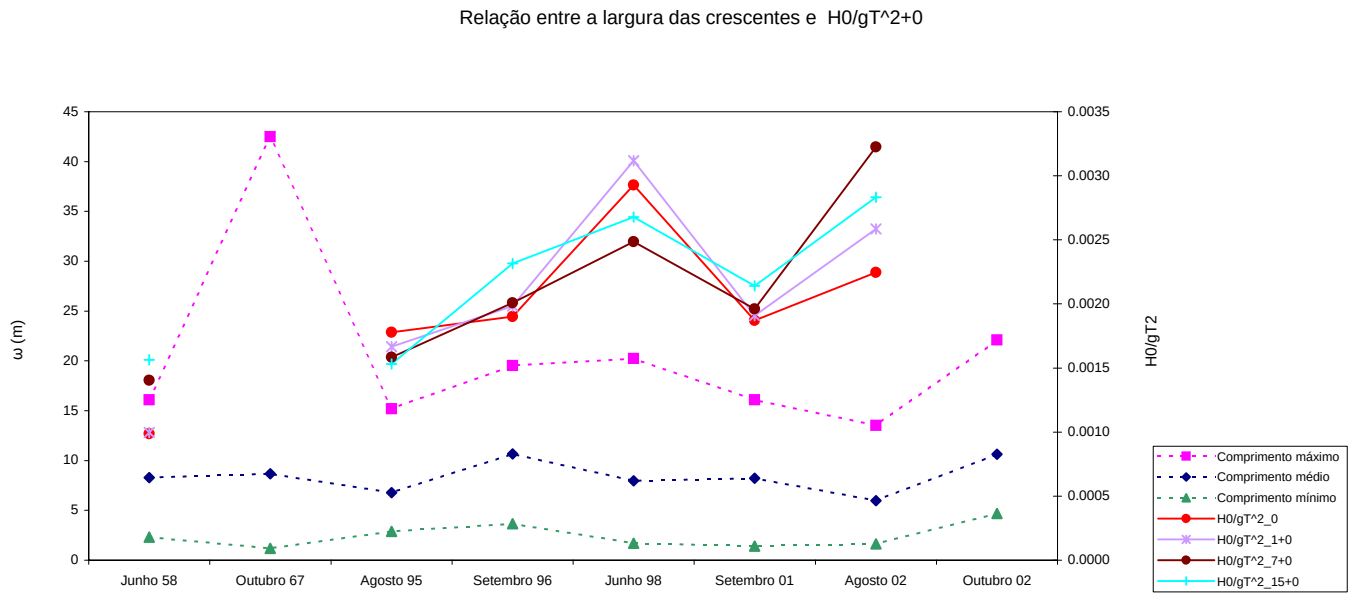


Figura D129 - Relação entre a largura das crescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

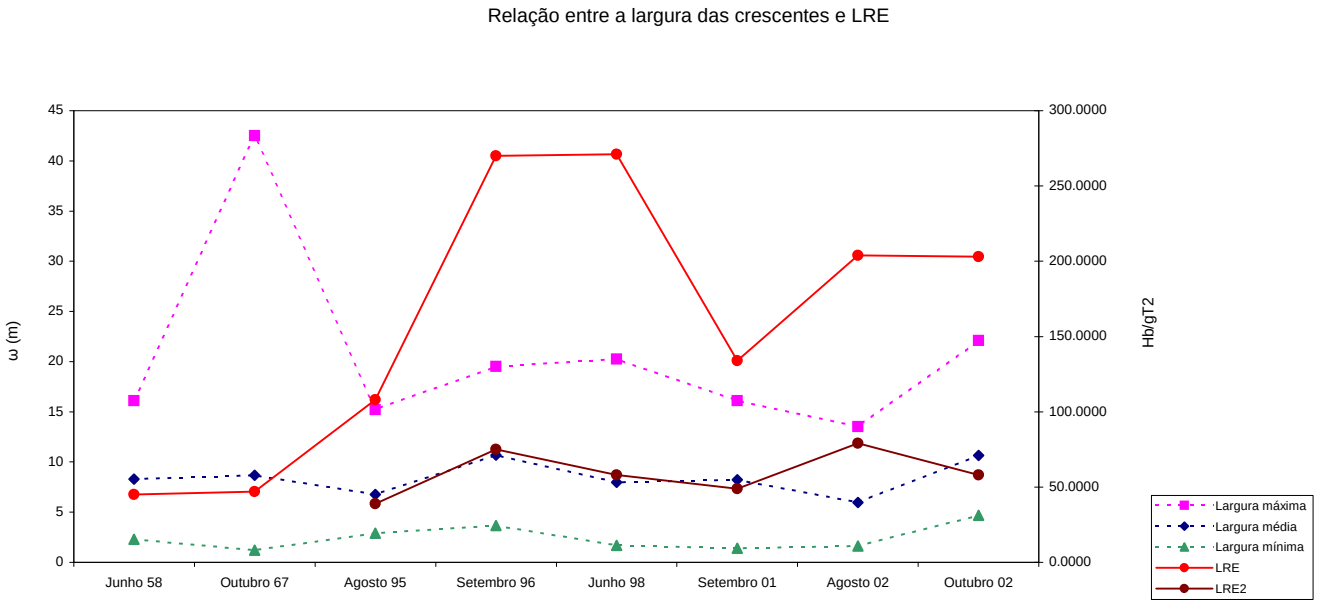
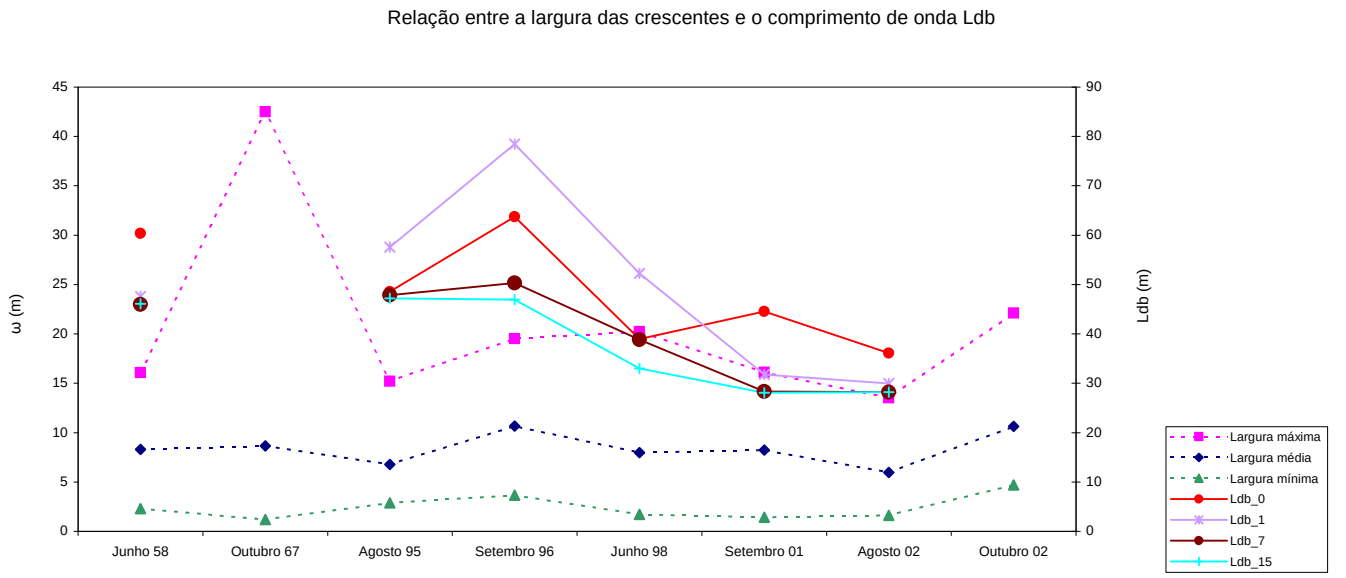
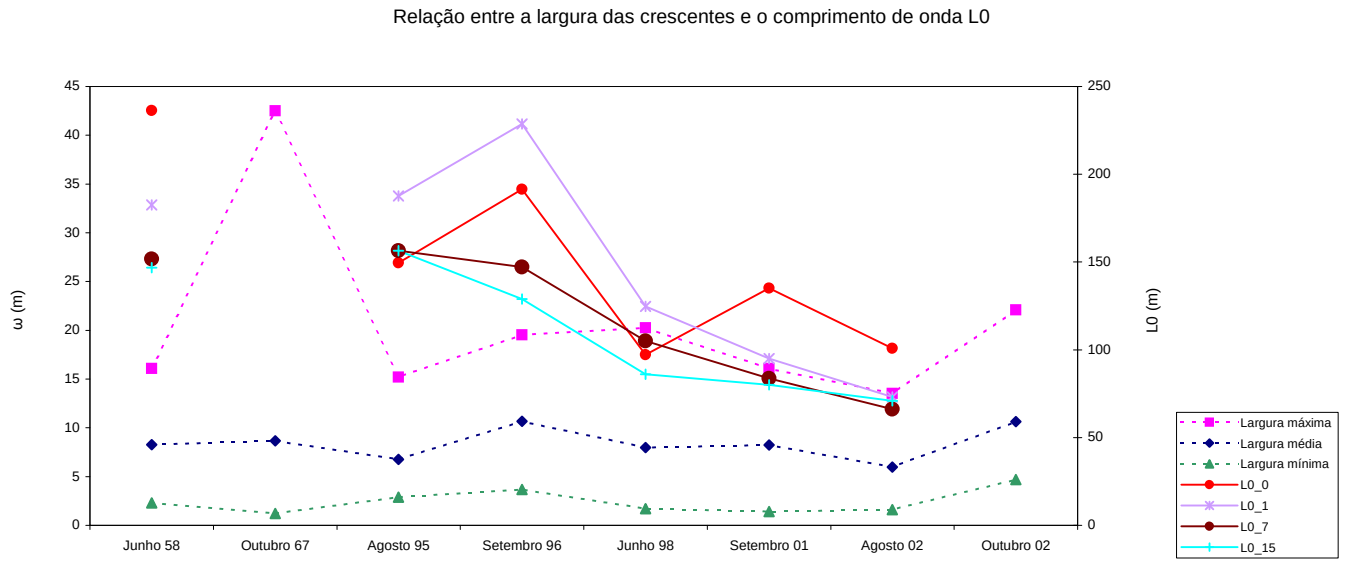


Figura D105 - Relação entre a largura das crescentes e LRE





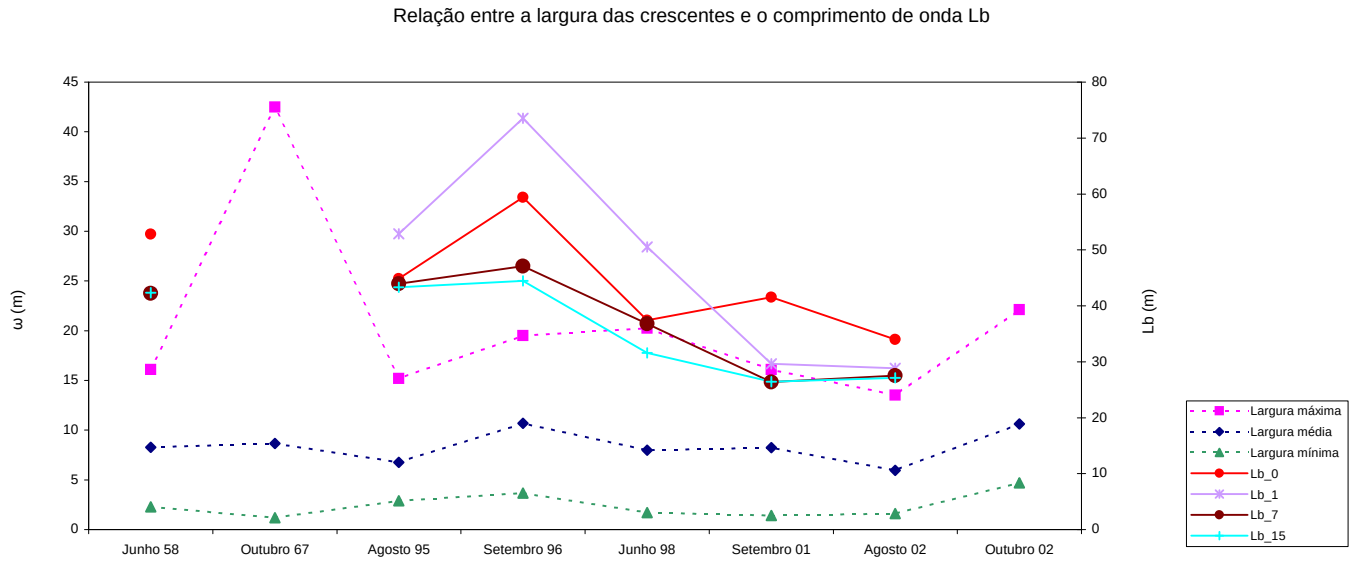


Figura D102 - Relação entre a largura das crescentes e o comprimento de onda

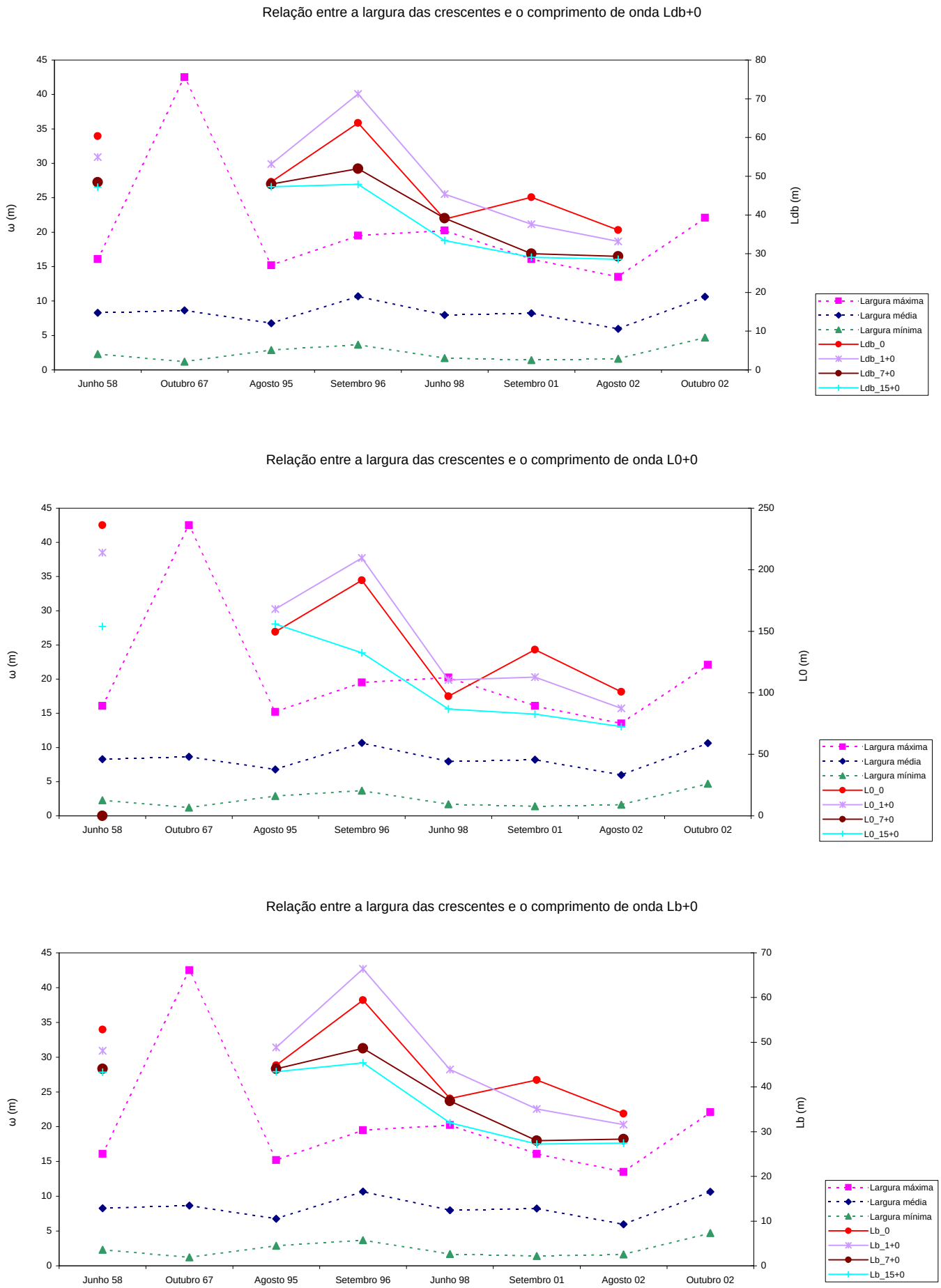
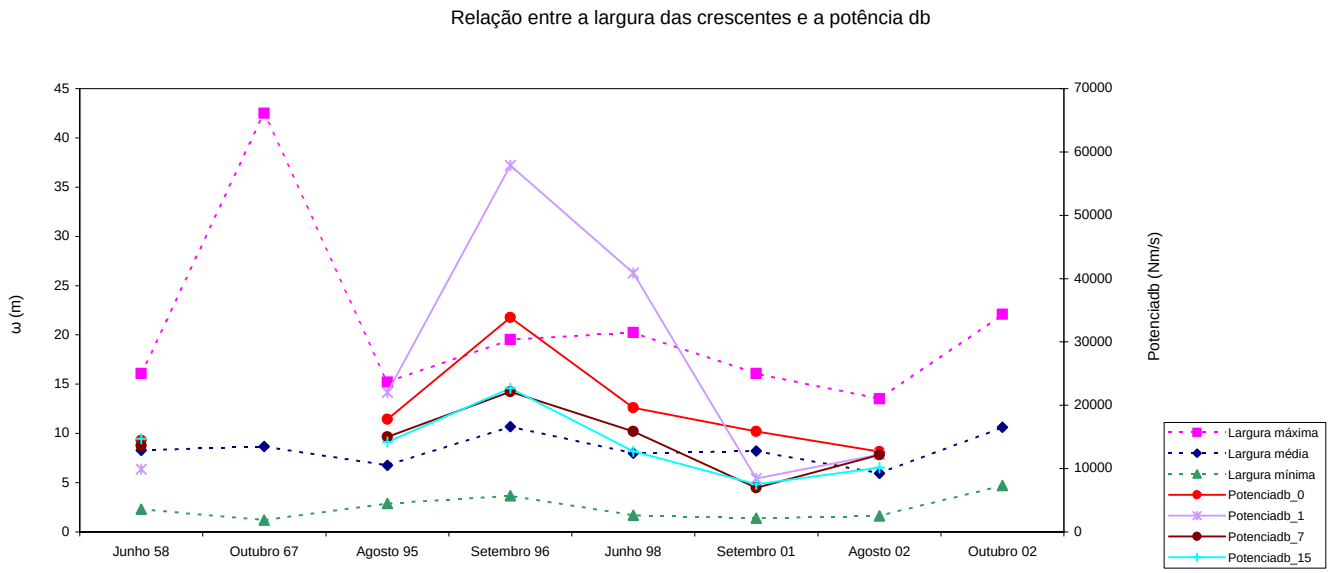
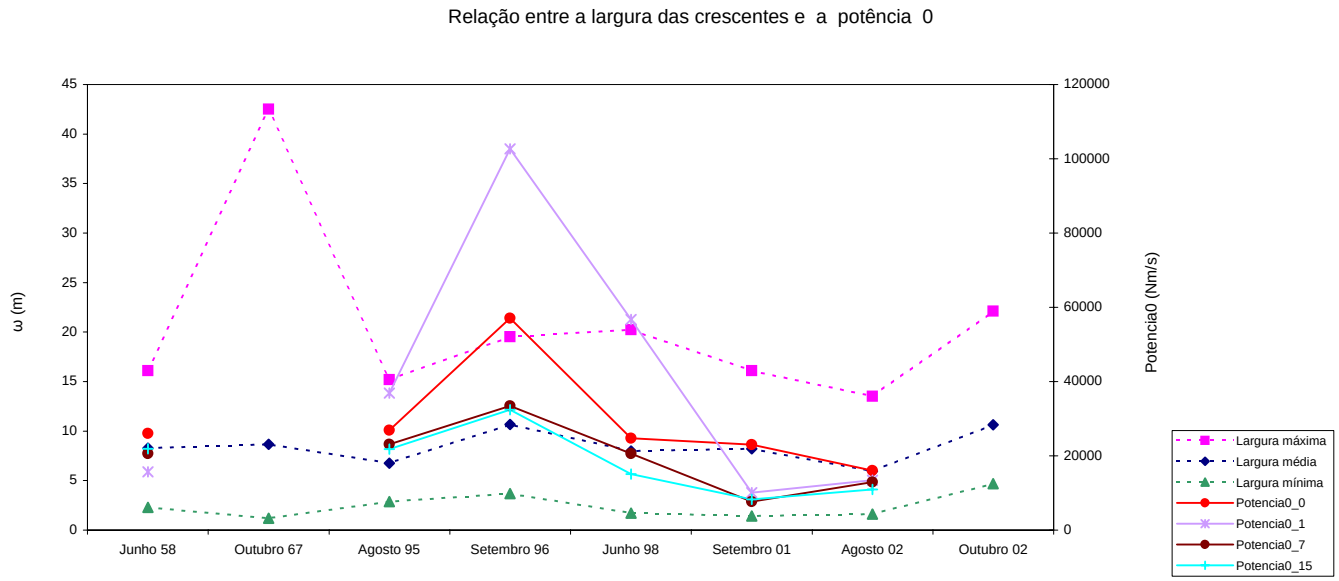


Figura D103 - Relação entre a largura das crescentes e o comprimento de onda





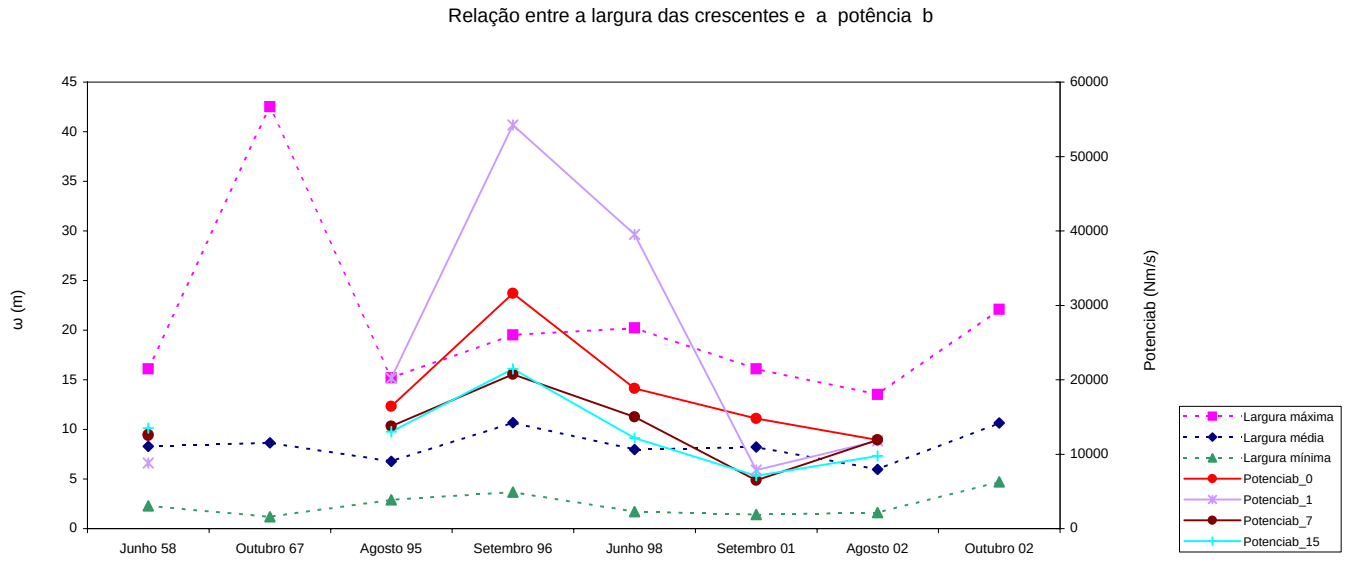


Figura D116 - Relação entre a largura das crescentes e a potência - Teixeira,1994

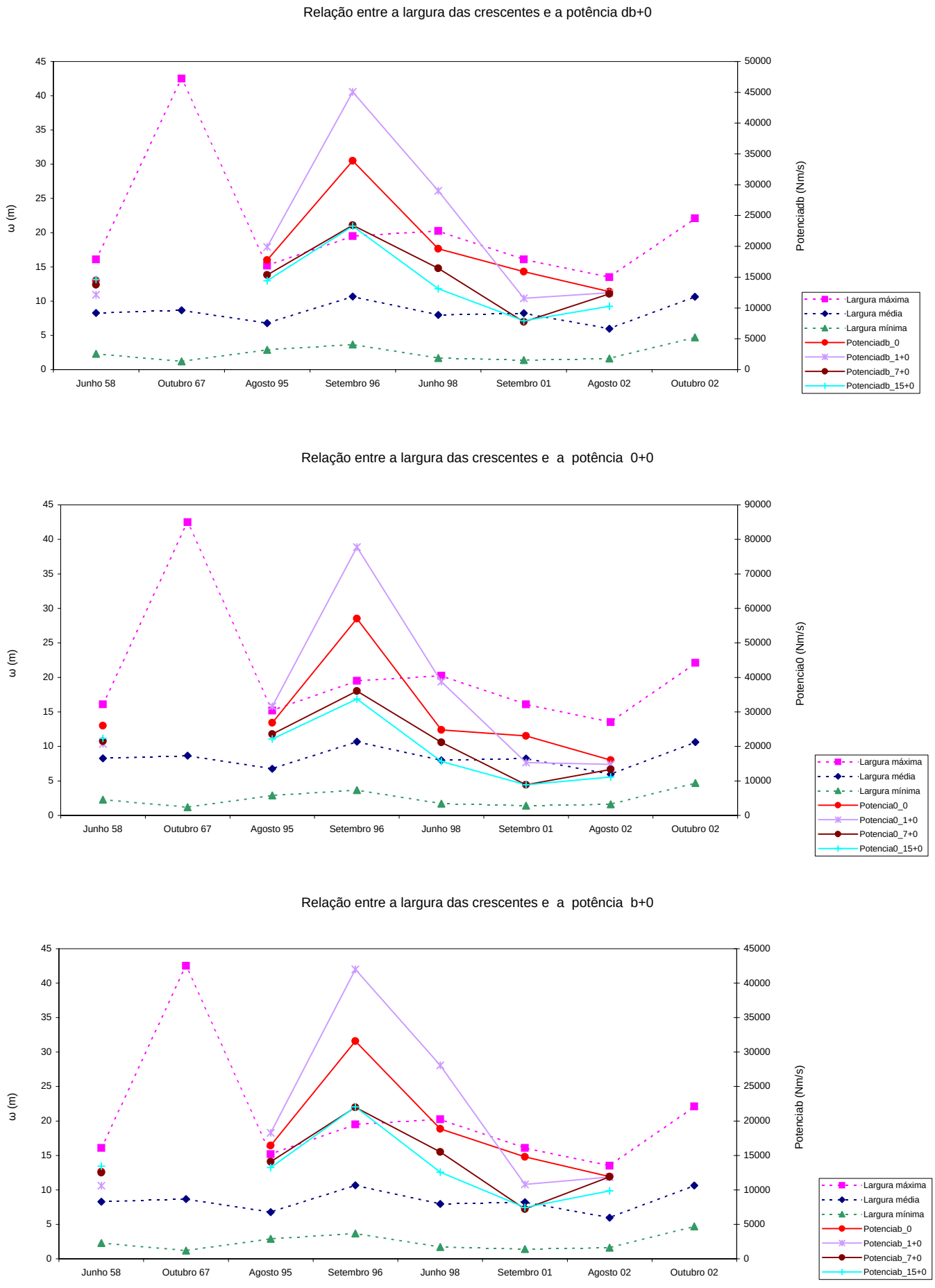
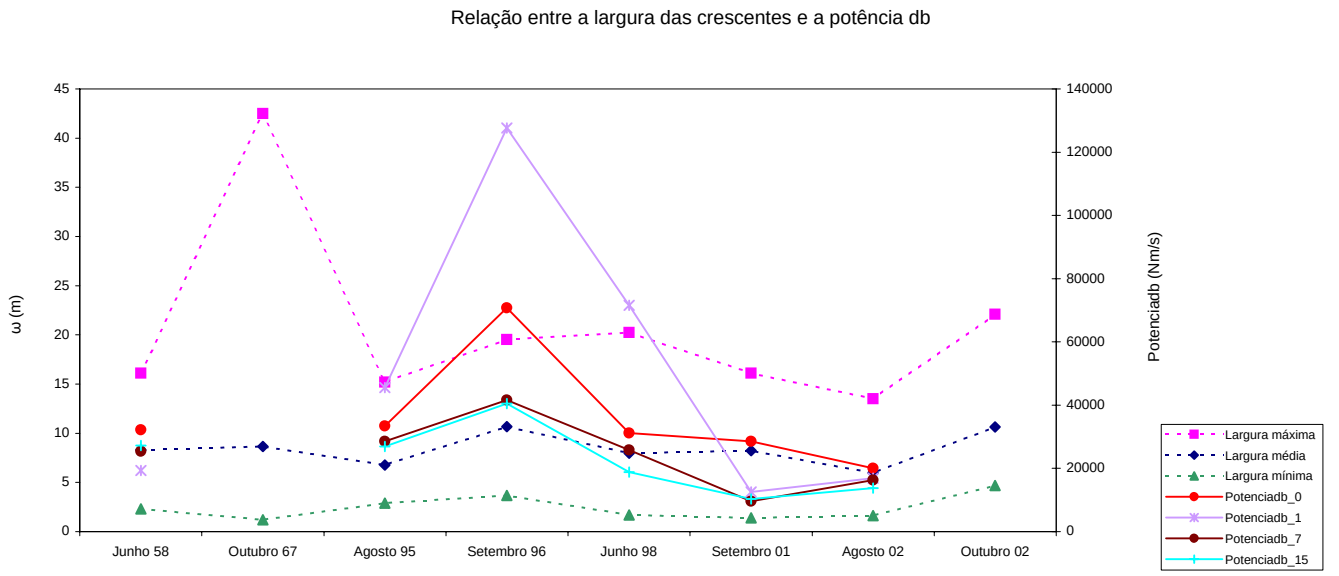
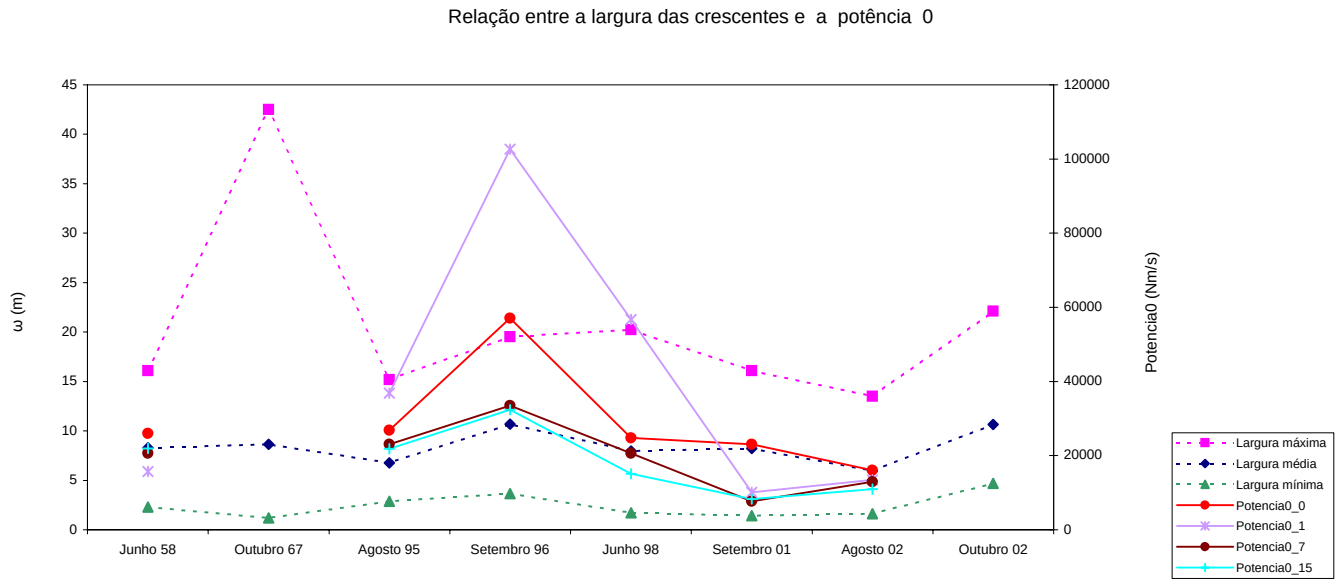


Figura D117 - Relação entre a largura das crescentes e a potência - Teixeira,1994





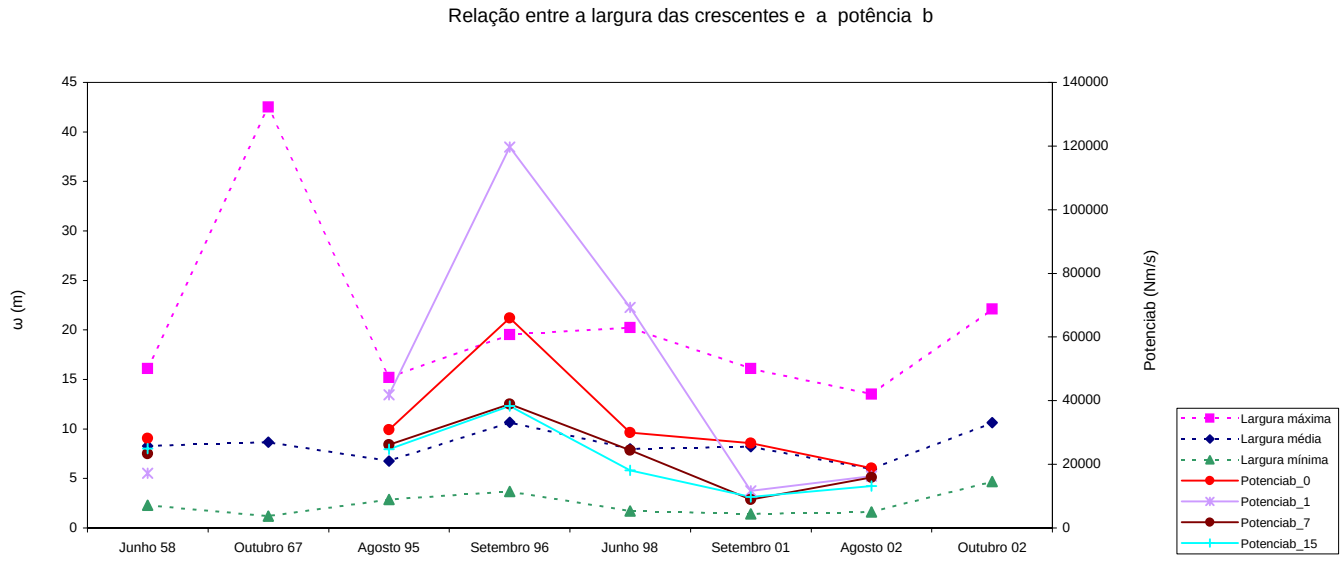
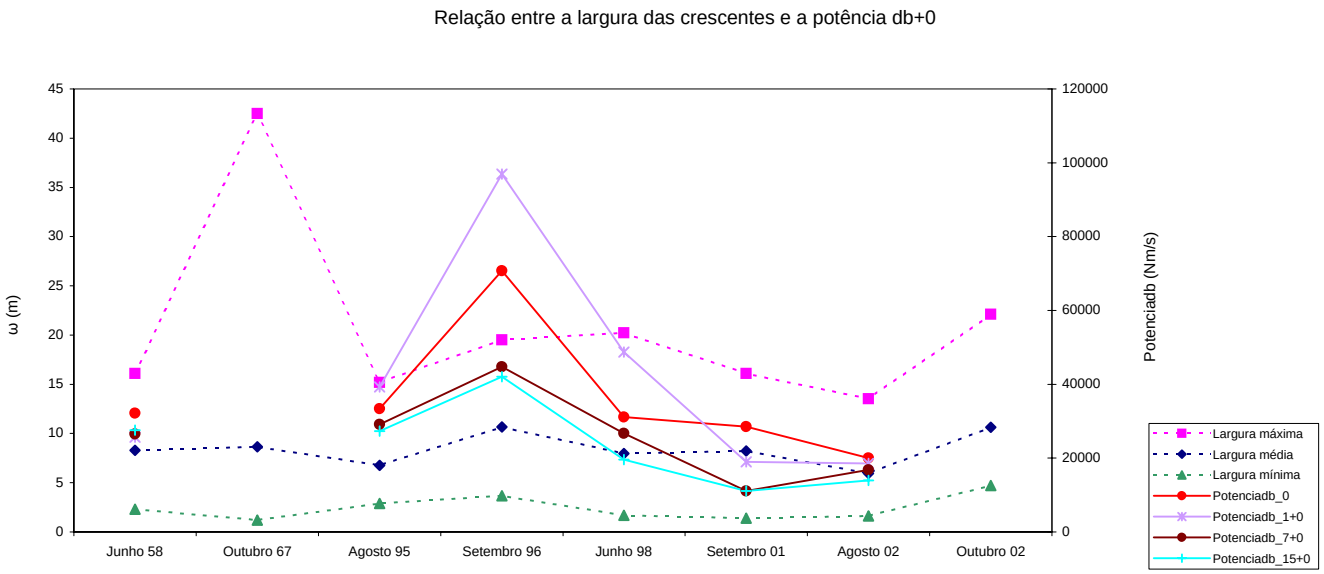
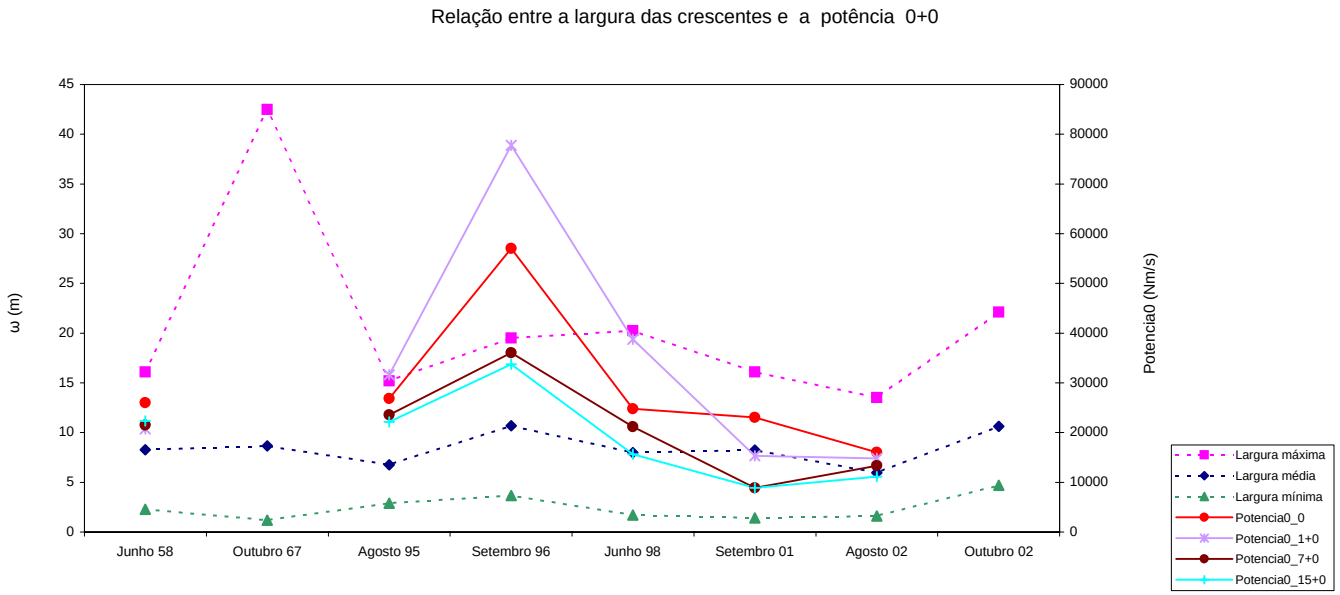


Figura D120 - Relação entre a largura das crescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974





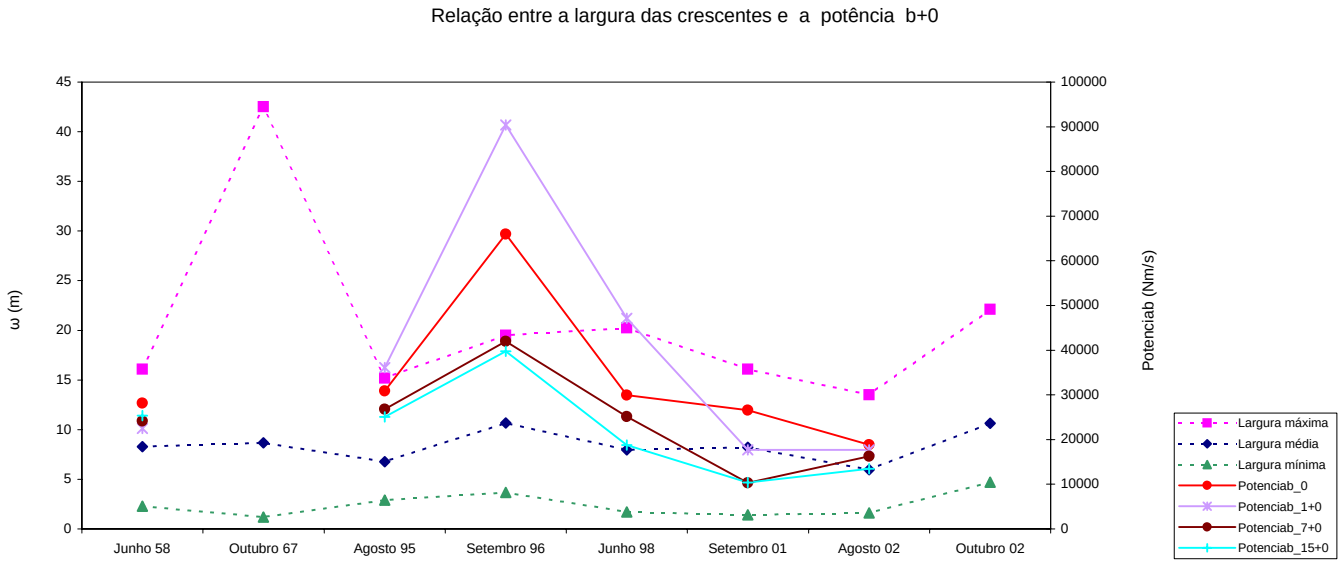
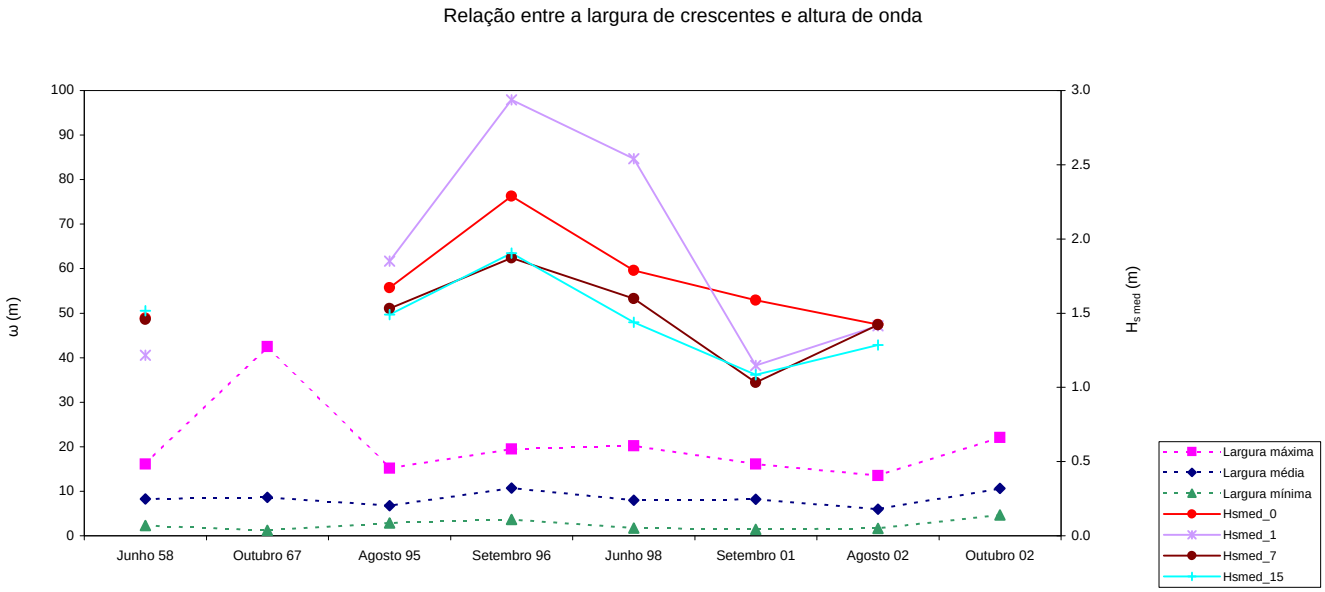
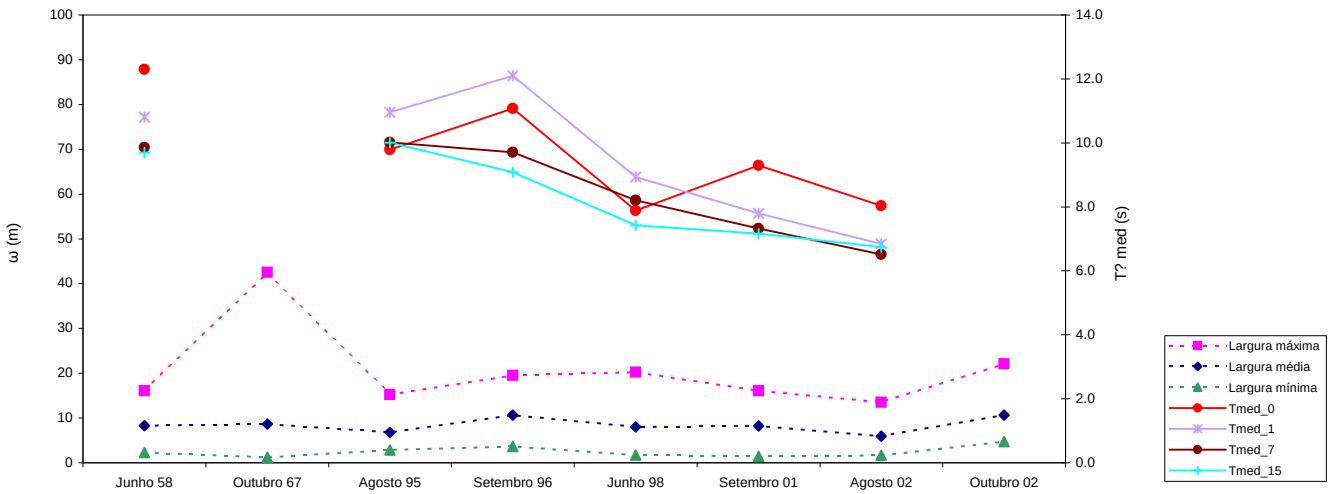


Figura D121 - Relação entre a largura das crescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974





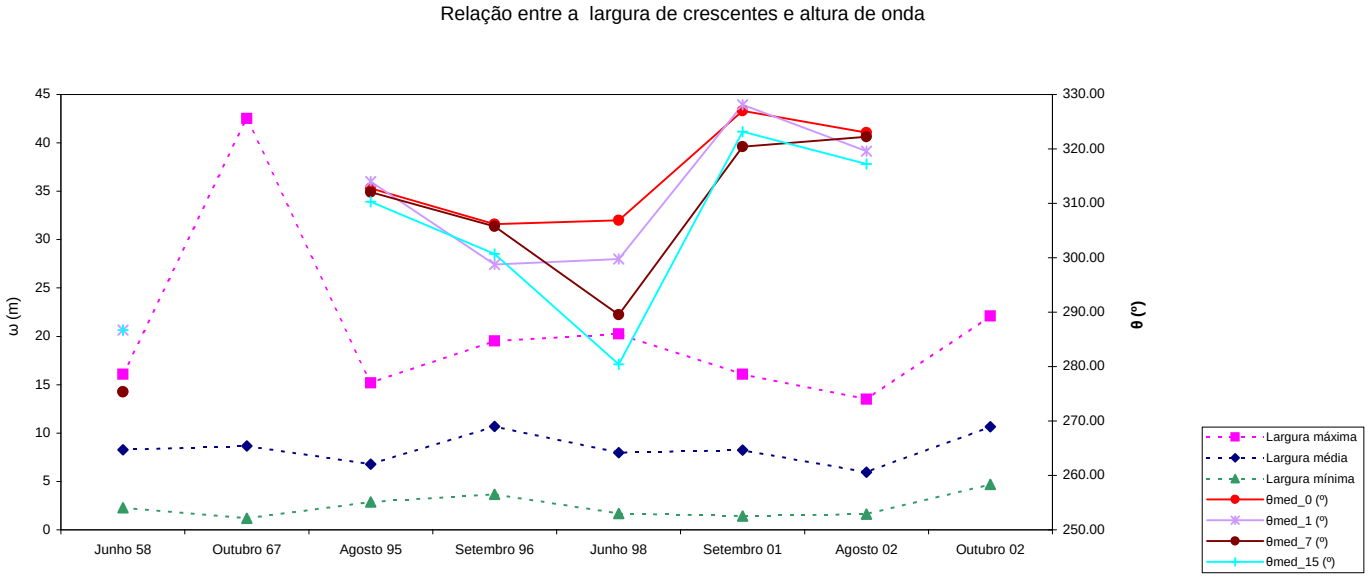
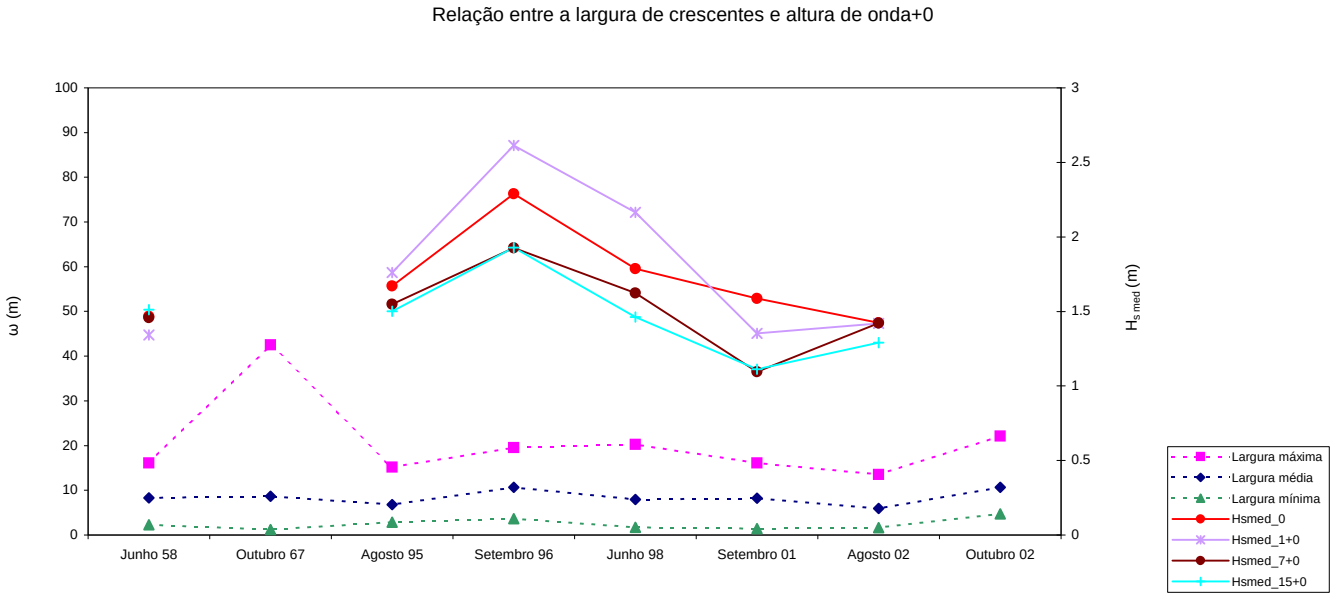
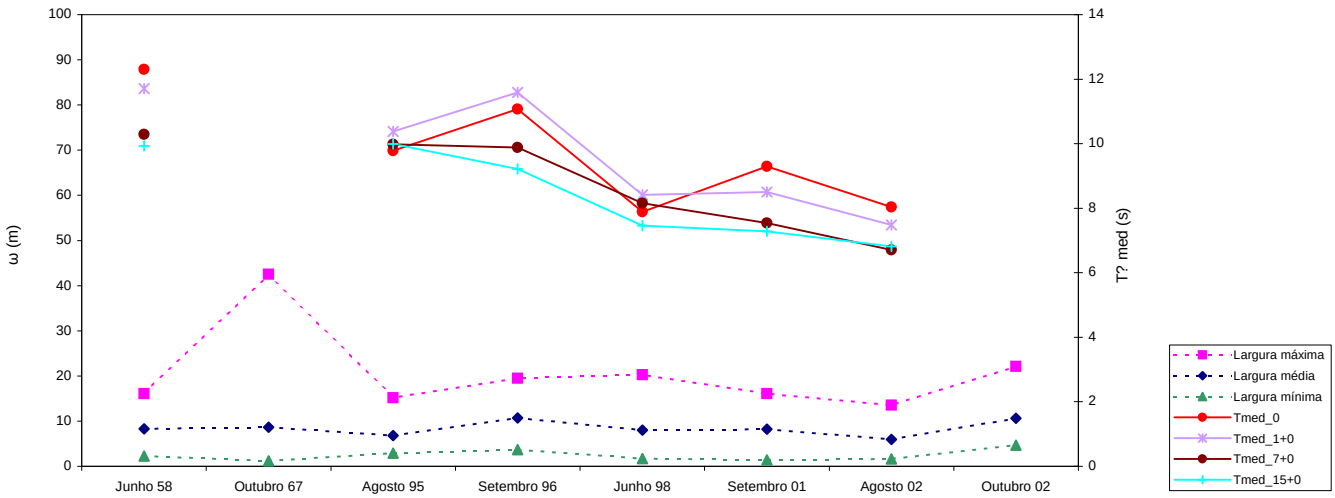


Figura D98 - Relação entre a largura de crescentes e a agitação





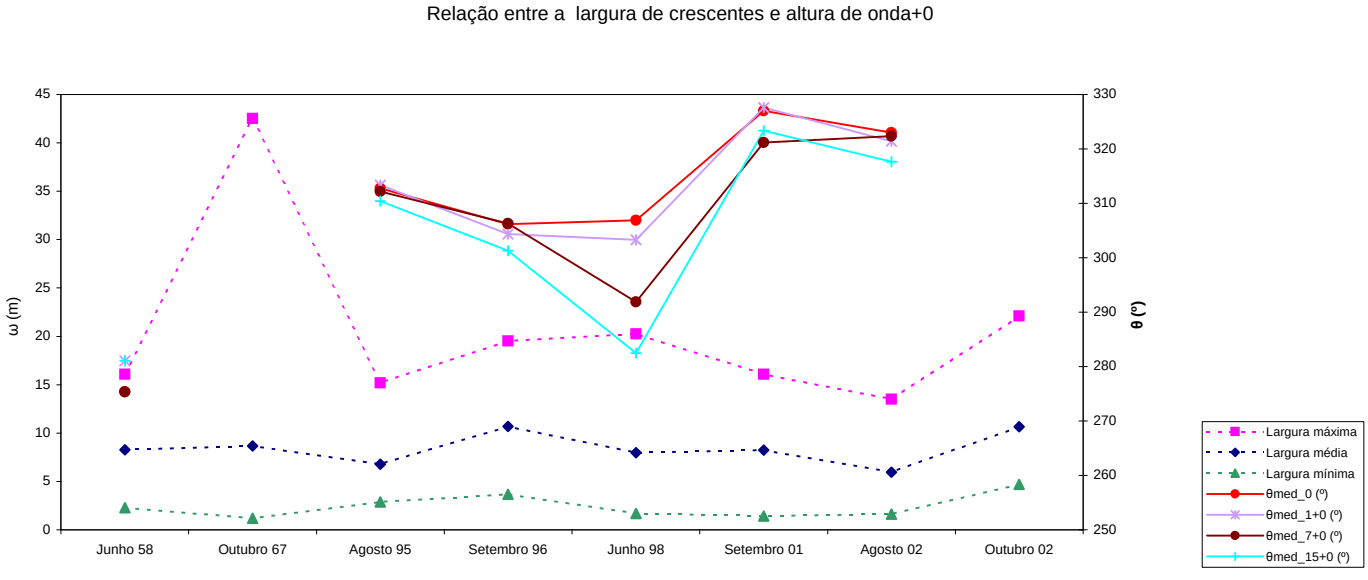


Figura D99 - Relação entre a largura de crescentes e a agitação

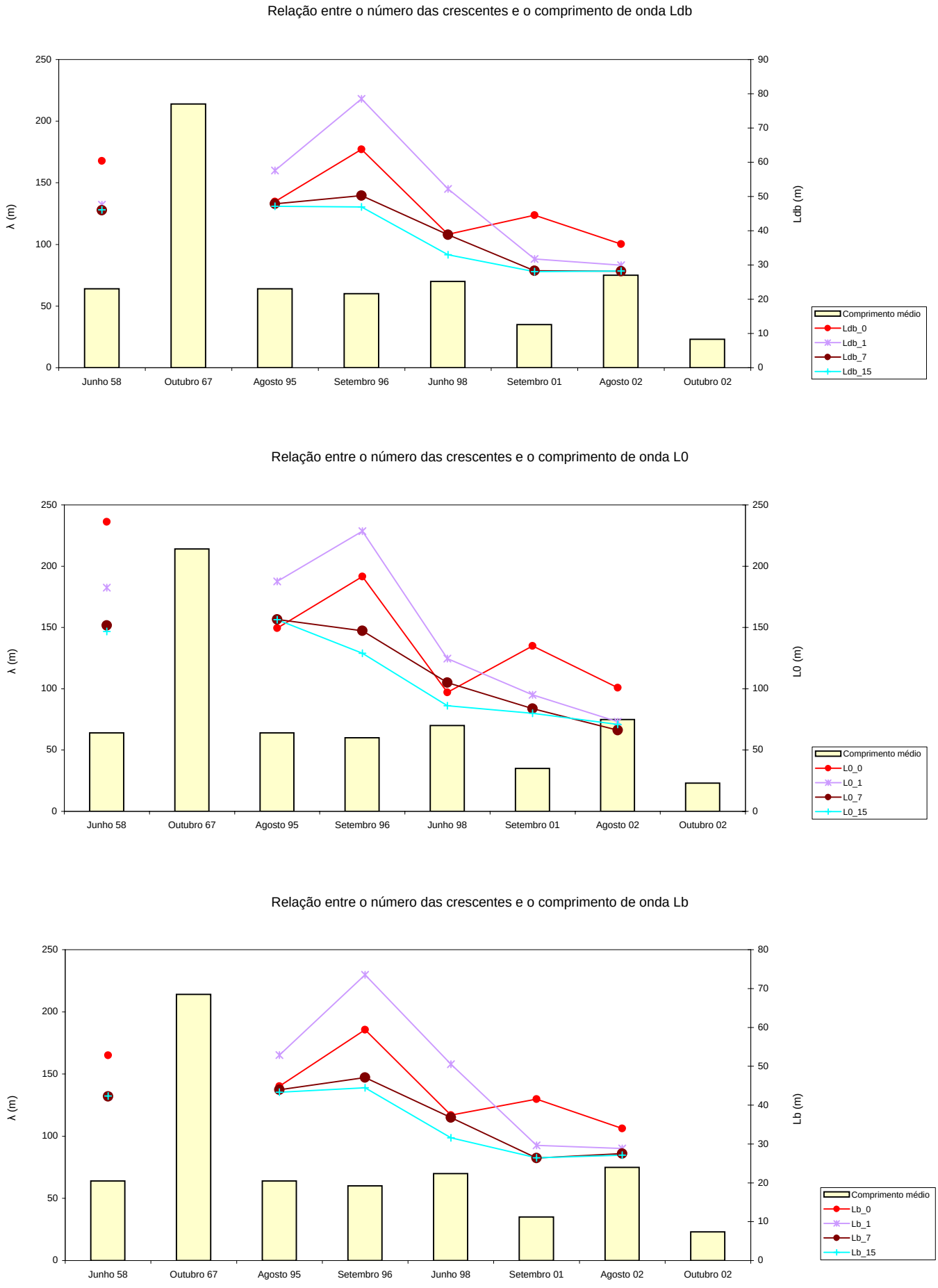


Figura D79 - Relação entre o número das crescentes e o comprimento de onda

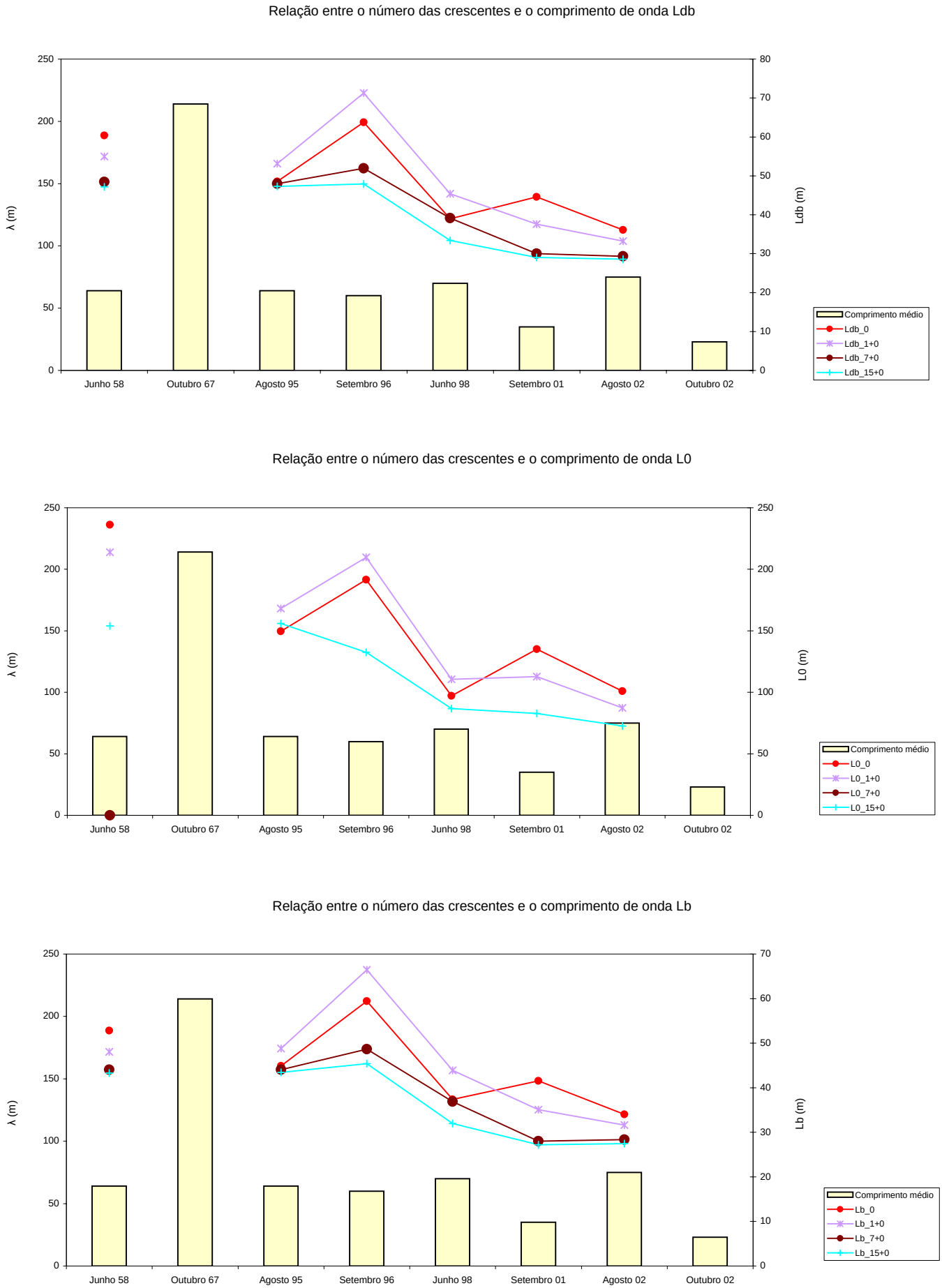


Figura D80 - Relação entre o número das crescentes e o comprimento de onda

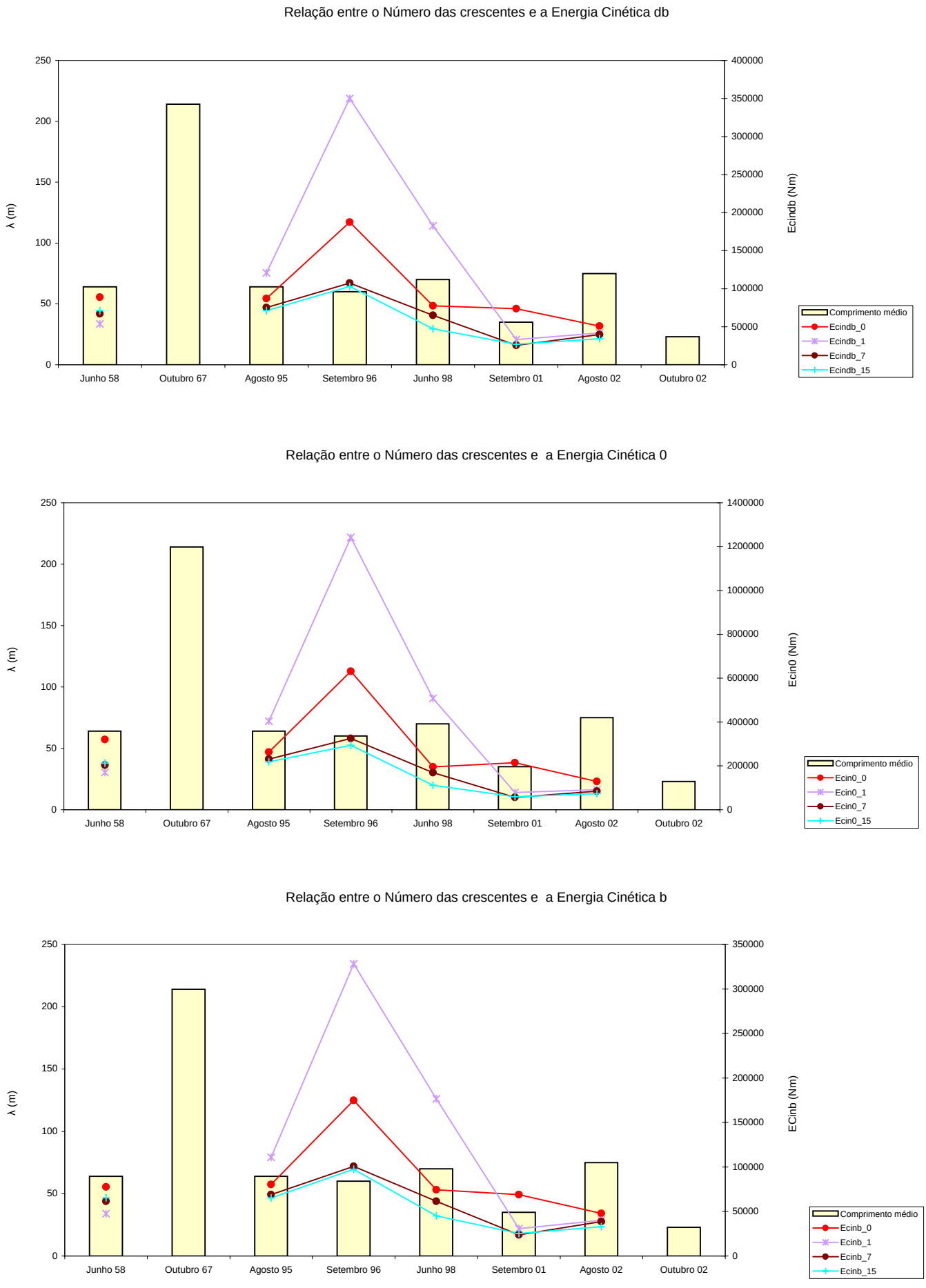


Figura D82 - Relação entre o Número das crescentes e a Energia Cinética - Teixeira, 1994

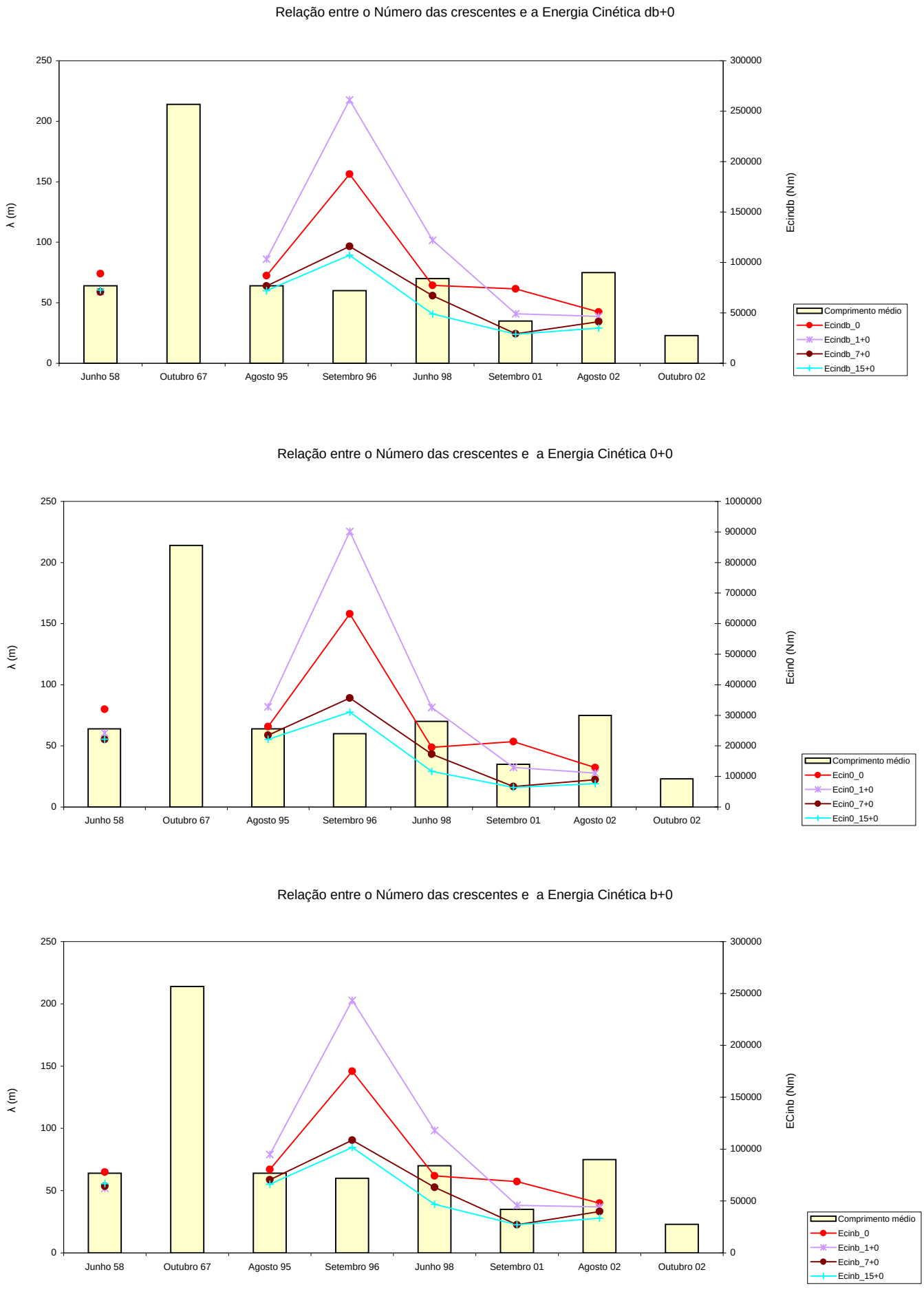


Figura D83 - Relação entre o Número das crescentes e a Energia Cinética - Teixeira, 1994

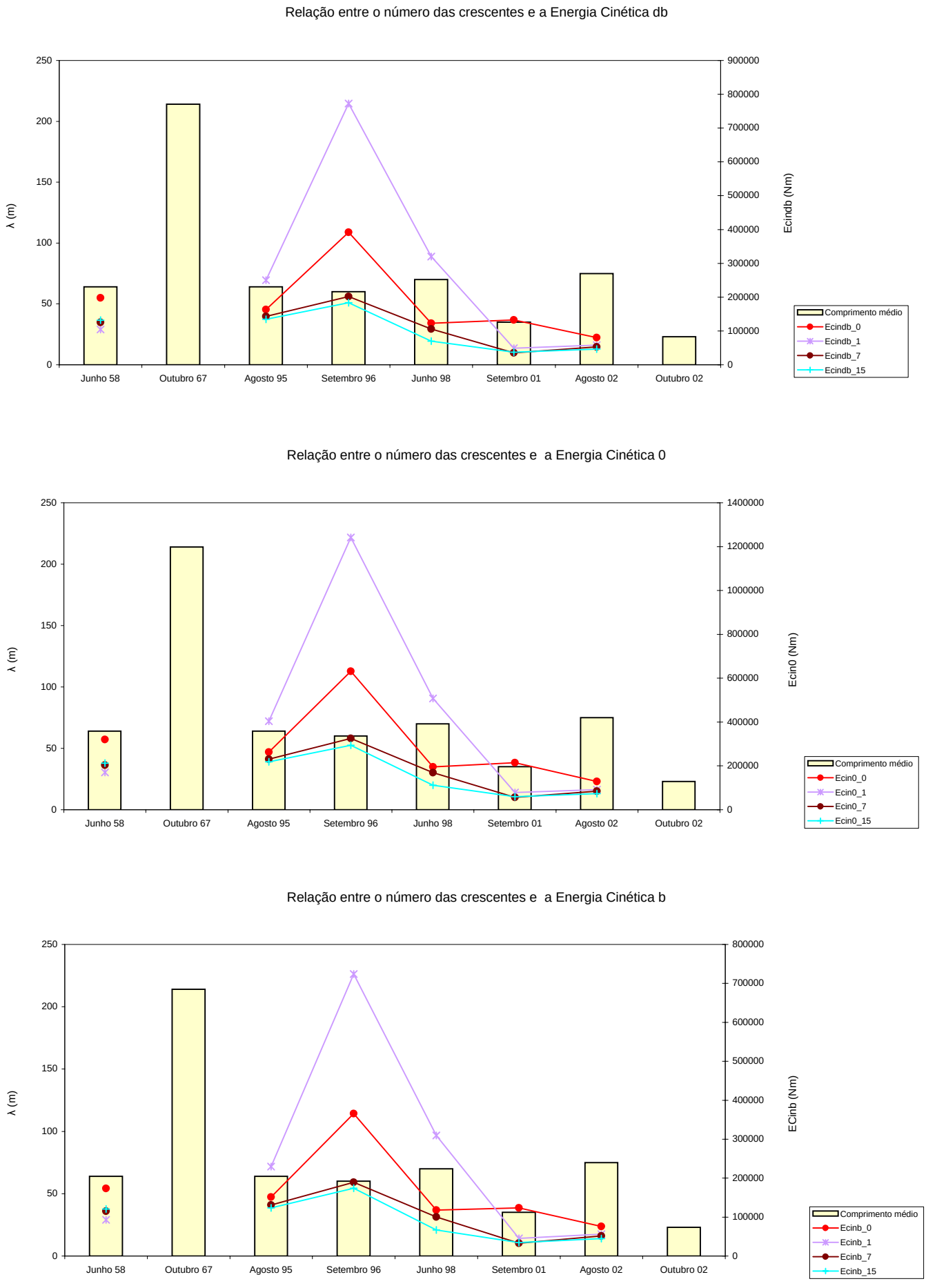


Figura D84 - Relação entre o número das crescentes e a Energia Cinética - Komar e Gaughan, 1974

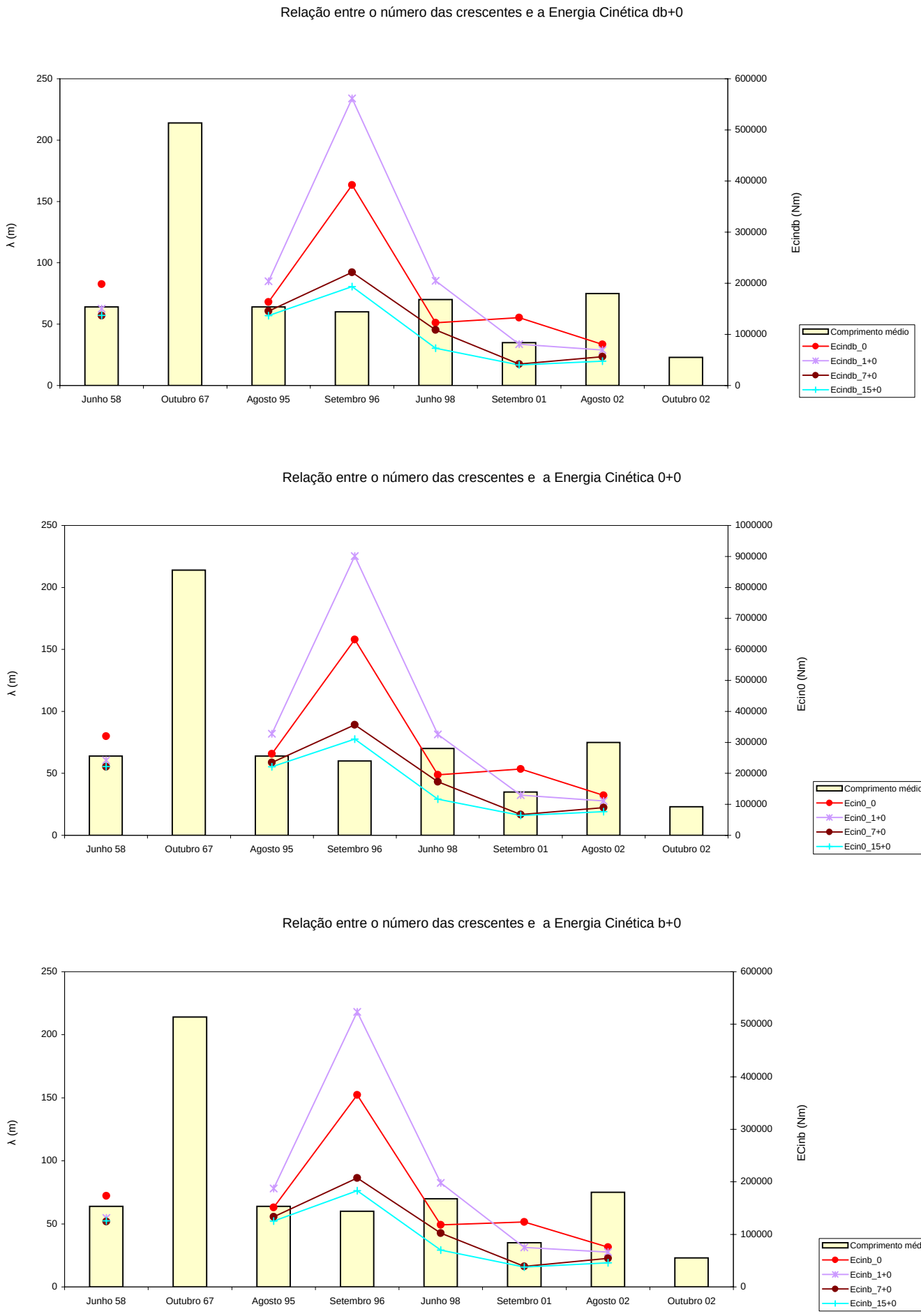


Figura D85 - Relação entre o número das crescentes e a Energia Cinética - Komar e Gaughan, 1974

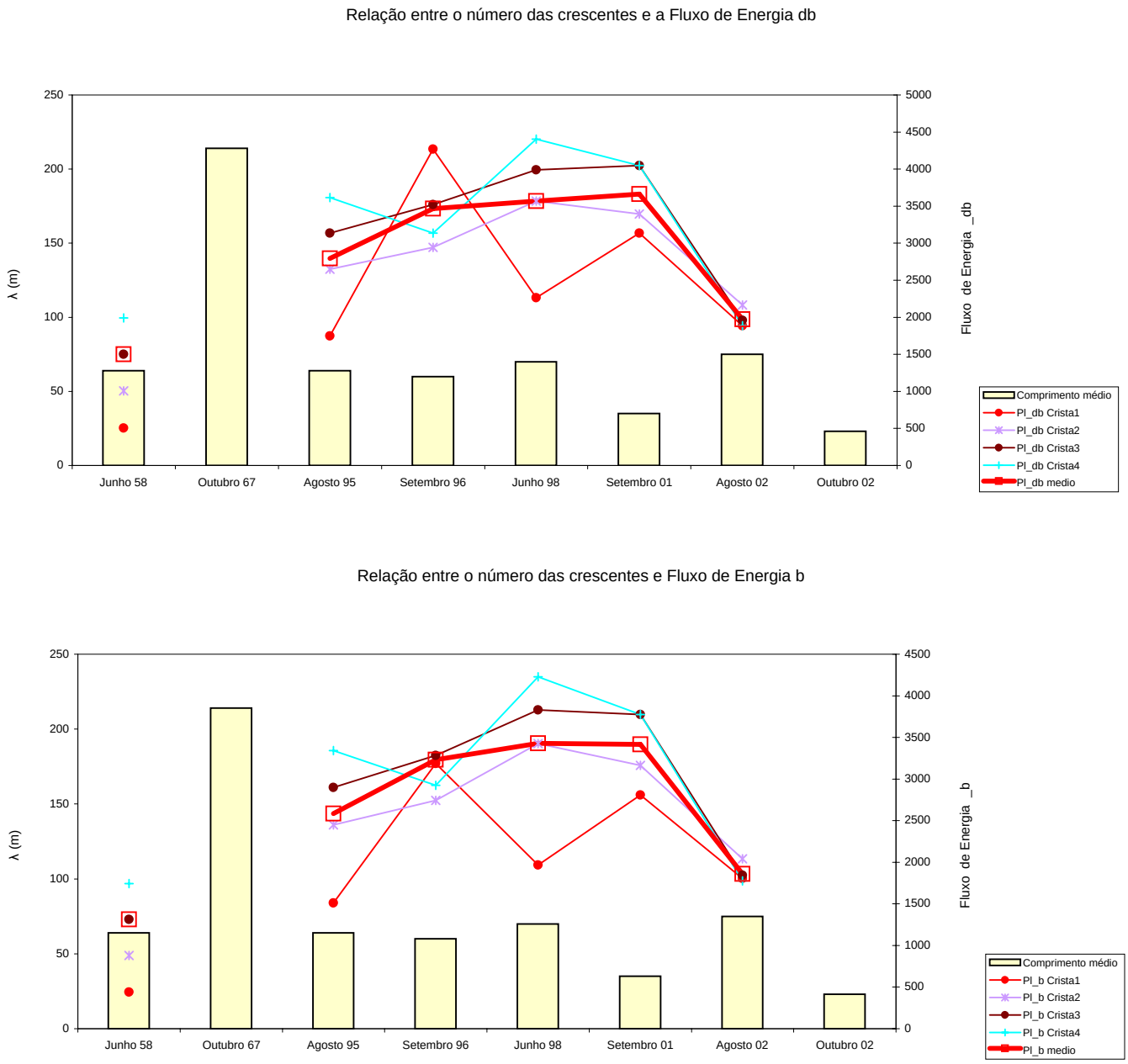


Figura D 94 - Relação entre o número das crescentes e Fluxo de Energia - Teixeira, 1994

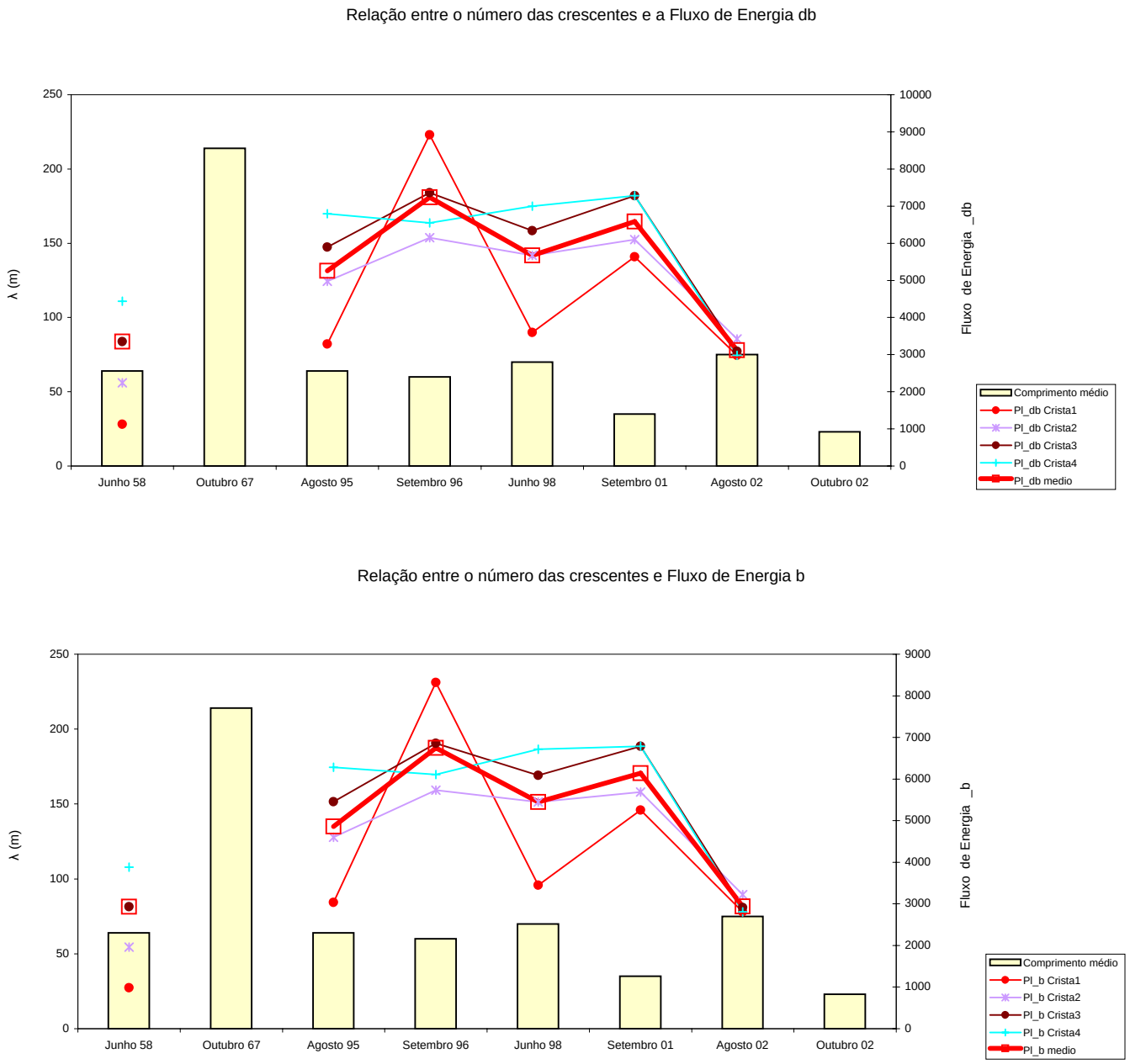
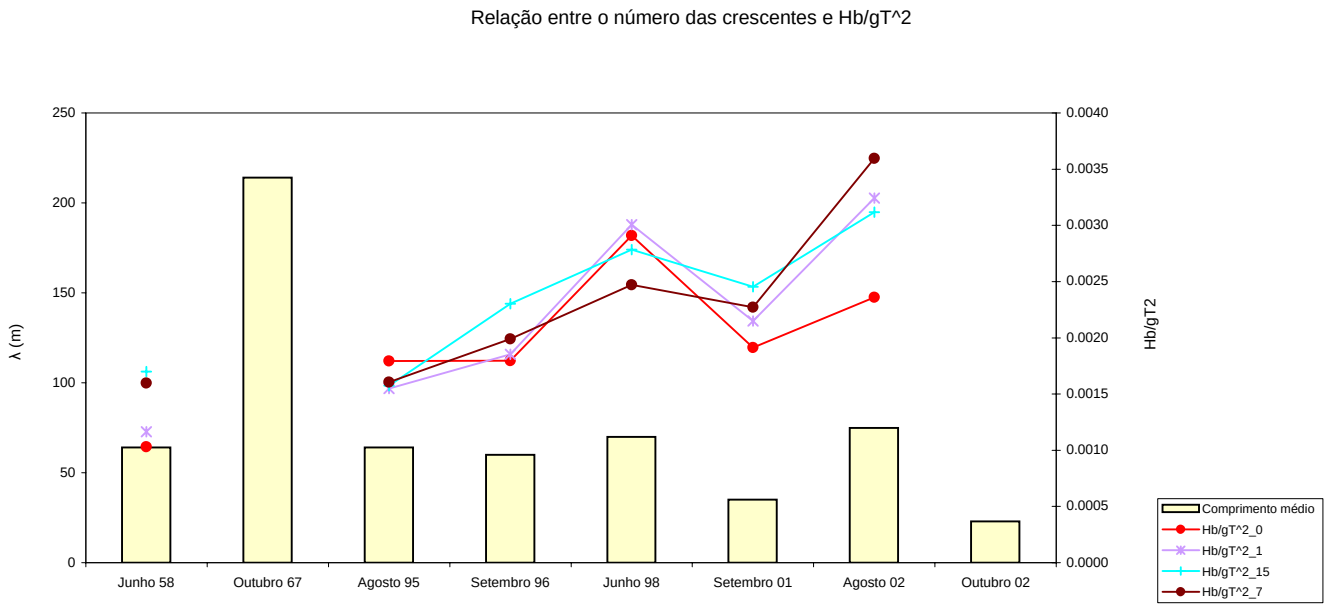


Figura D95 - Relação entre o número das crescentes e Fluxo de Energia - Komar e Gaughan, 1974



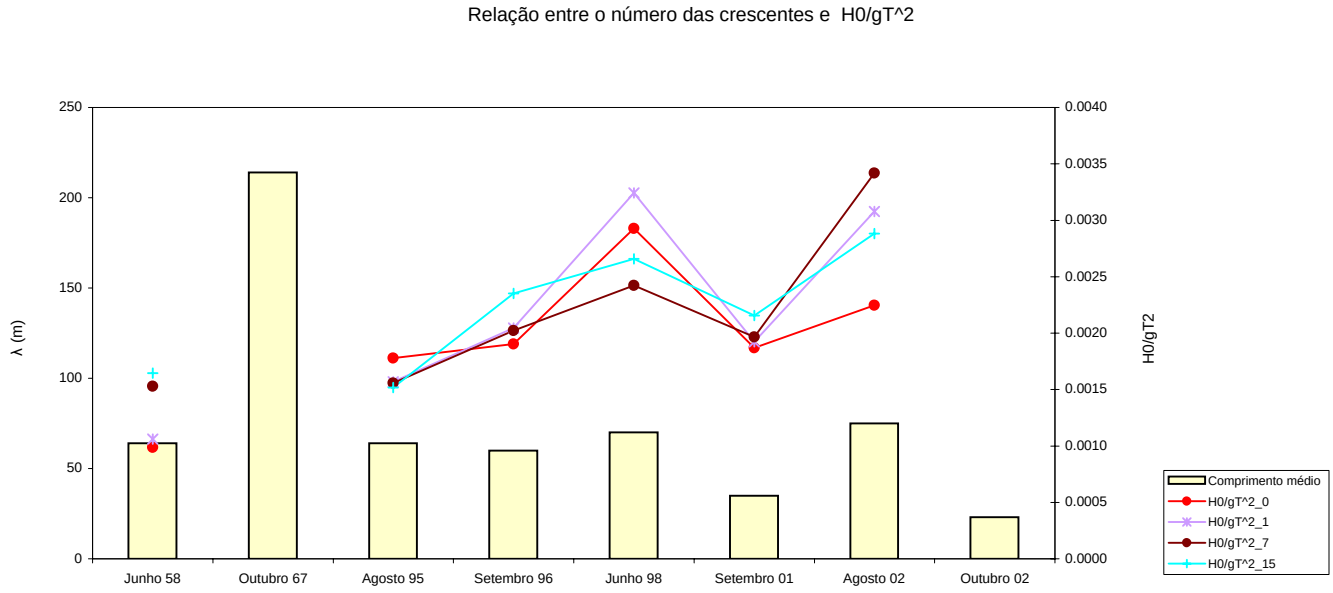
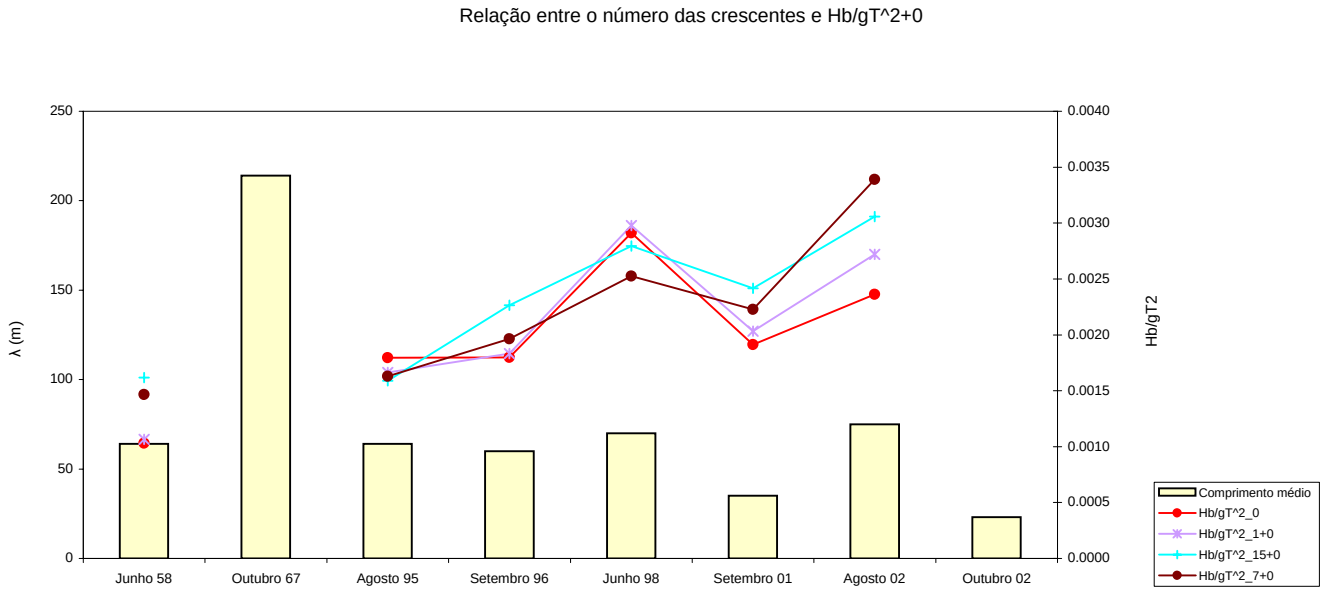


Figura D90 - Relação entre o número das crescentes e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



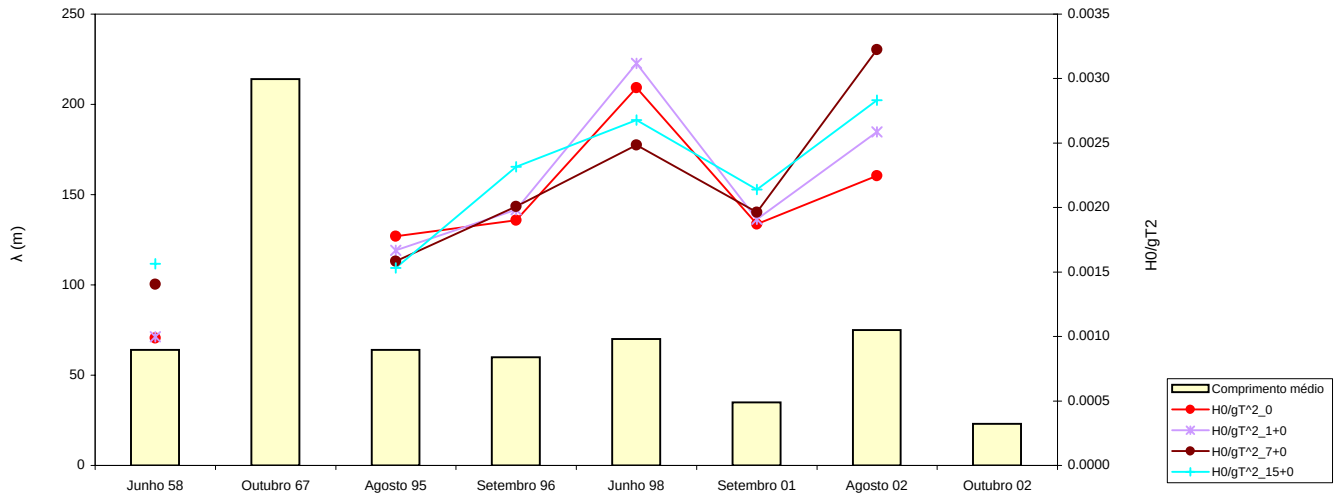
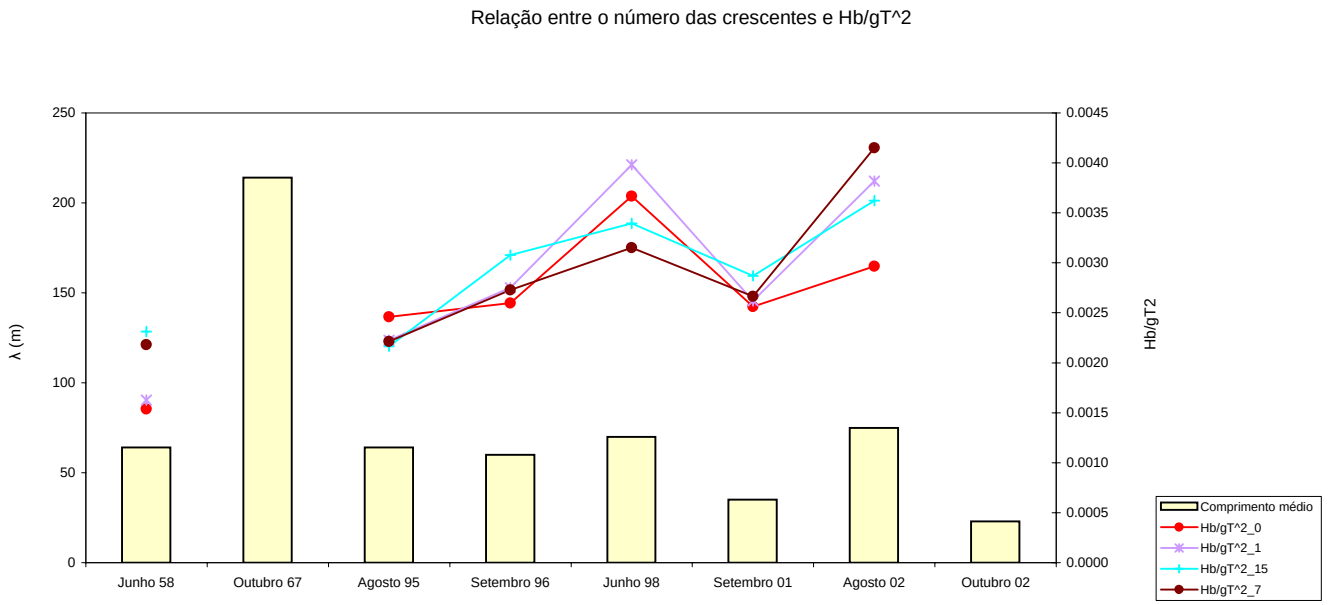


Figura D91 - Relação entre o número das crescentes e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



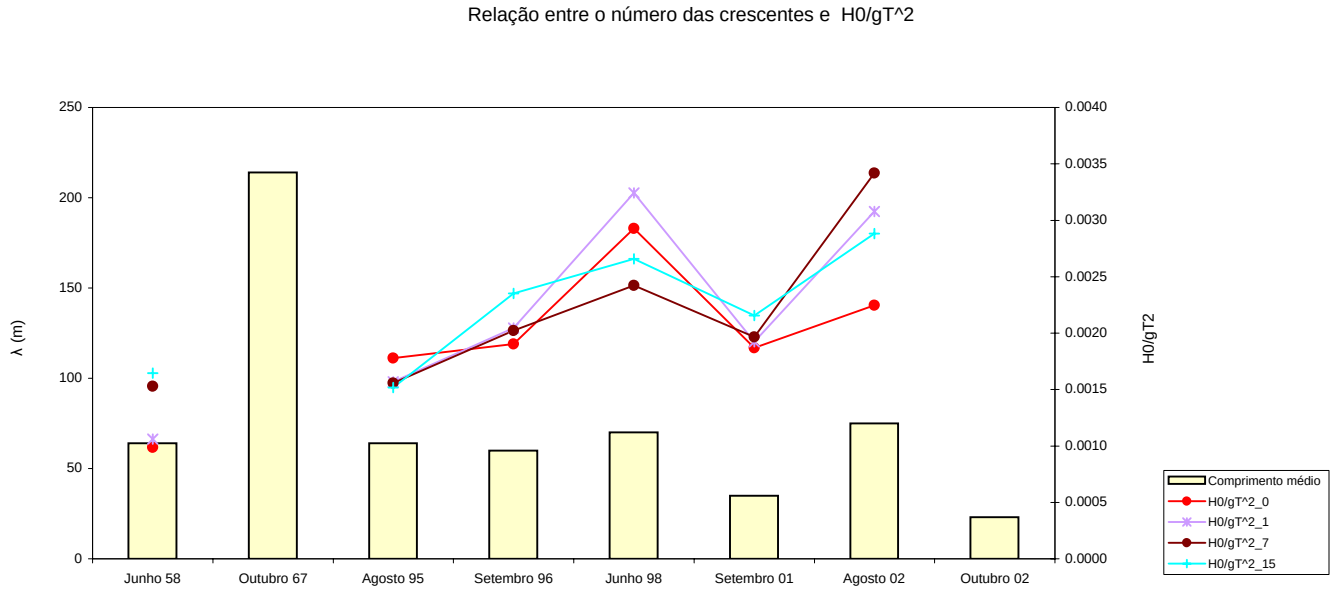


Figura D92 - Relação entre o número das crescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

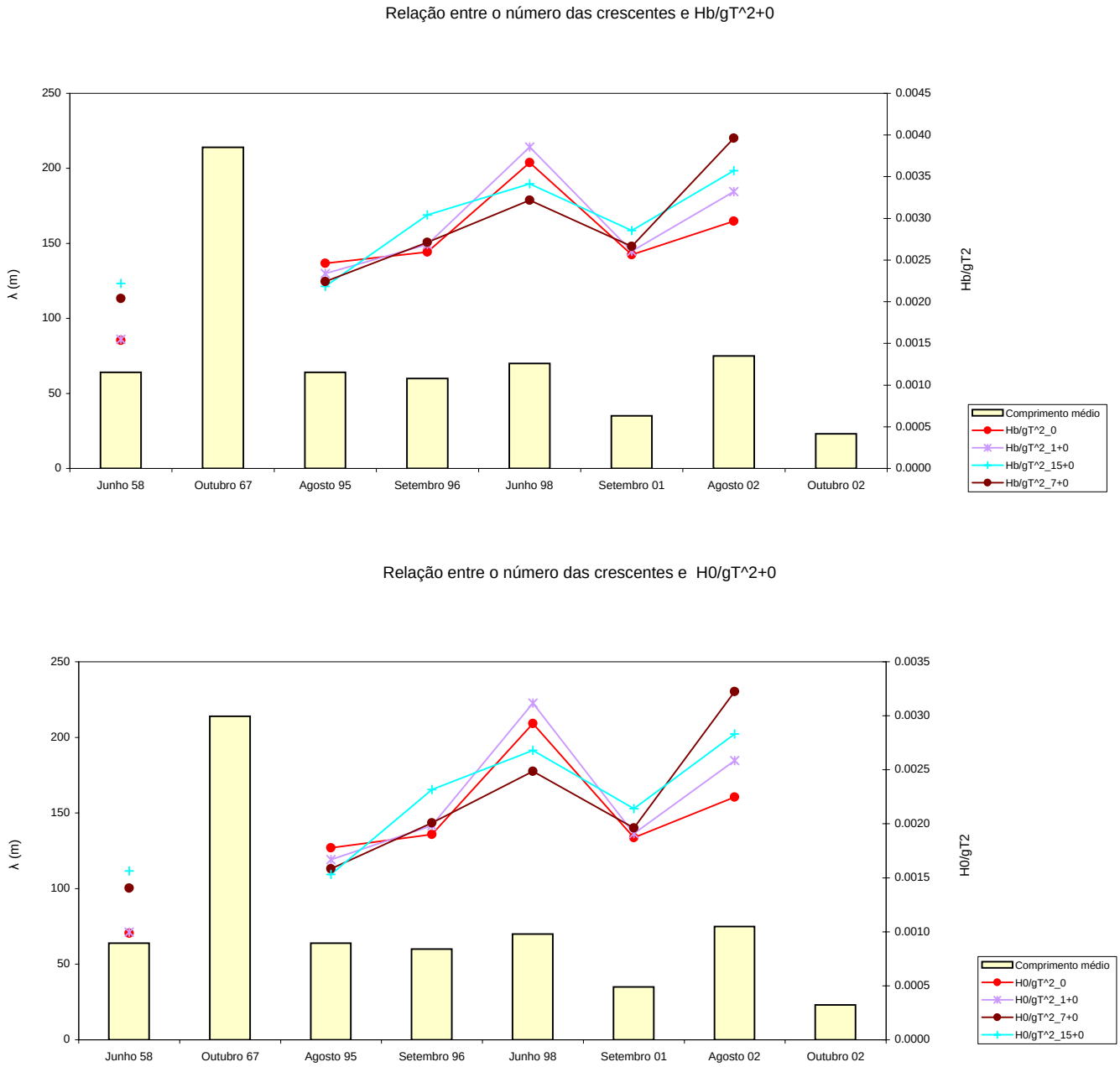


Figura D93 - Relação entre o número das crescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

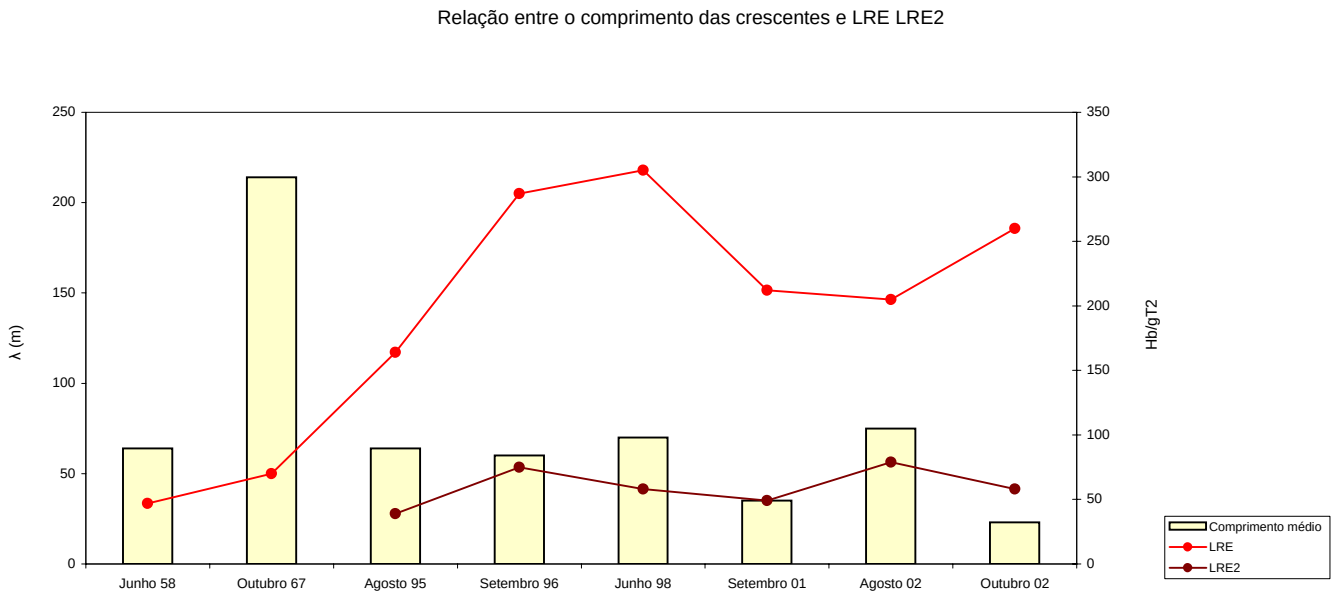


Figura D81 - Relação entre o comprimento das crescentes e LRE LRE2

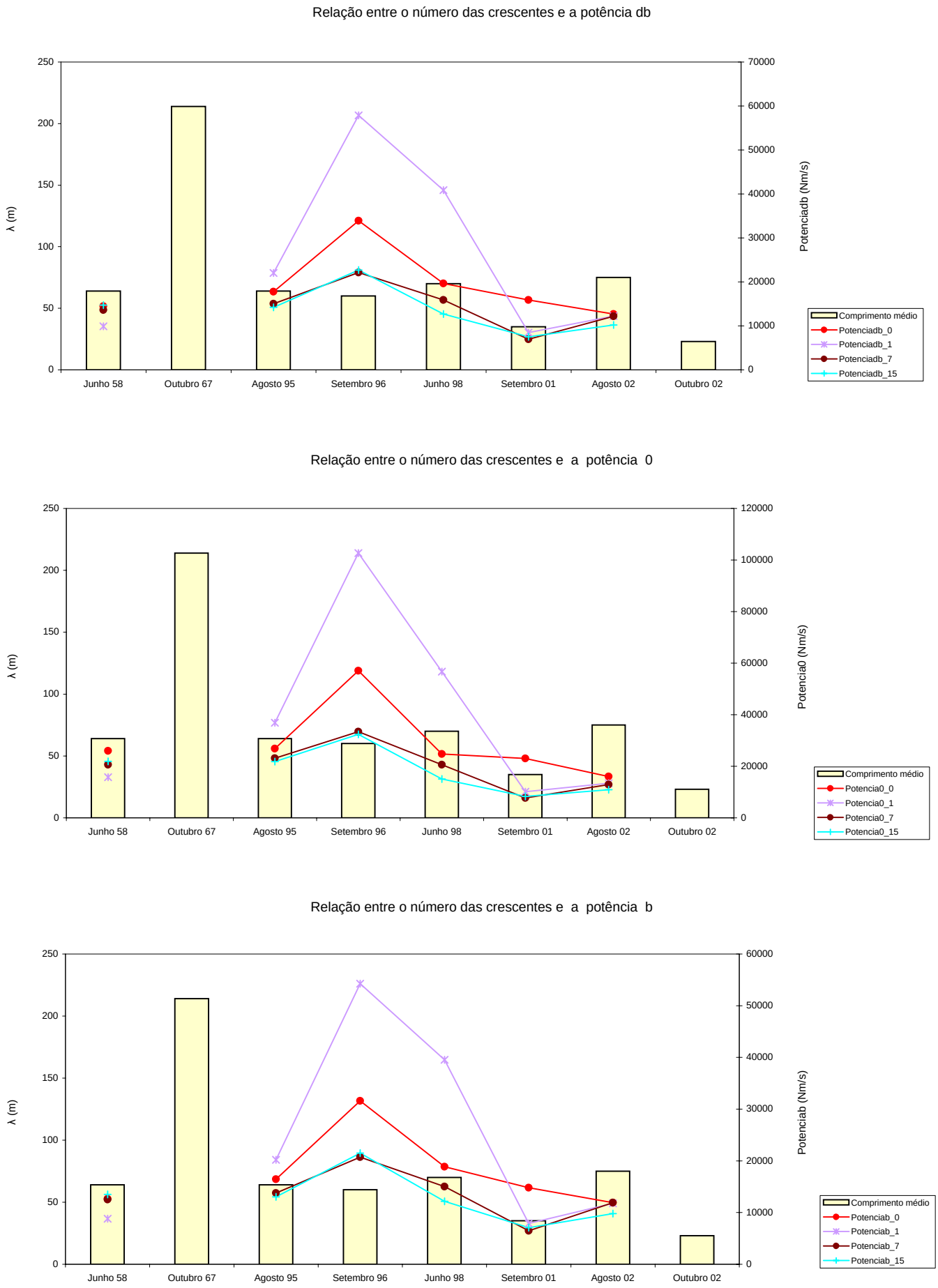


Figura D86 - Relação entre o número das crescentes e a potência - Teixeira, 1994

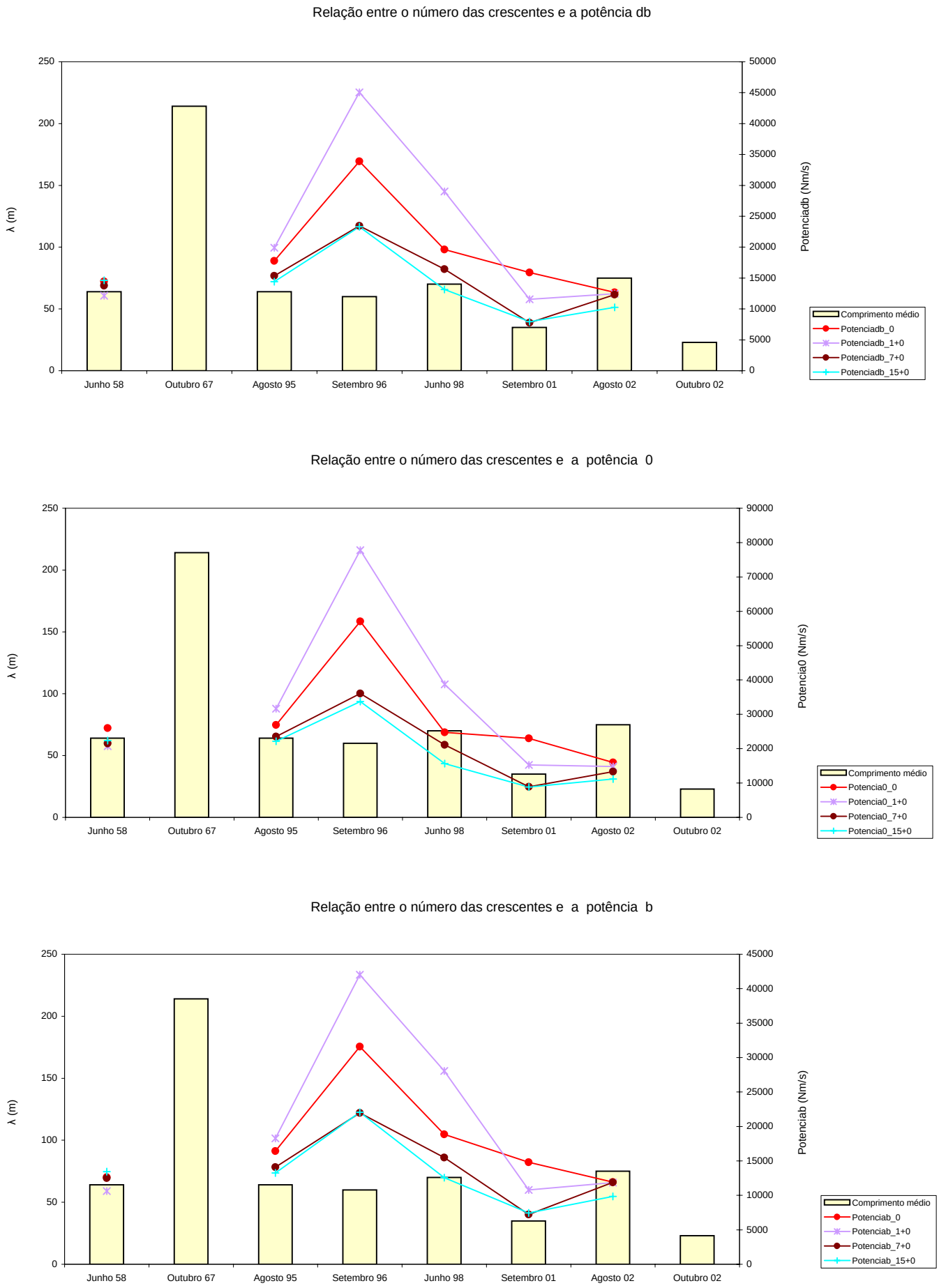


Figura D87 - Relação entre o número das crescentes e a potência - Teixeira, 1994

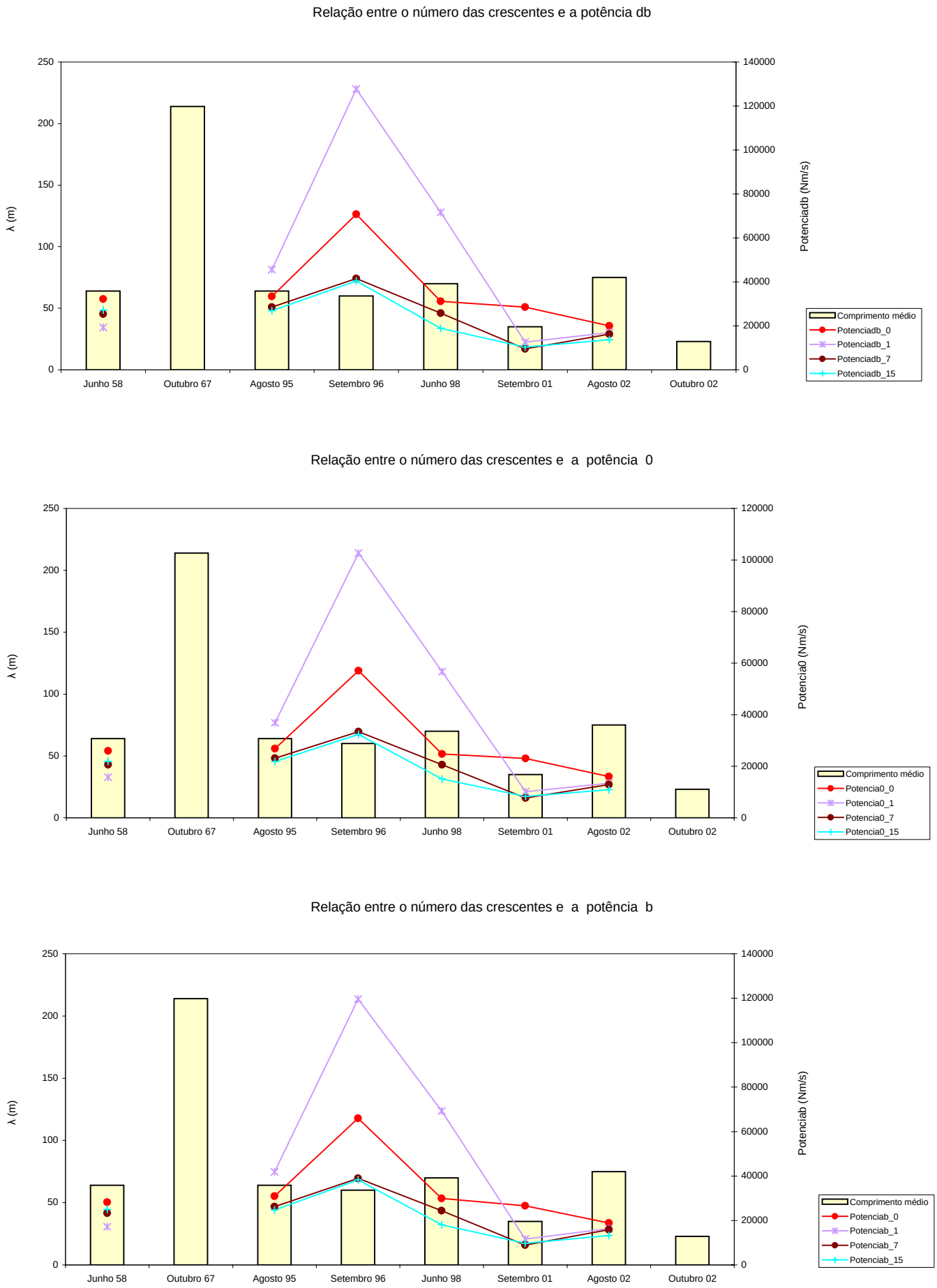


Figura D88 - Relação entre o número das crescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974

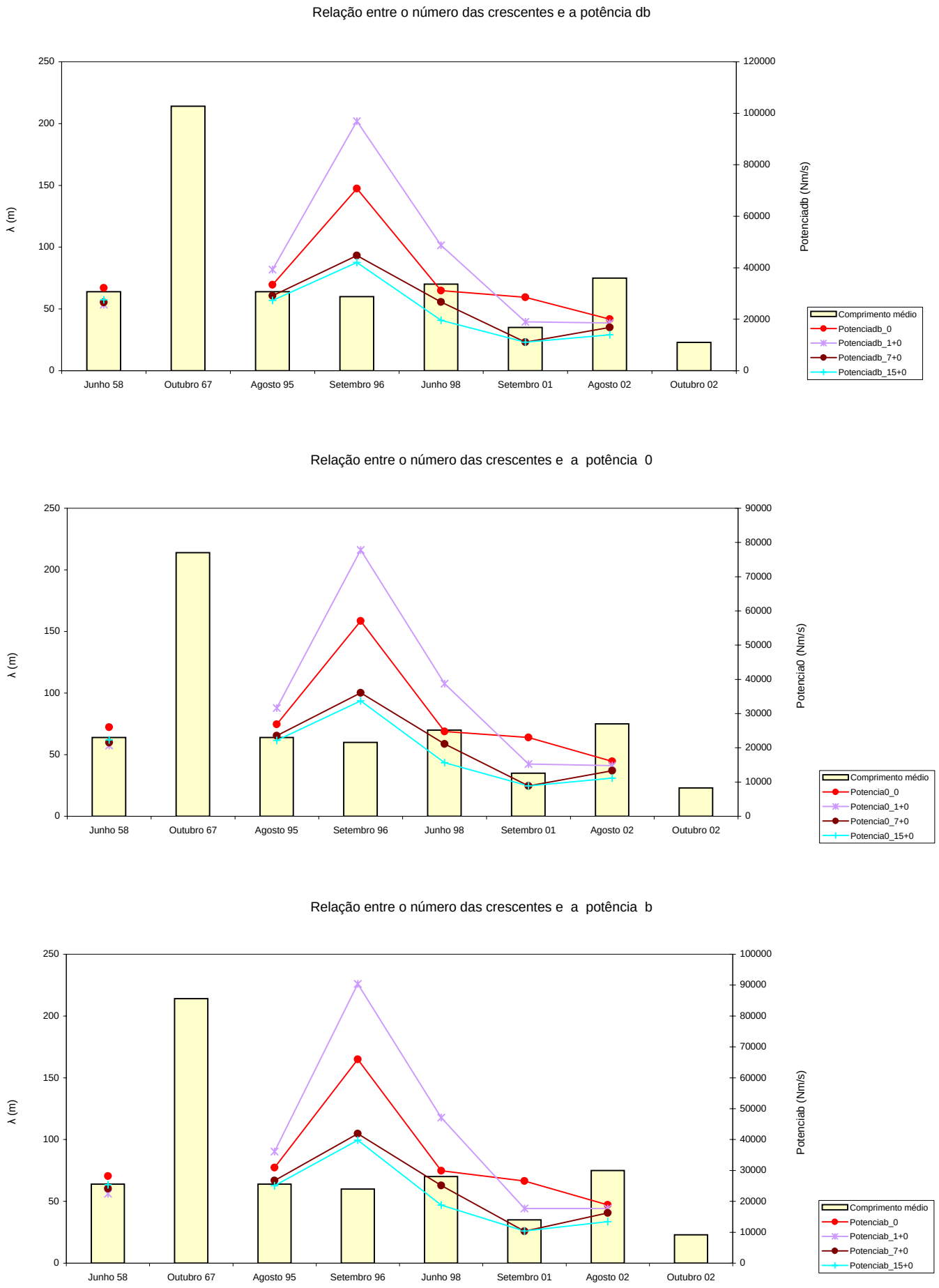
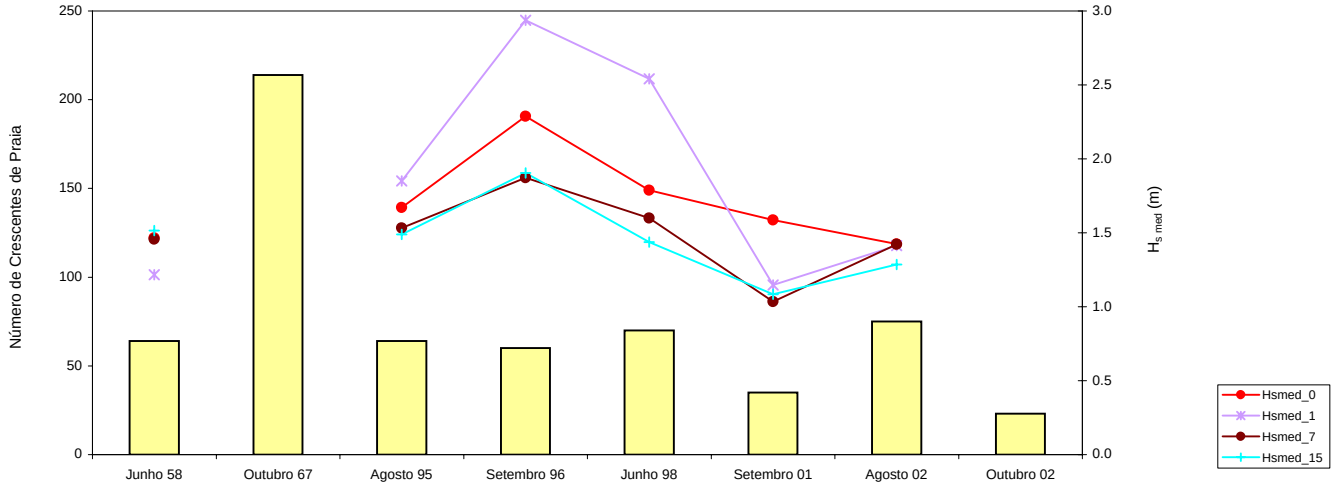
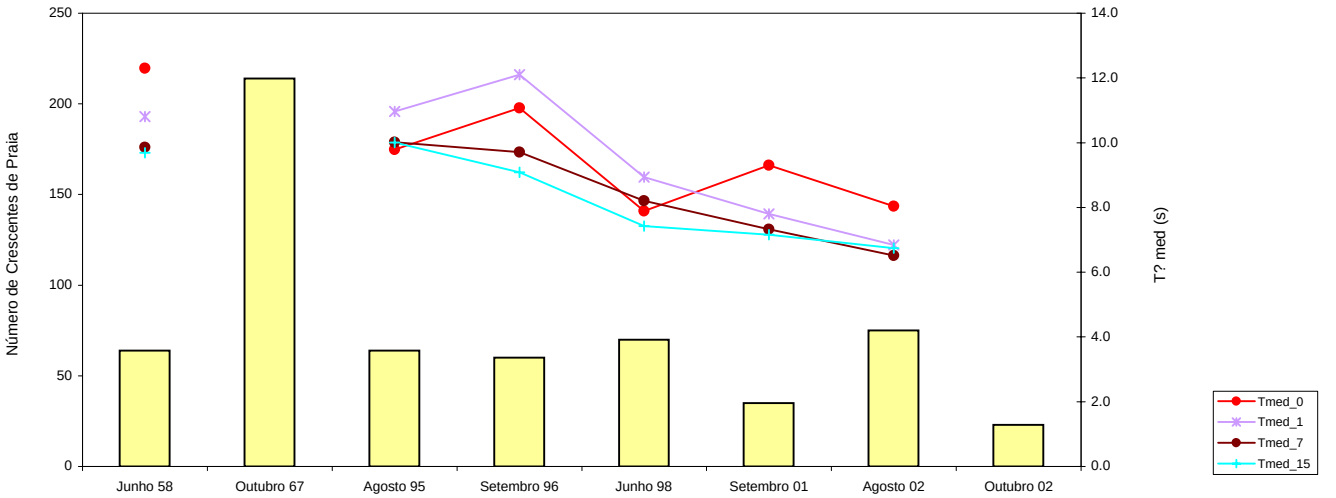


Figura D89 - Relação entre o número das crescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974

Relação entre o número de crescentes de praia e altura de onda



Relação entre o número de crescentes de praia e o periodo



Relação entre o número de crescentes de praia e rumo

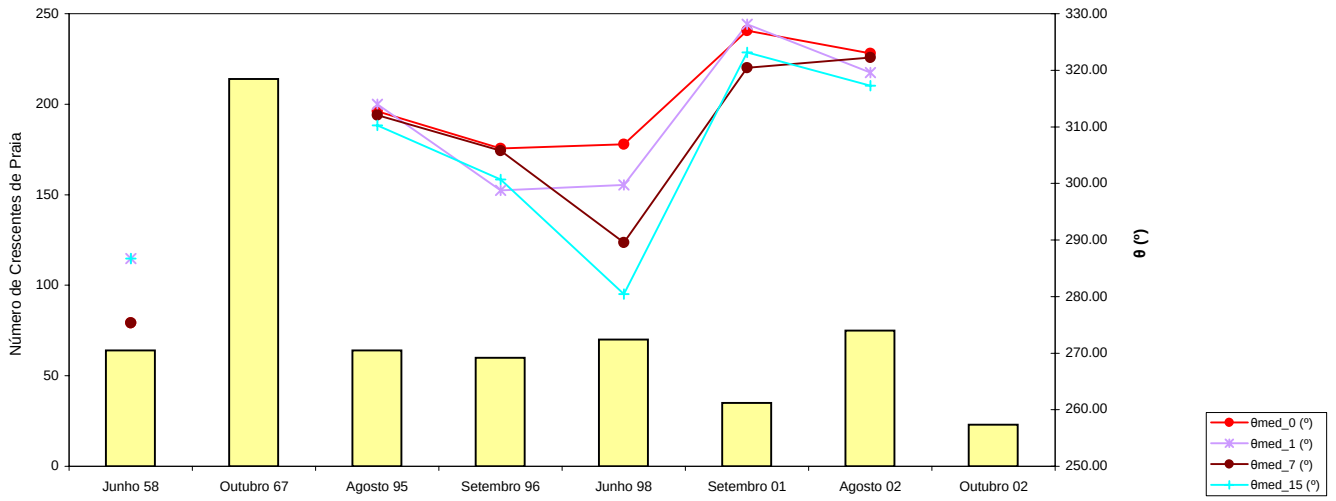
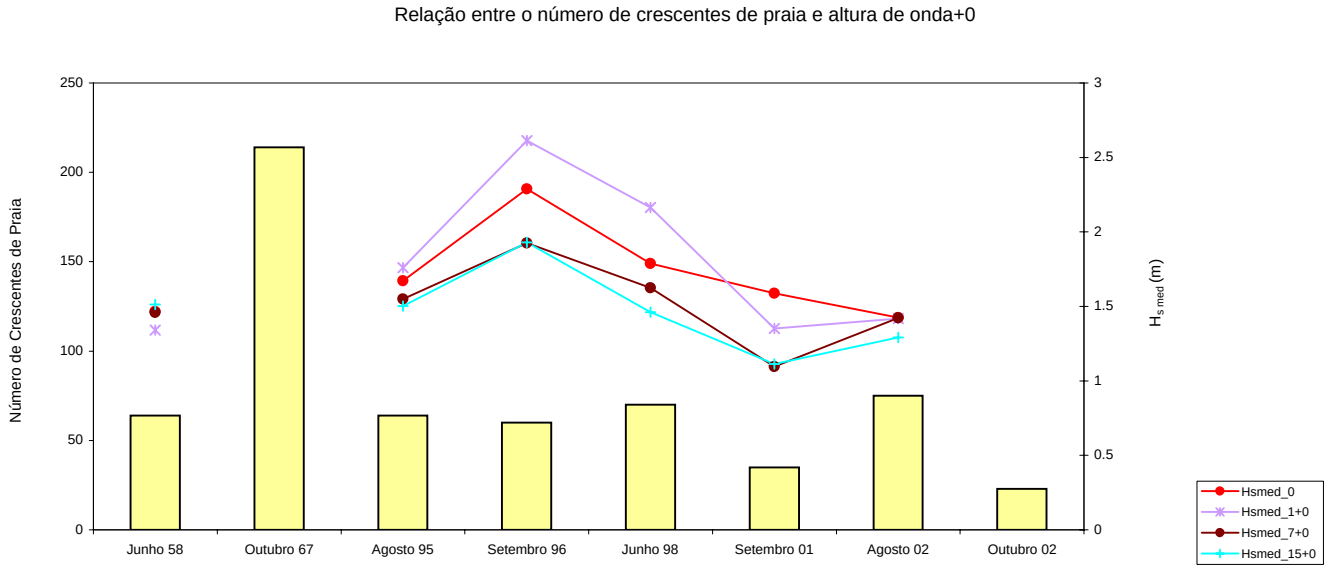
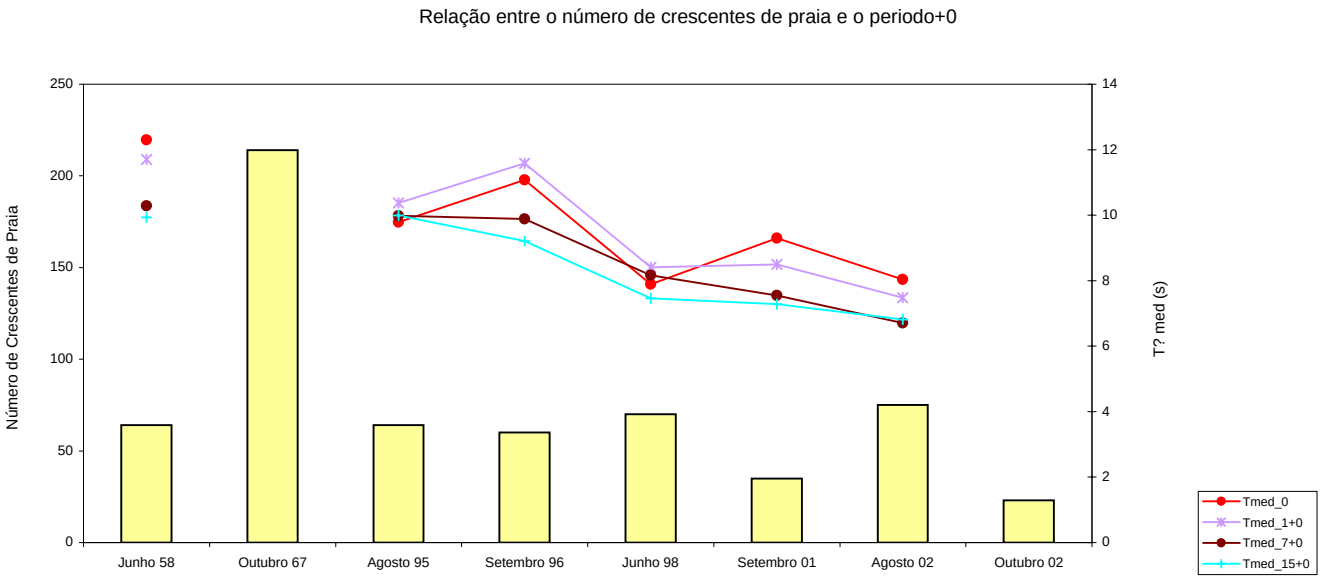


Figura D77 - Relação entre o número de crescentes de praia e a agitação





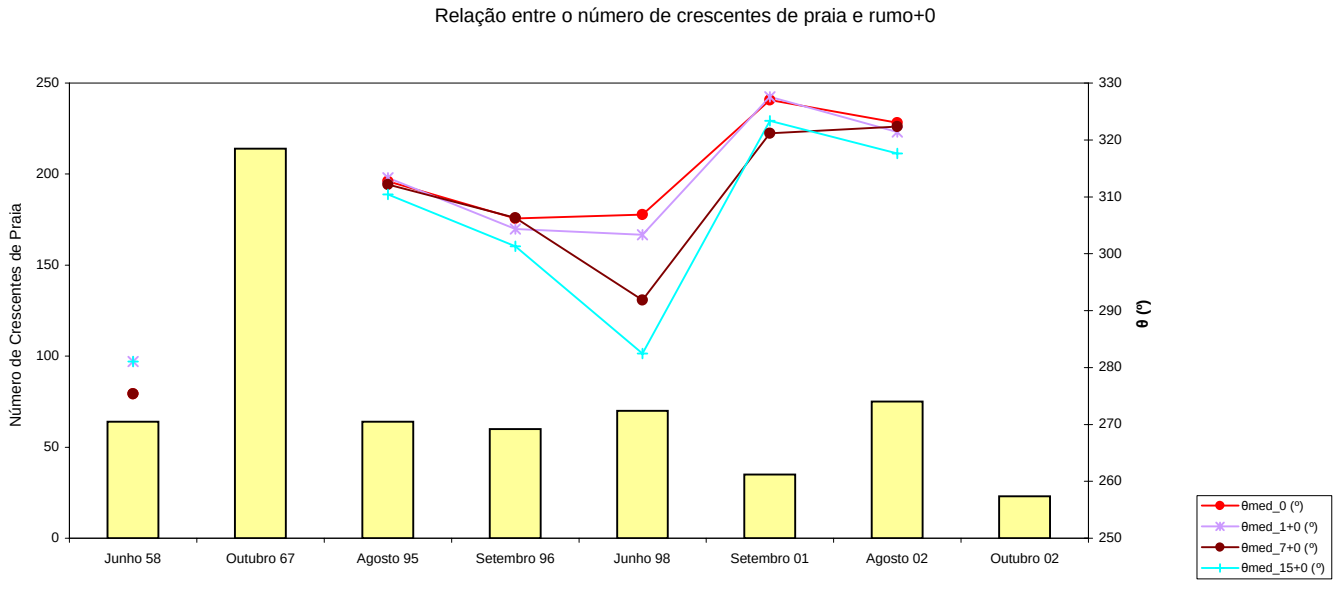


Figura D78 - Relação entre o número de crescentes de praia e a agitação

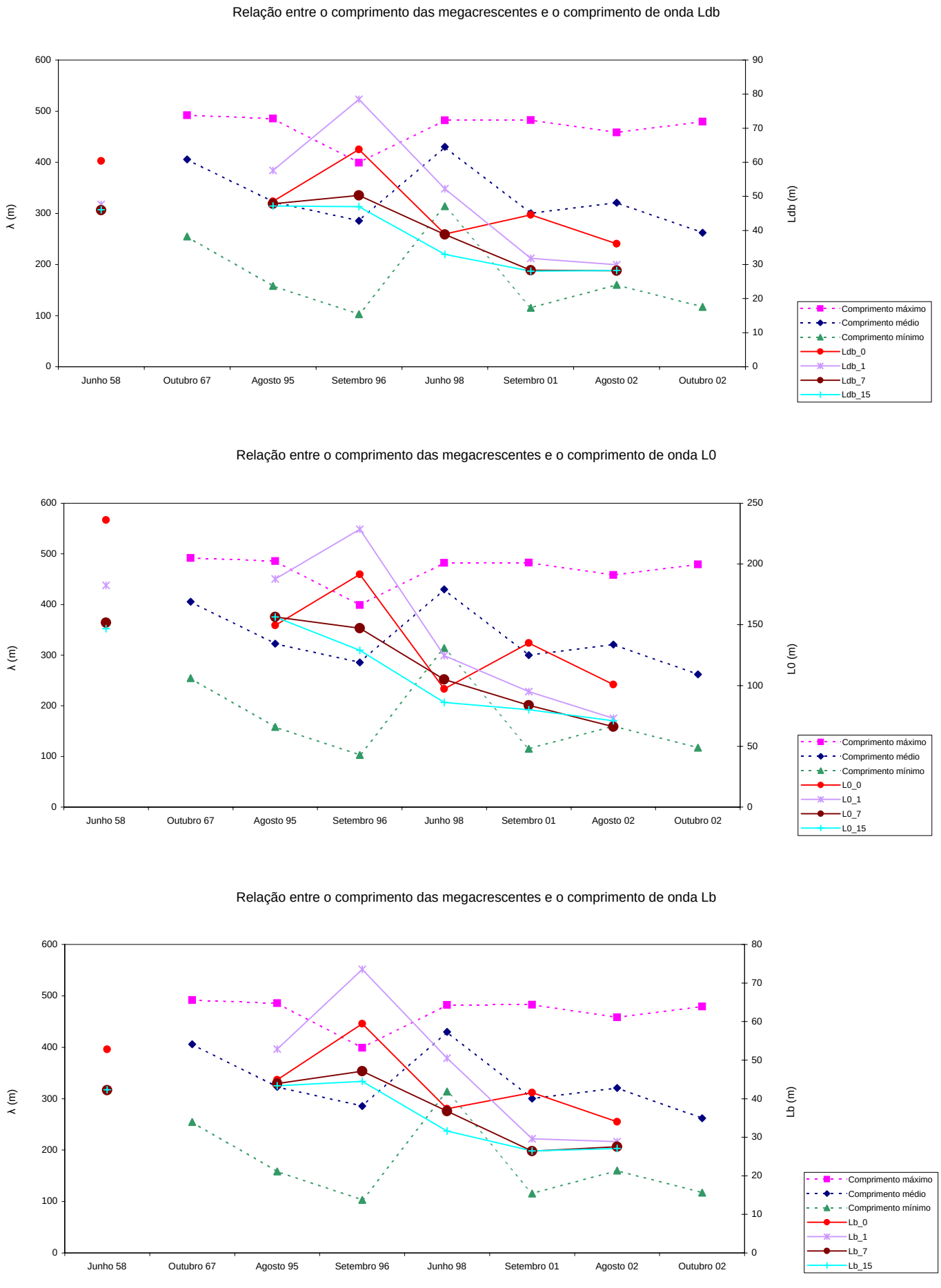


Figura D157 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e o comprimento de onda

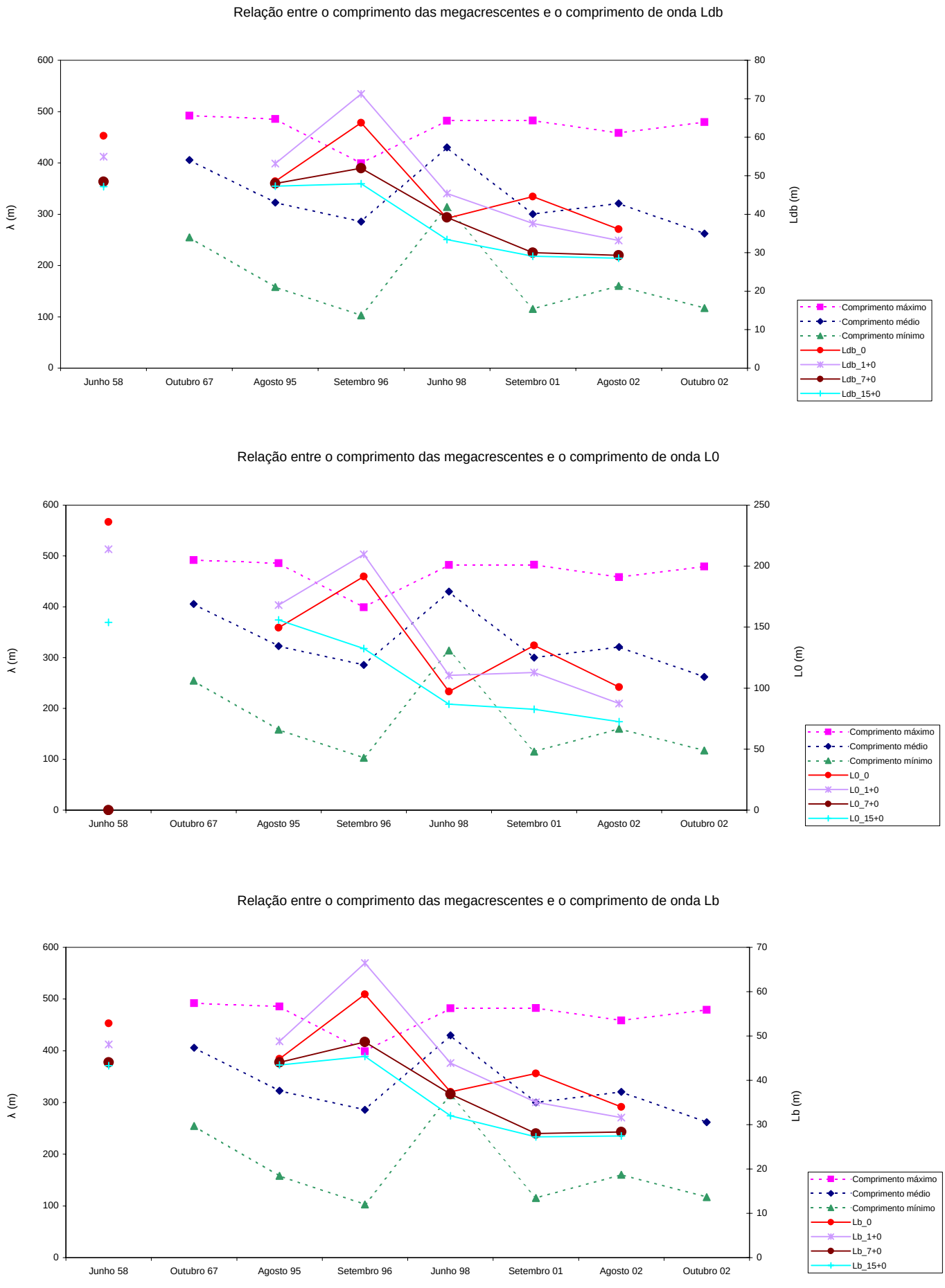


Figura D158 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e o comprimento de onda

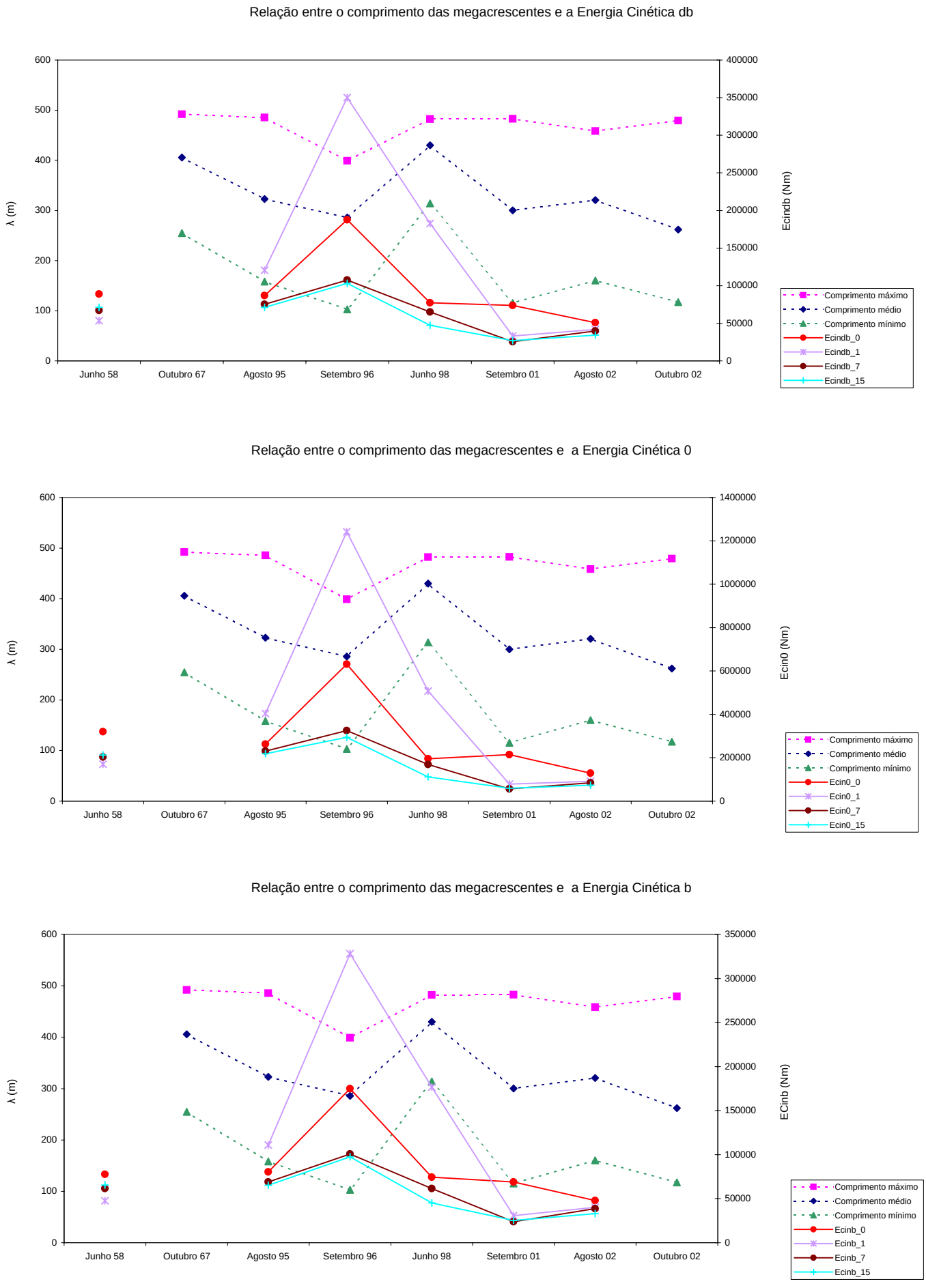


Figura D163 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a energia cinética - Teixeira,1994

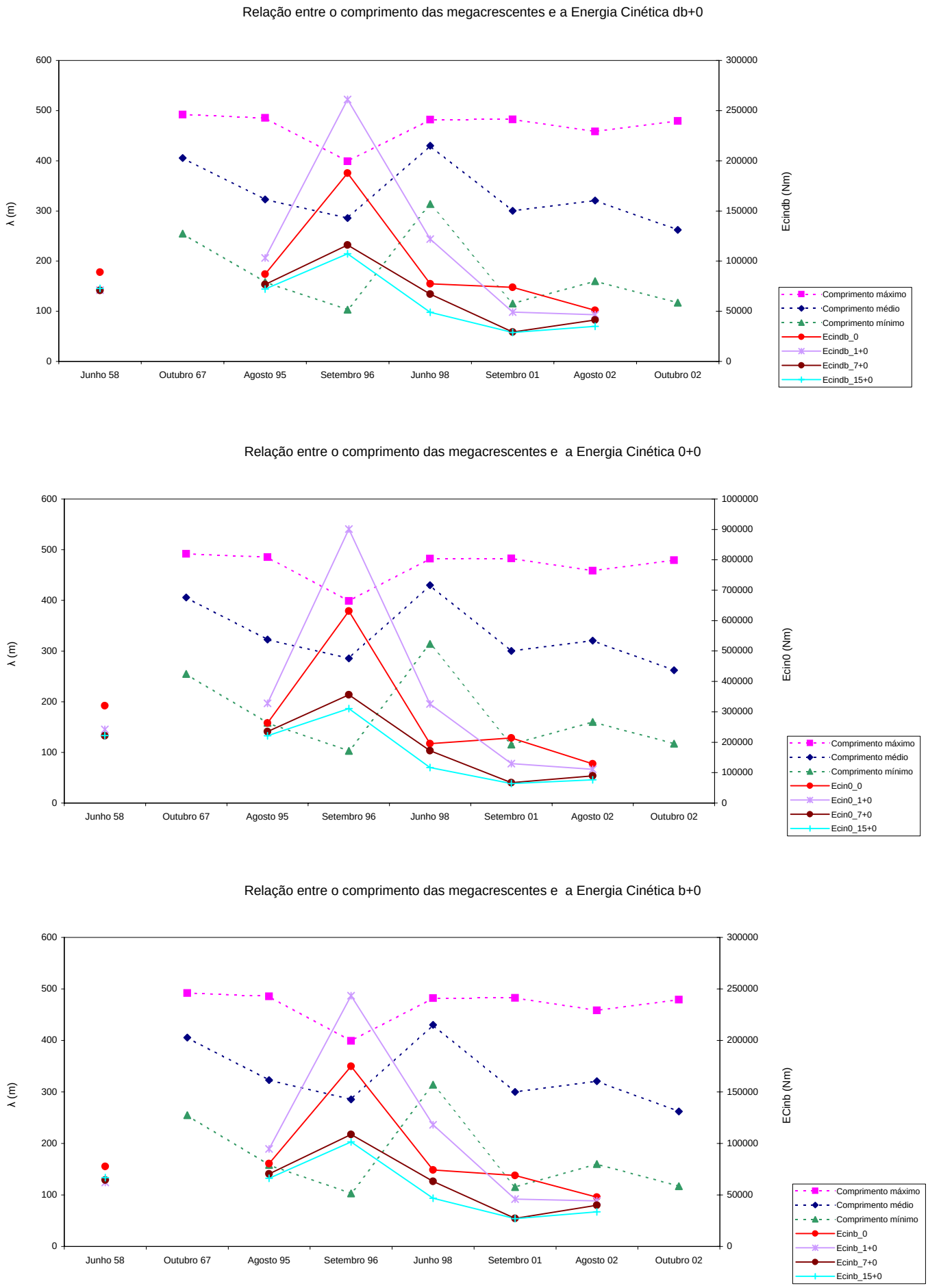


Figura D164 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a energia cinética - Teixeira,1994

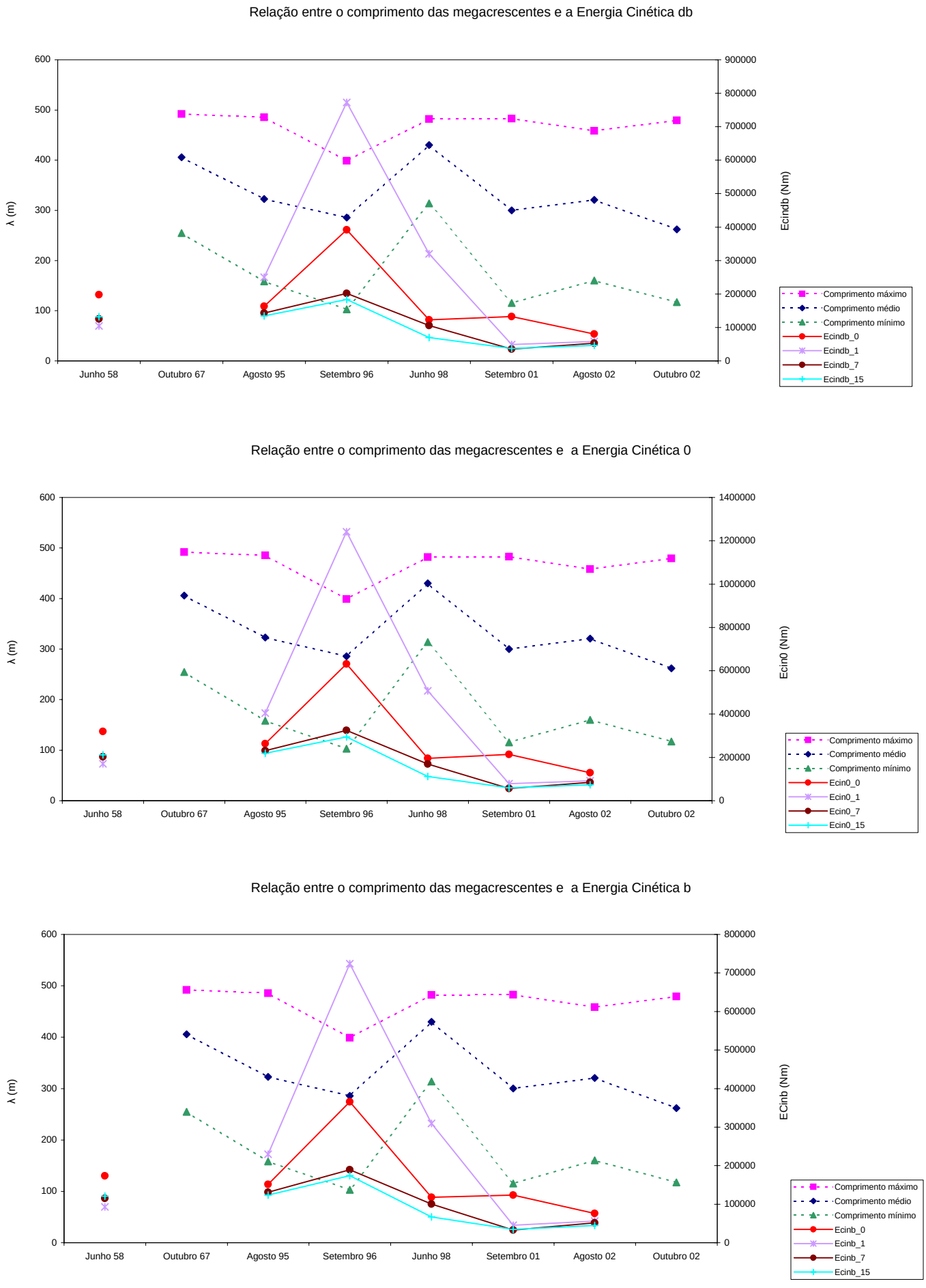


Figura D167 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974

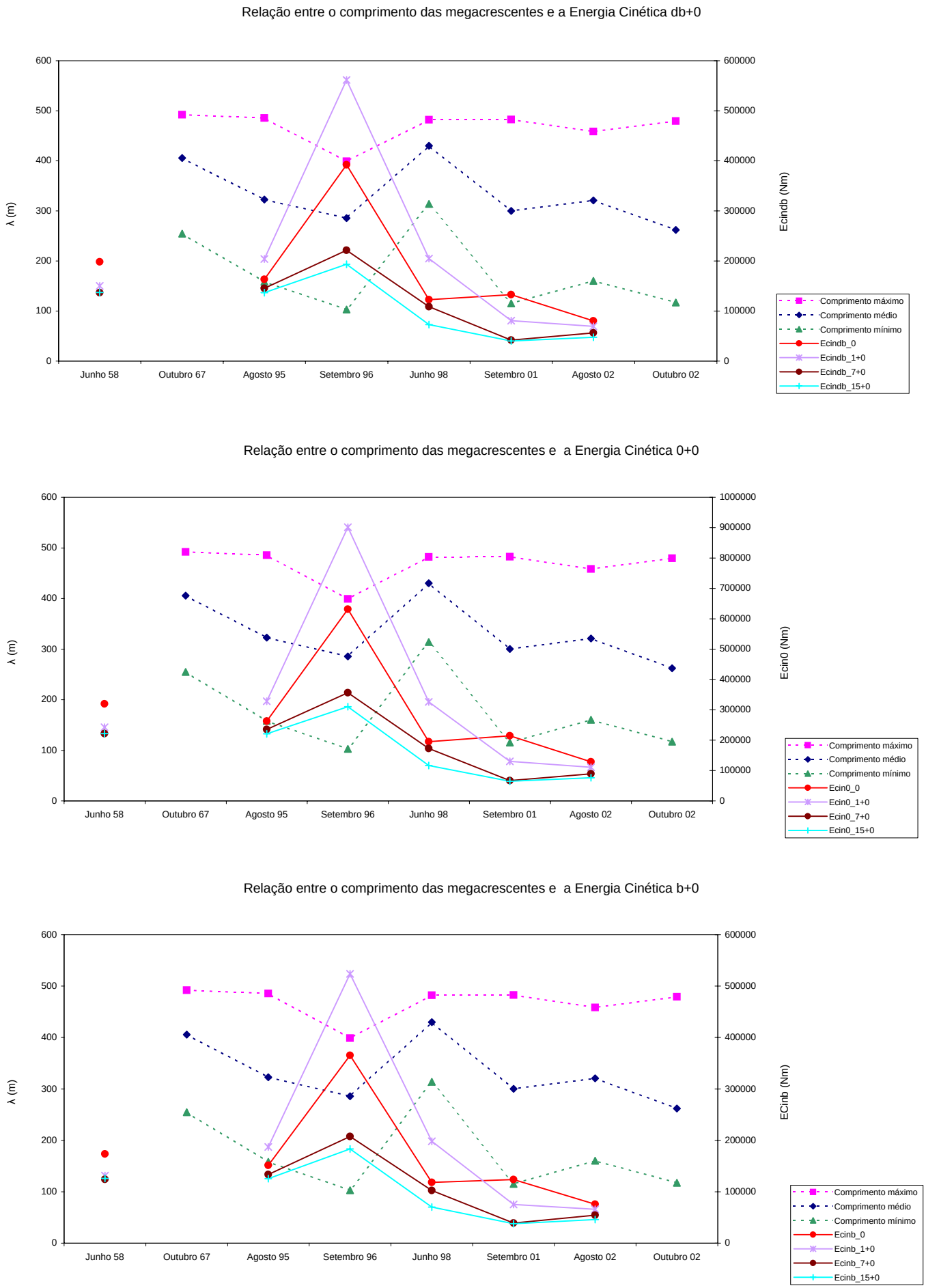


Figura D168 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974

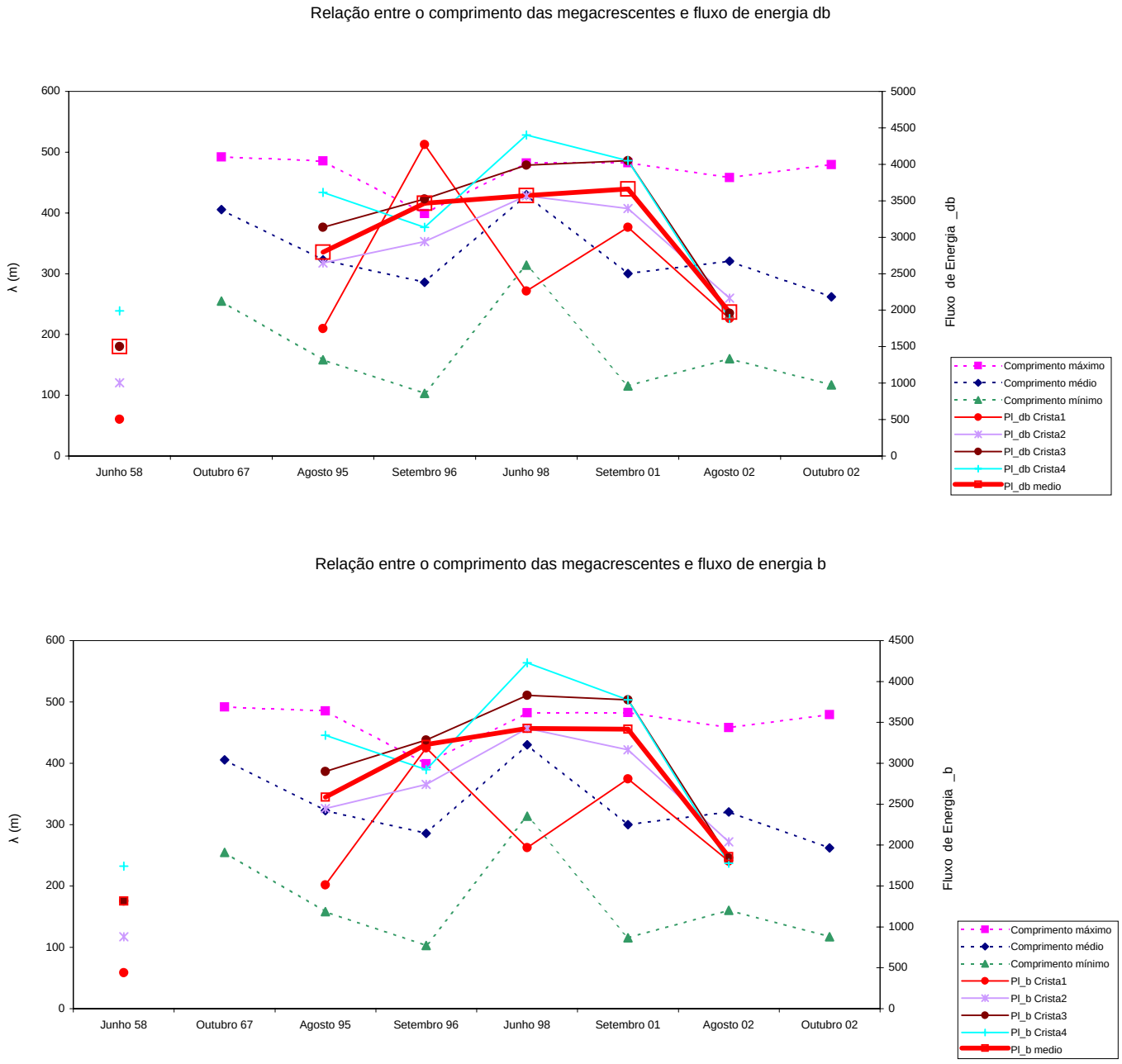


Figura D 187 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e fluxo de energia - Teixeira, 1994

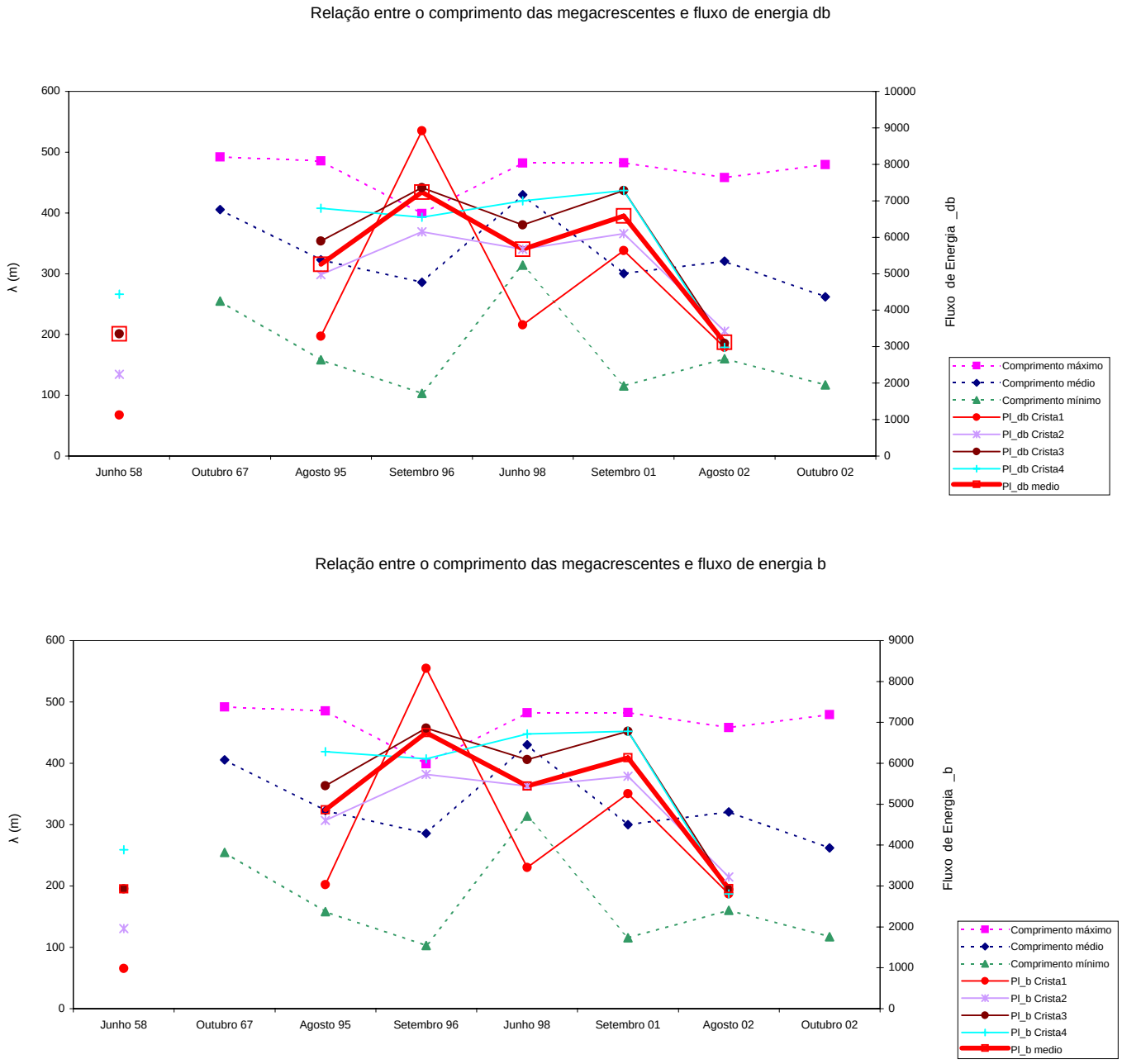
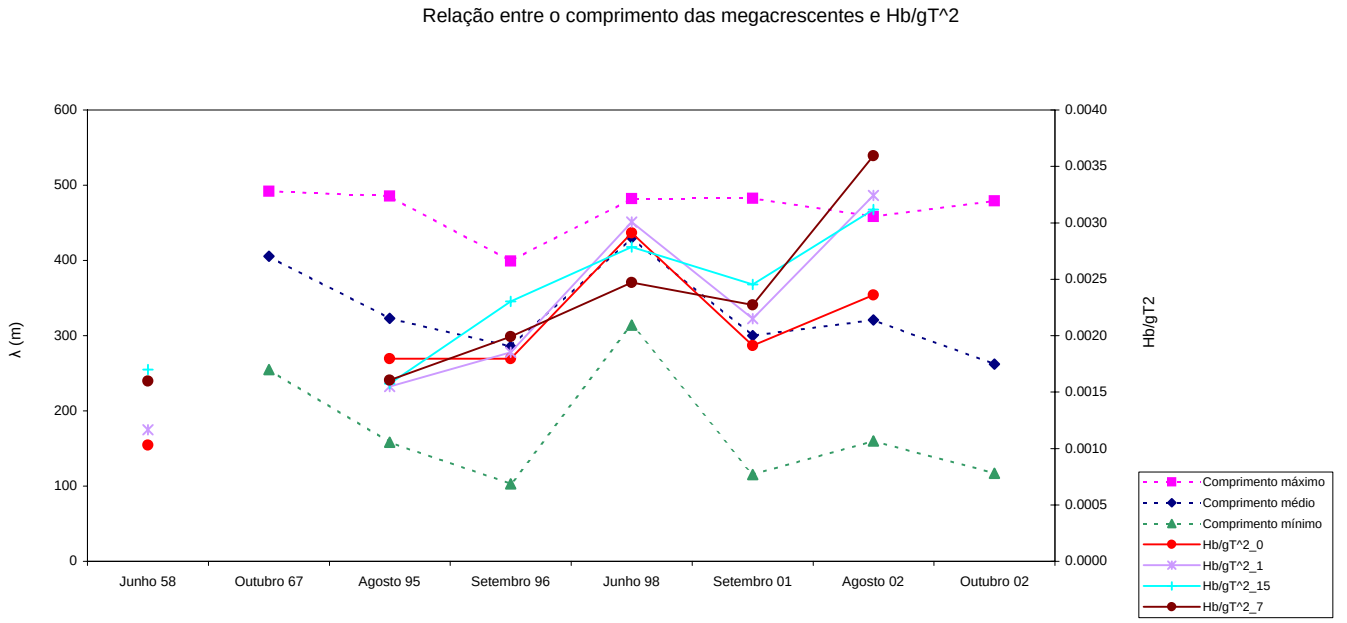


Figura D189 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e fluxo de energia - Komar e Gaughan, 1974



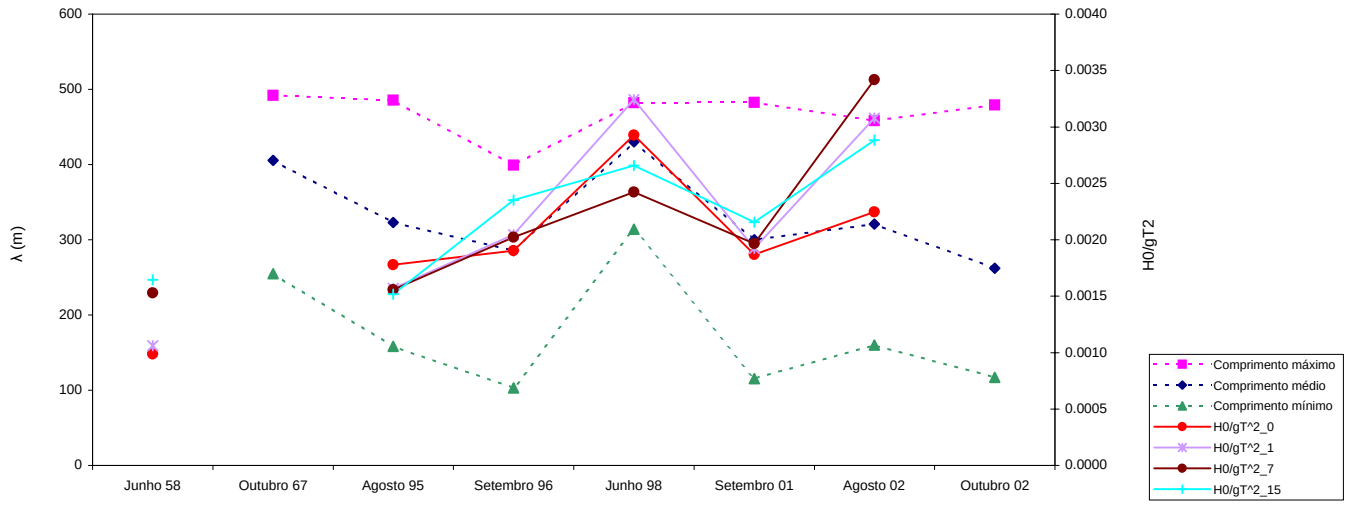
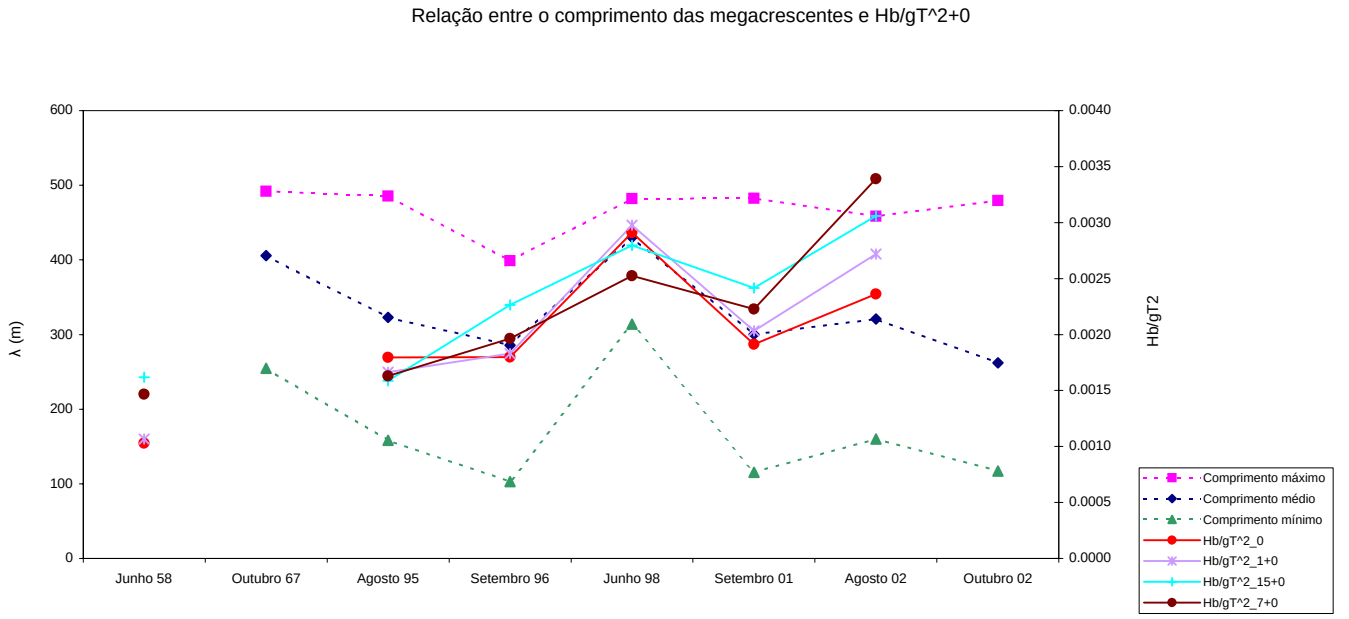


Figura D 179 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e H0/gT^2



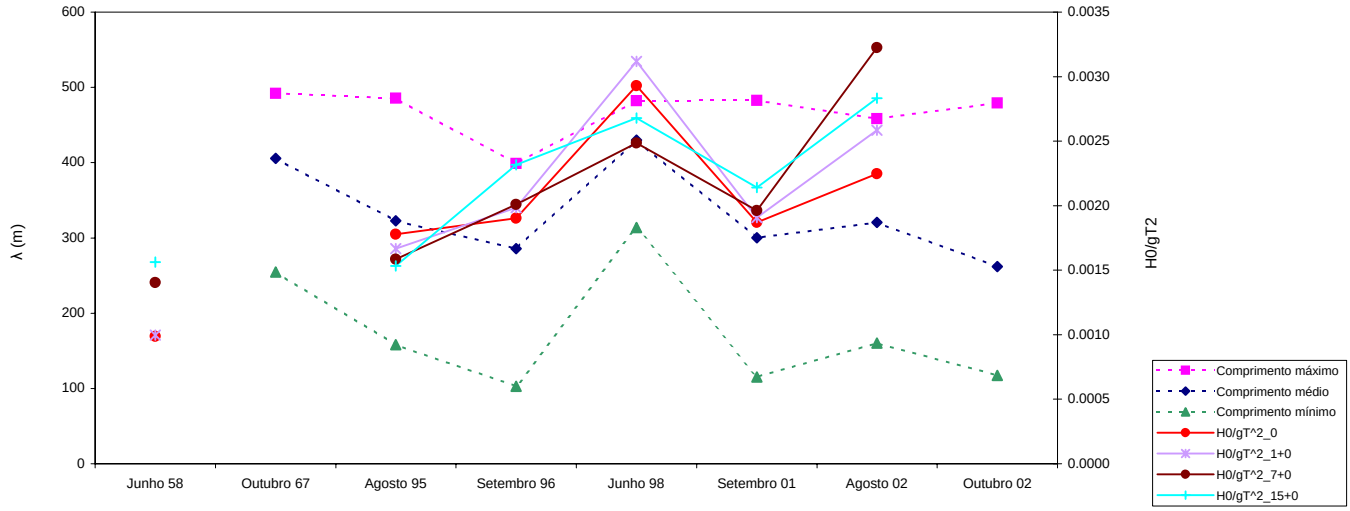
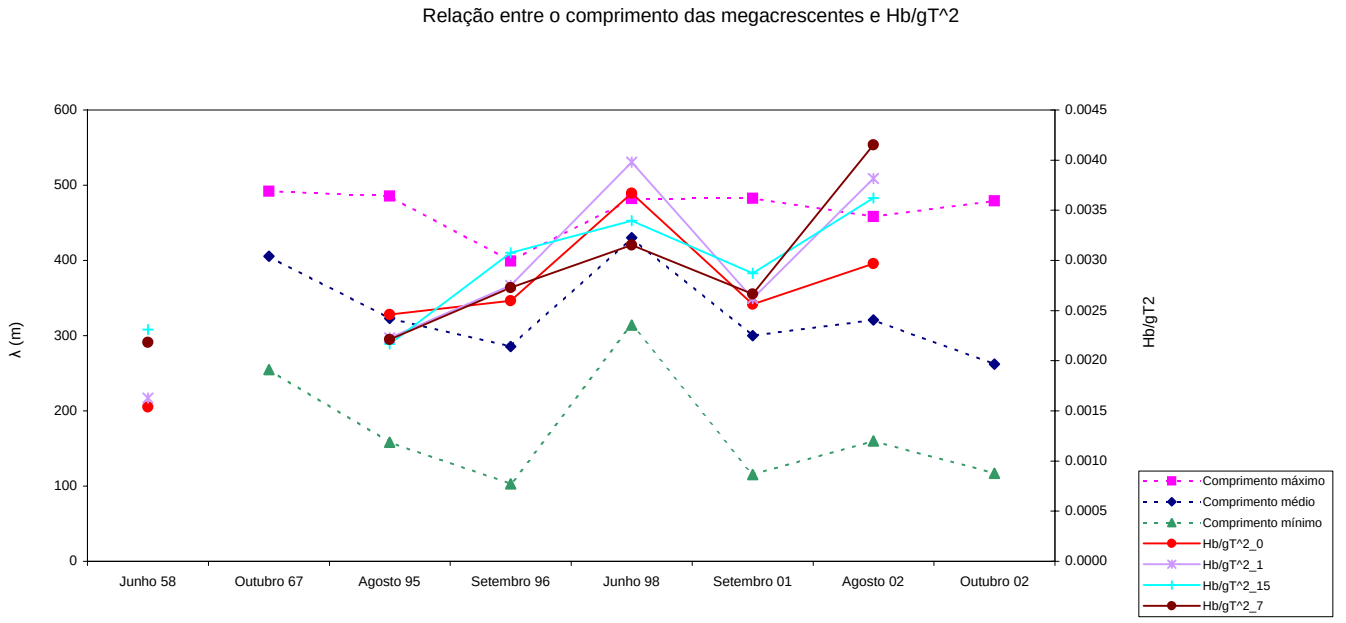


Figura D 180 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e H0/gT^2



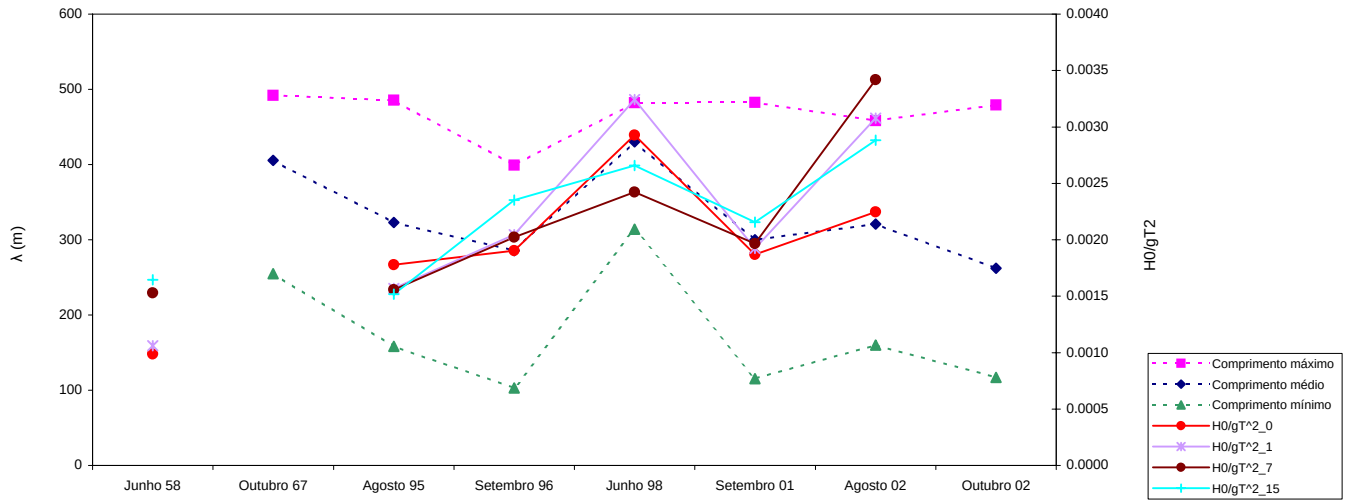
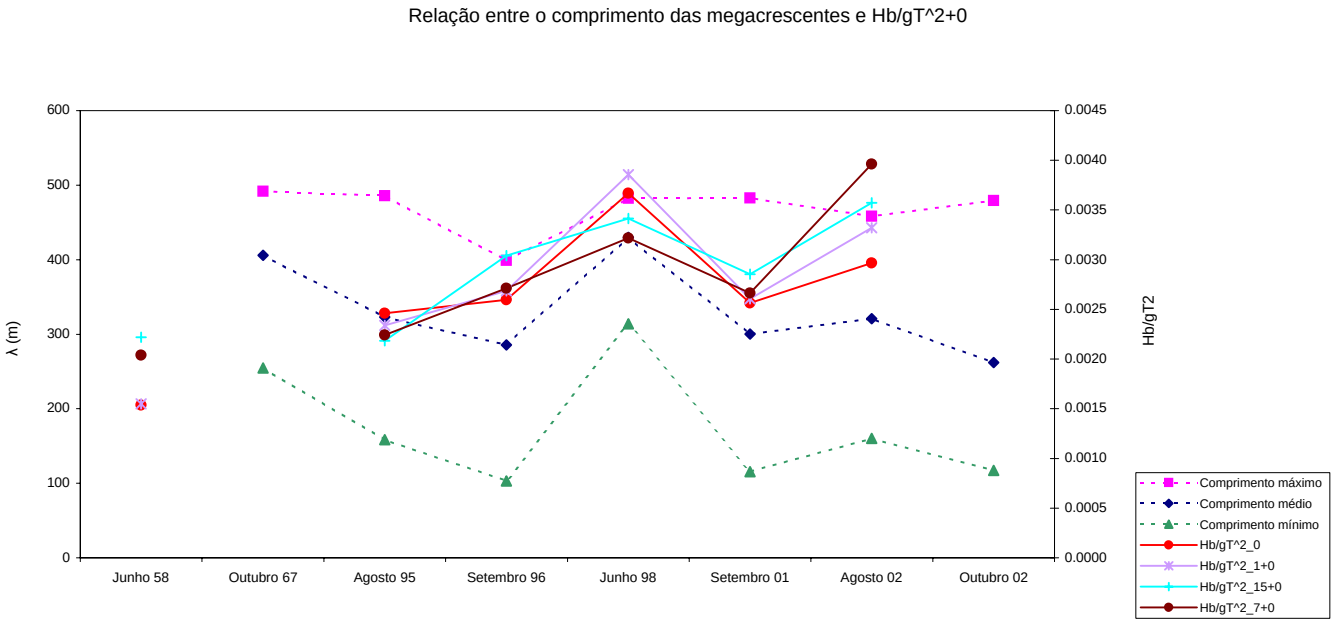


Figura D183 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



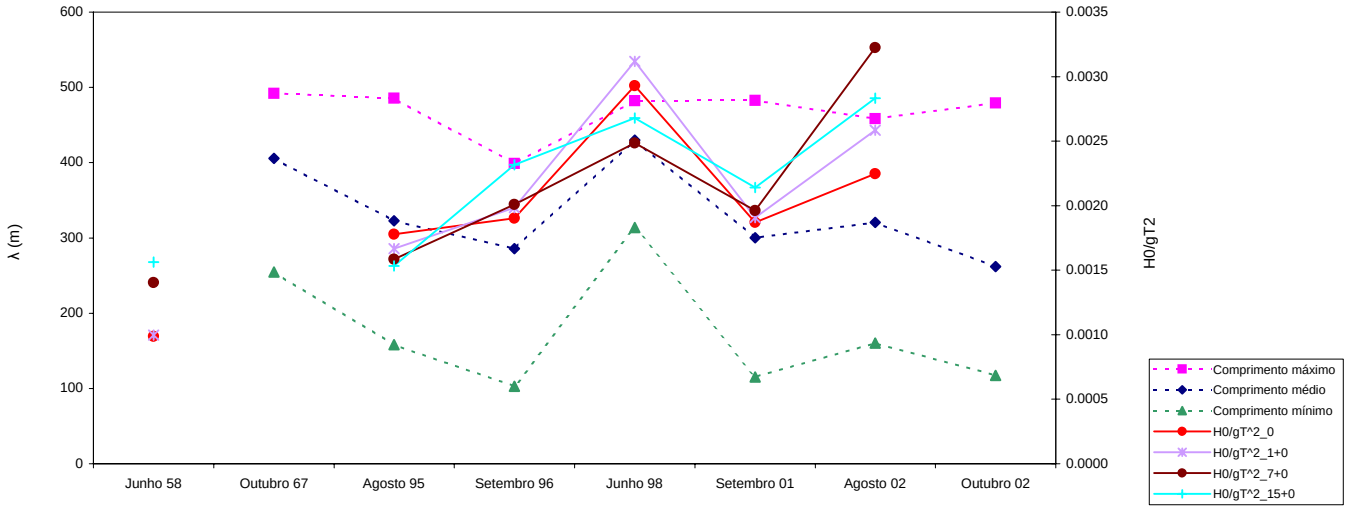


Figura D184 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

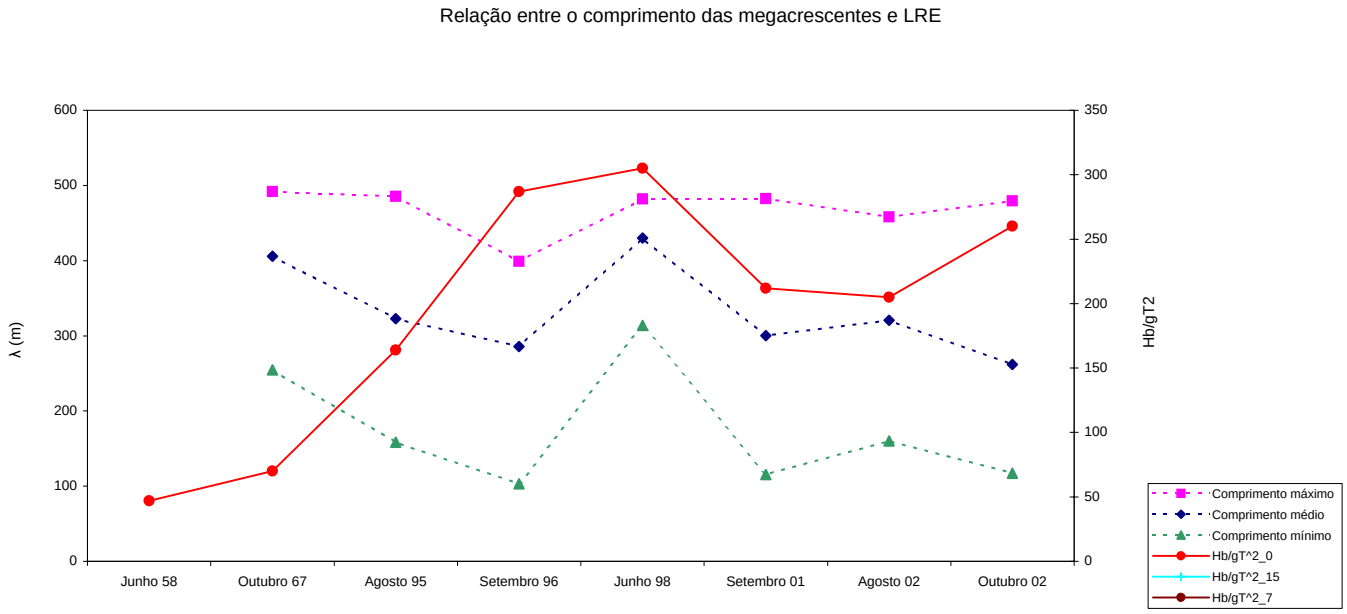


Figura D161 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e LRE

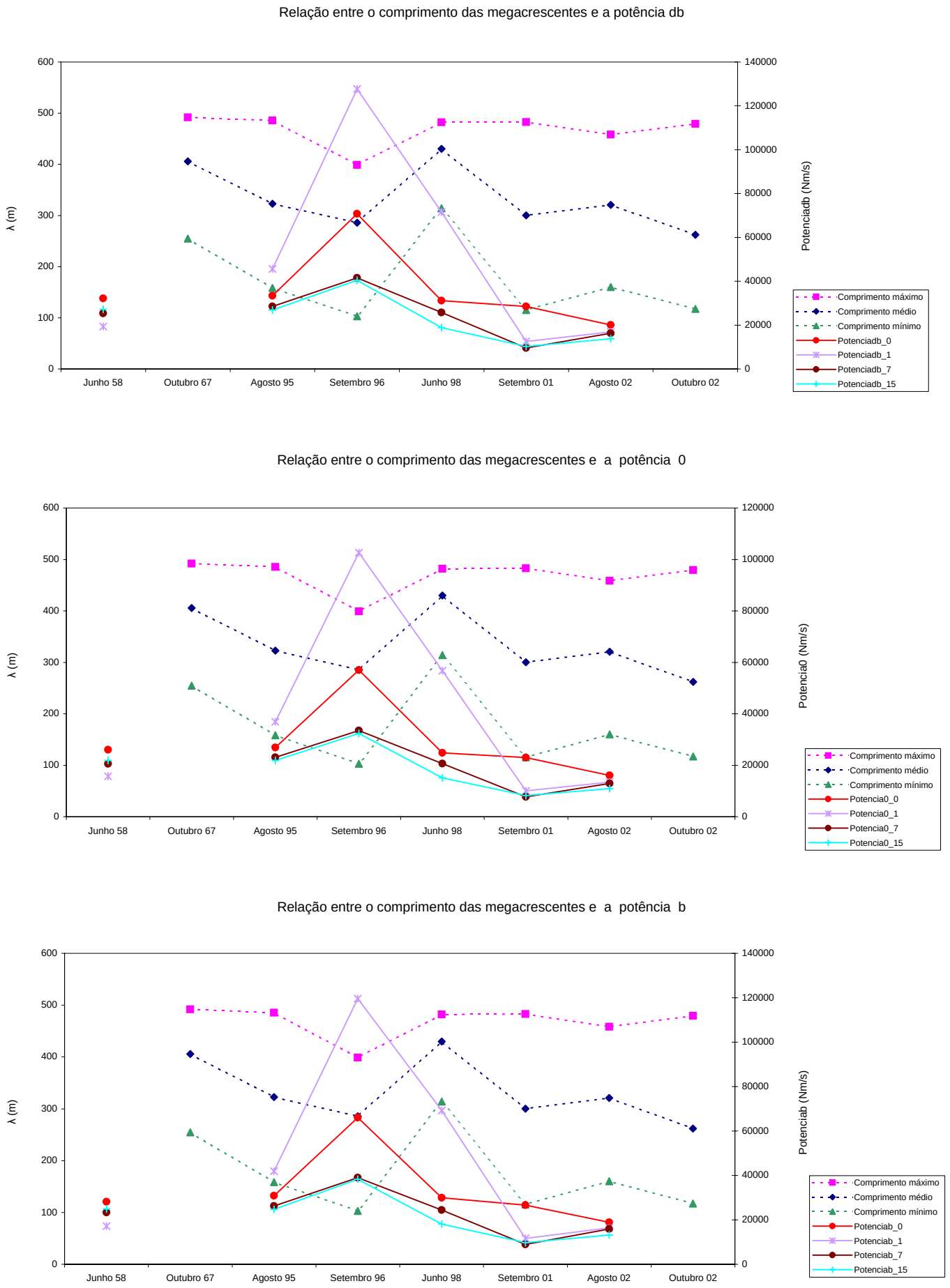


Figura D 175 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974

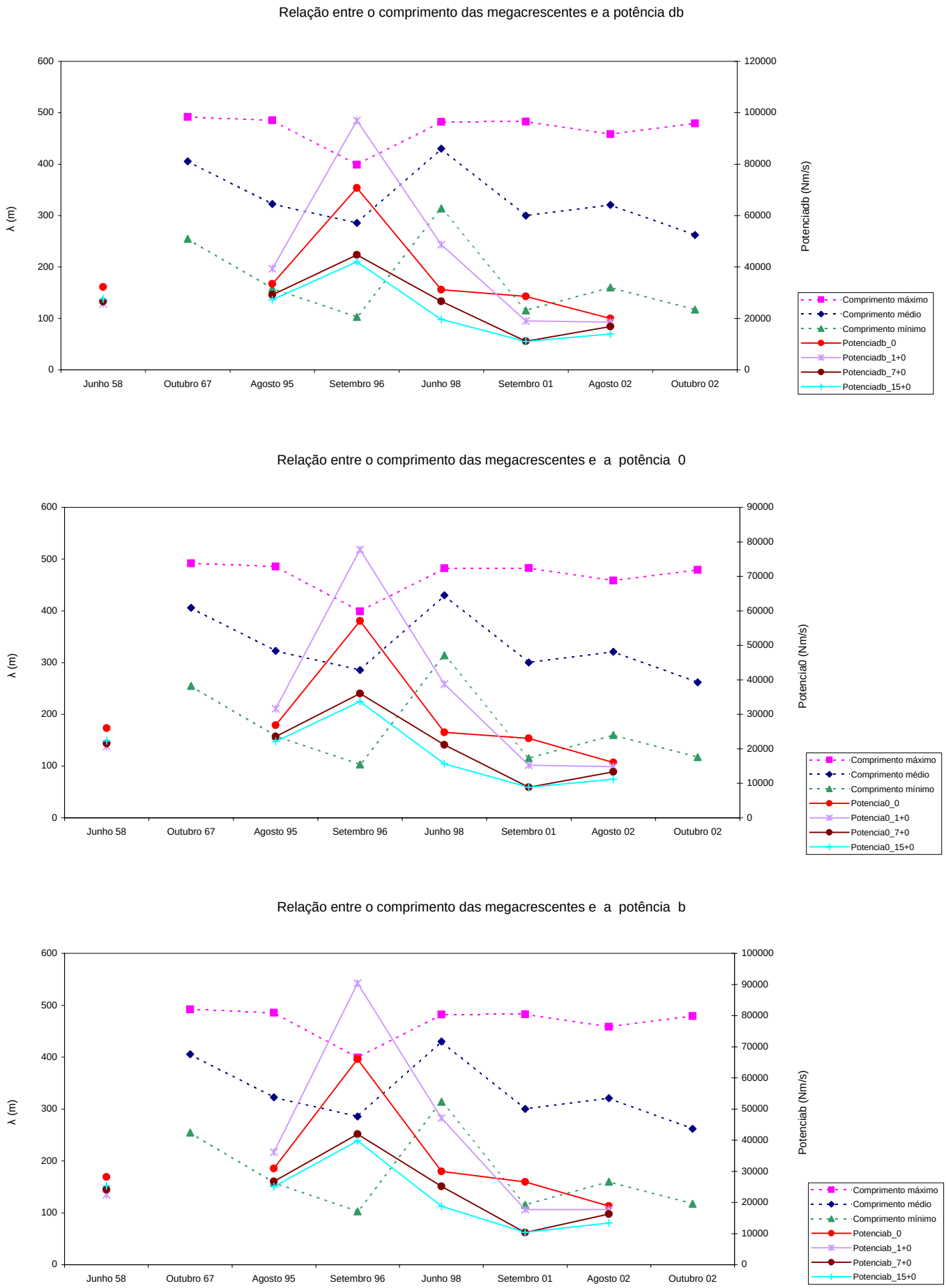


Figura D 176 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974

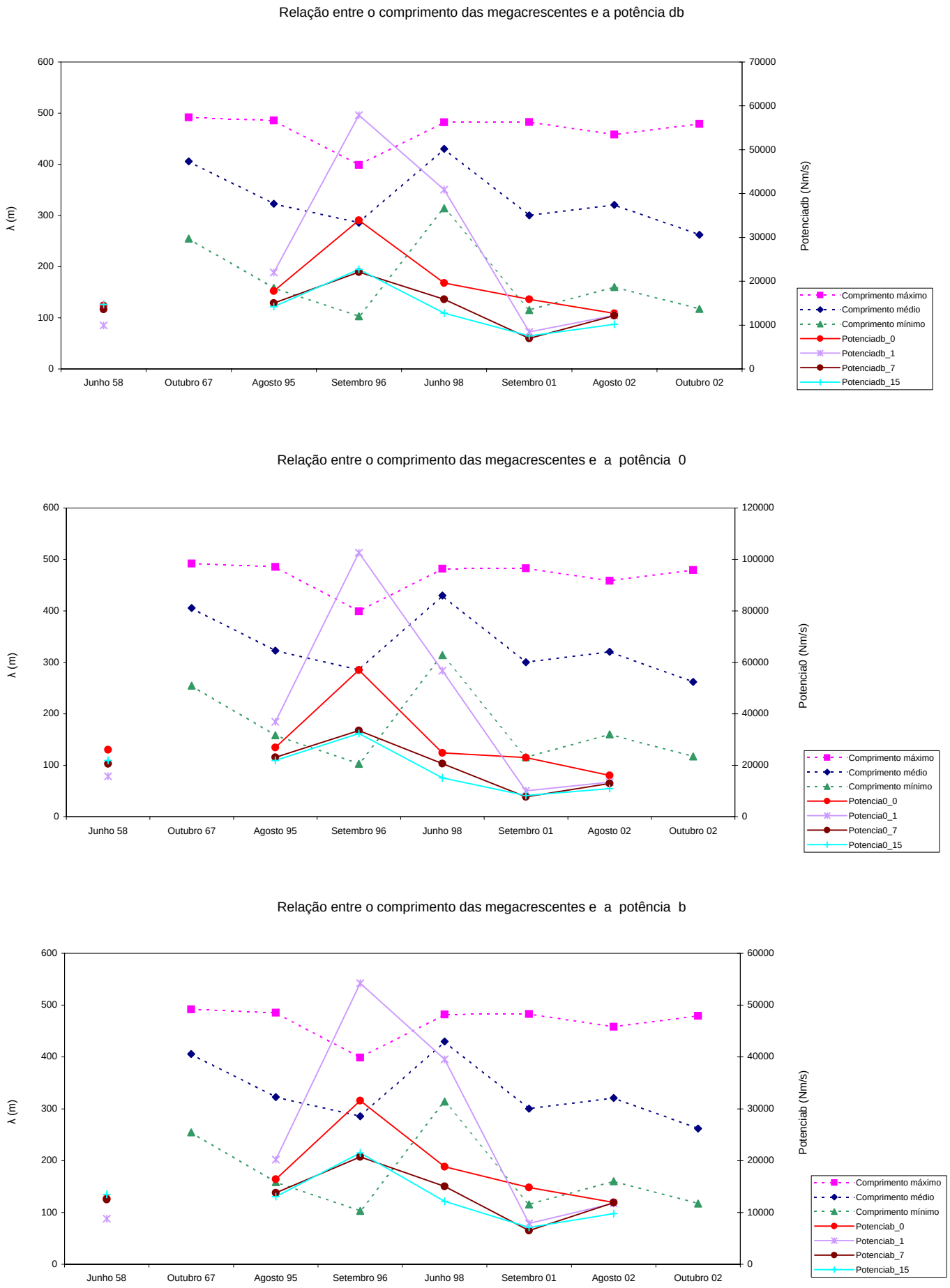
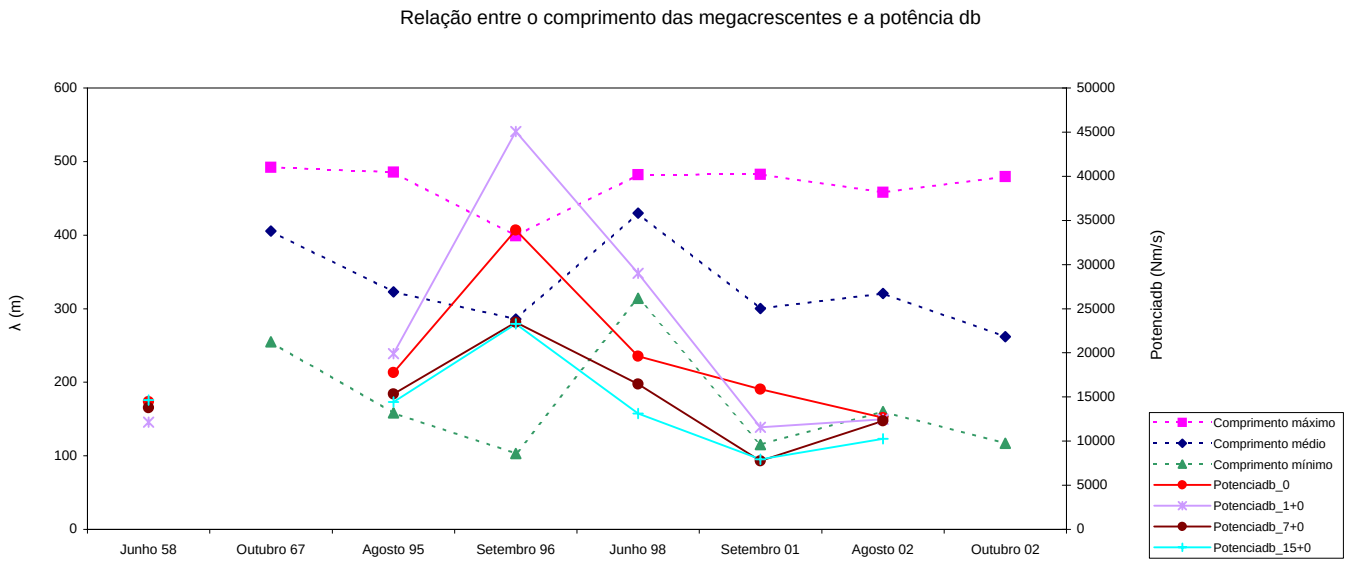
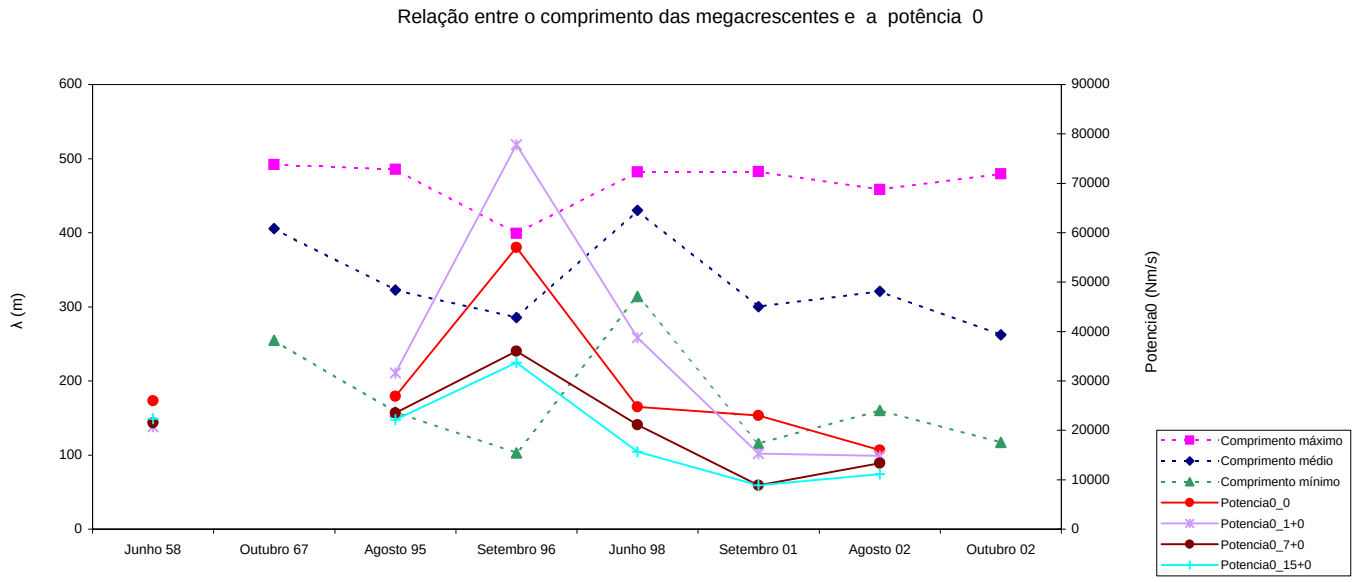


Figura D 171 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a potência - Teixeira,1994





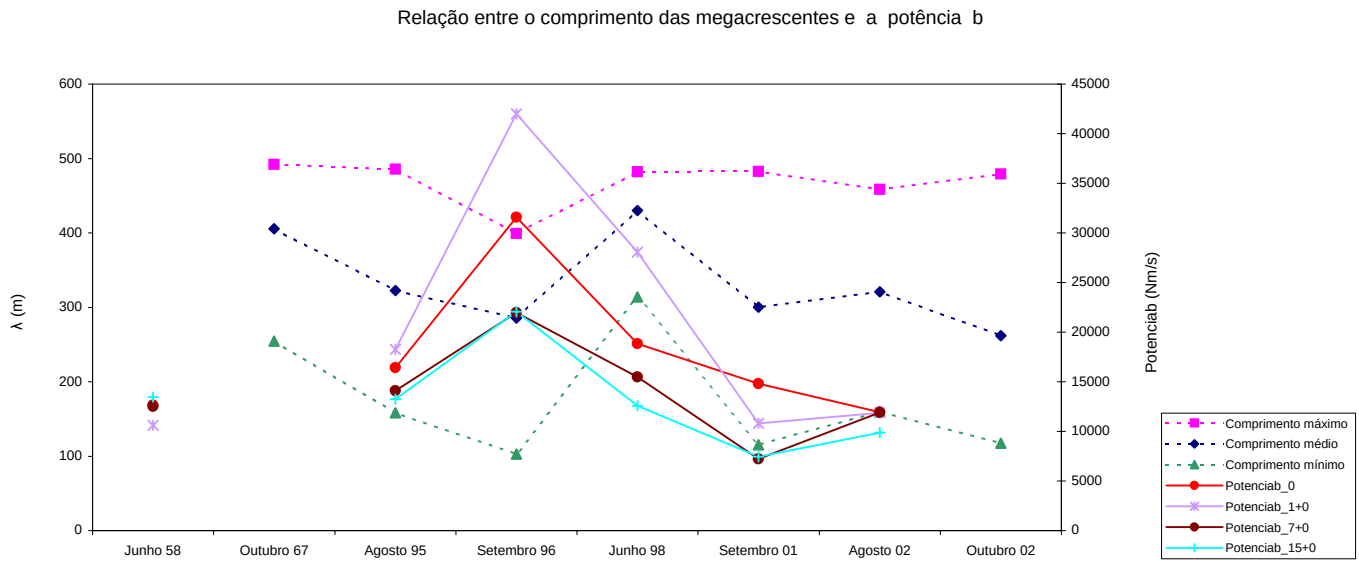
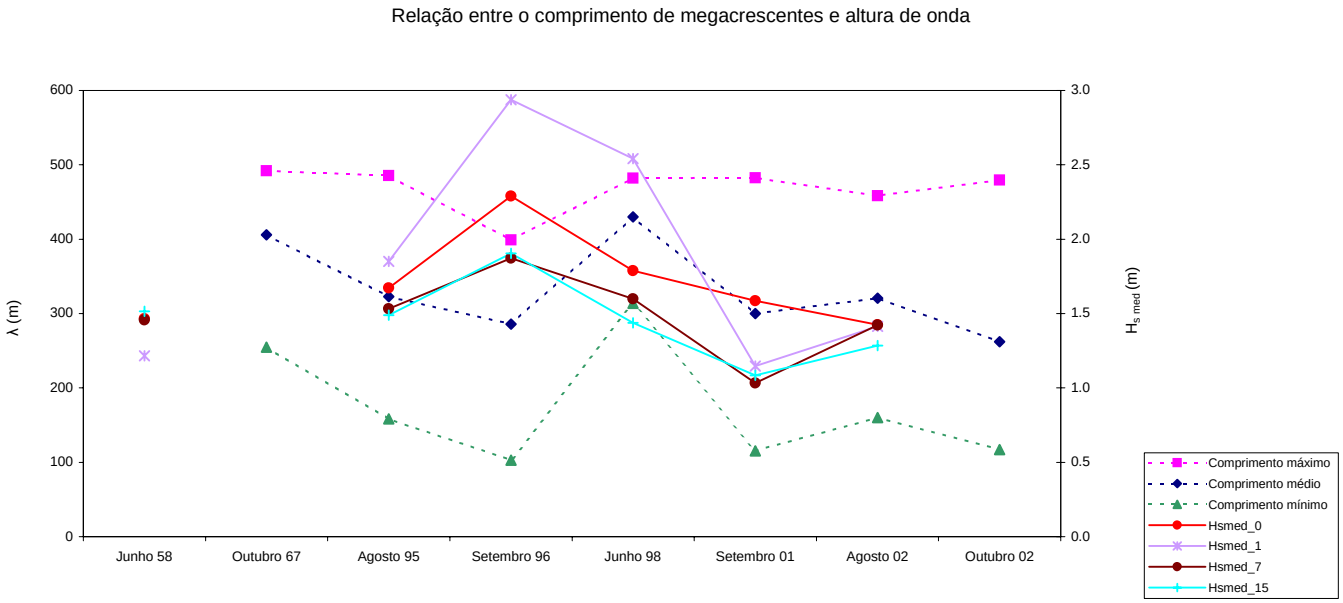
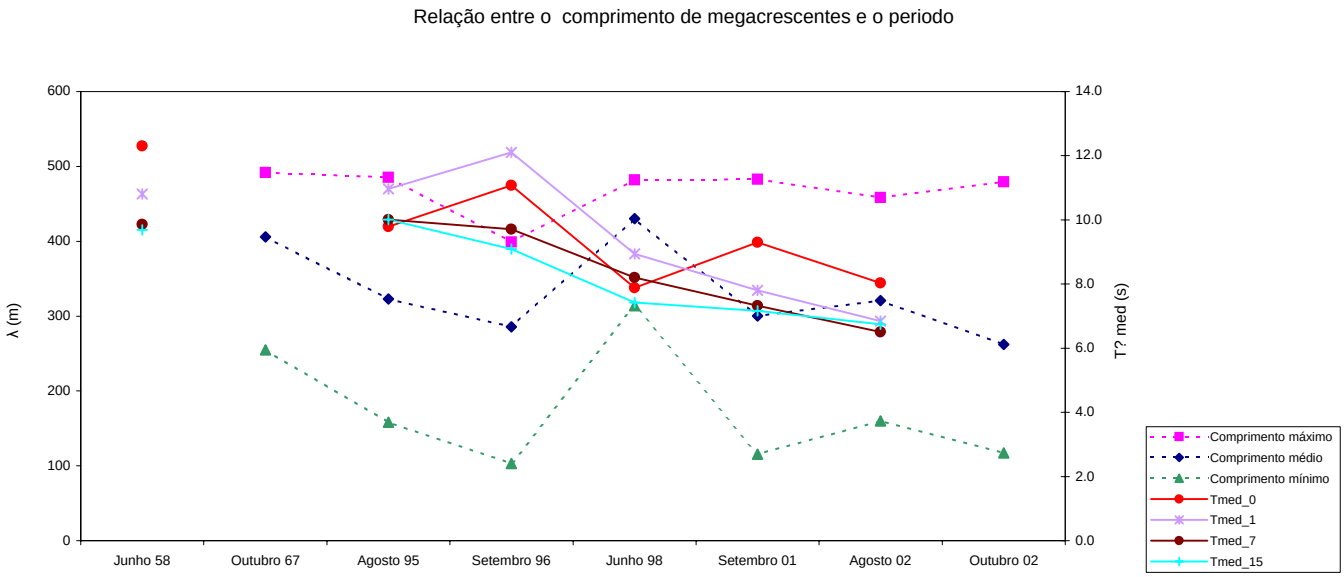


Figura D 172 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e a potência - Teixeira,1994





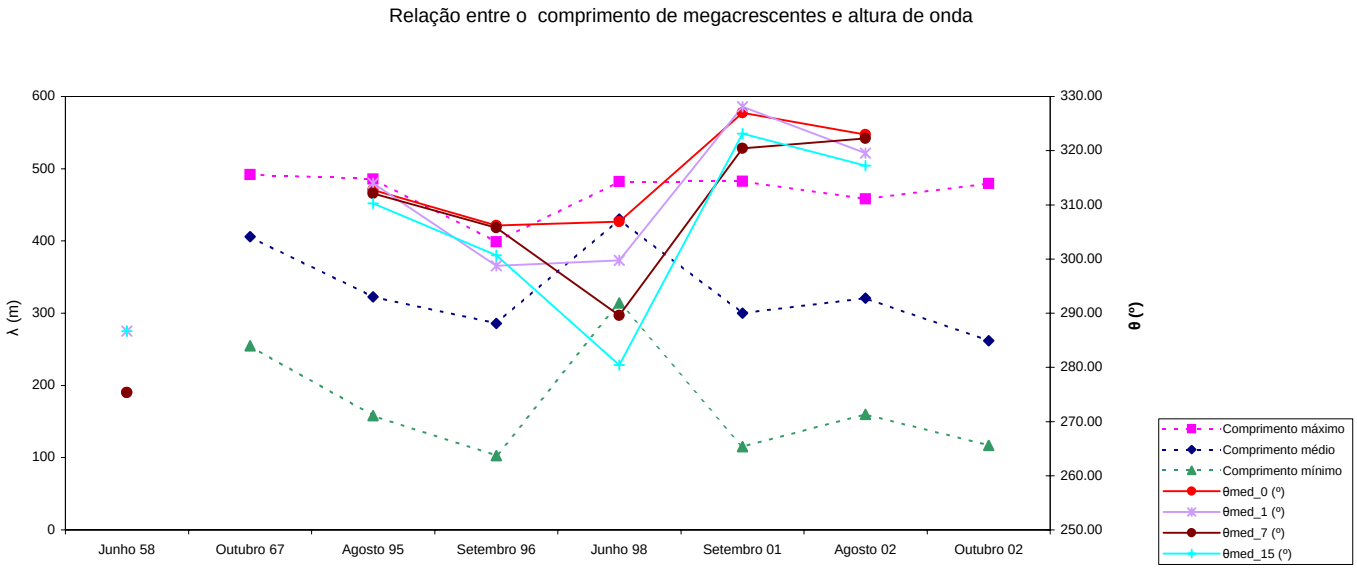
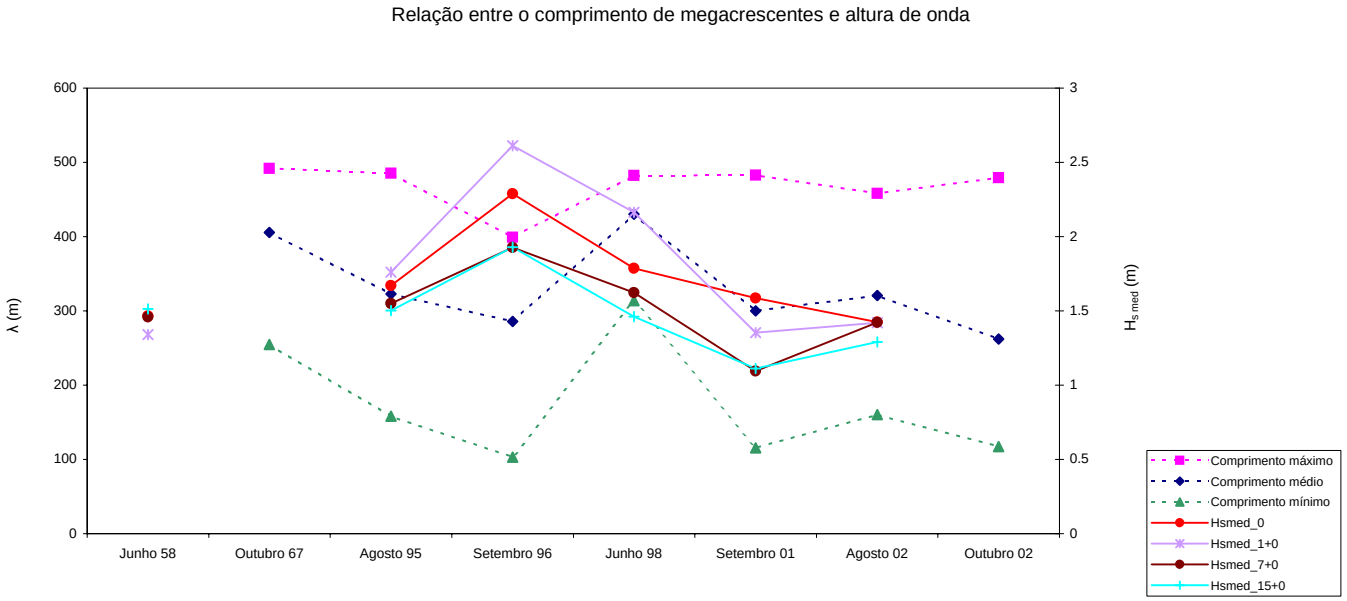
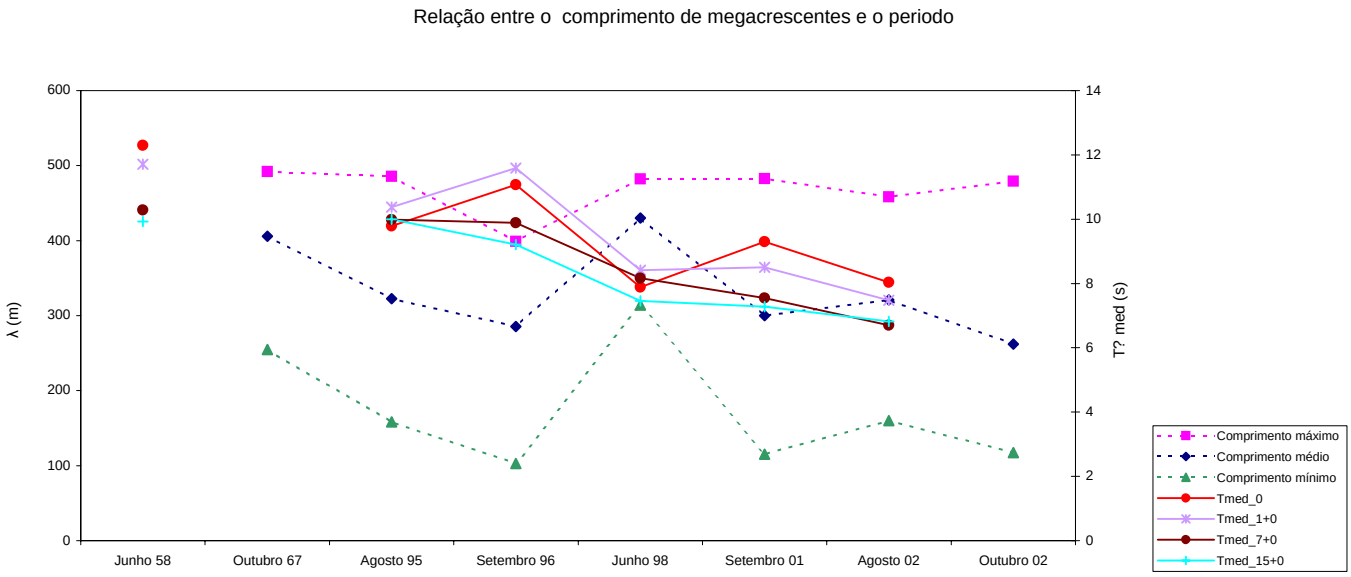


Figura D 153 - Relação entre o comprimento de megacrescentes e a agitação





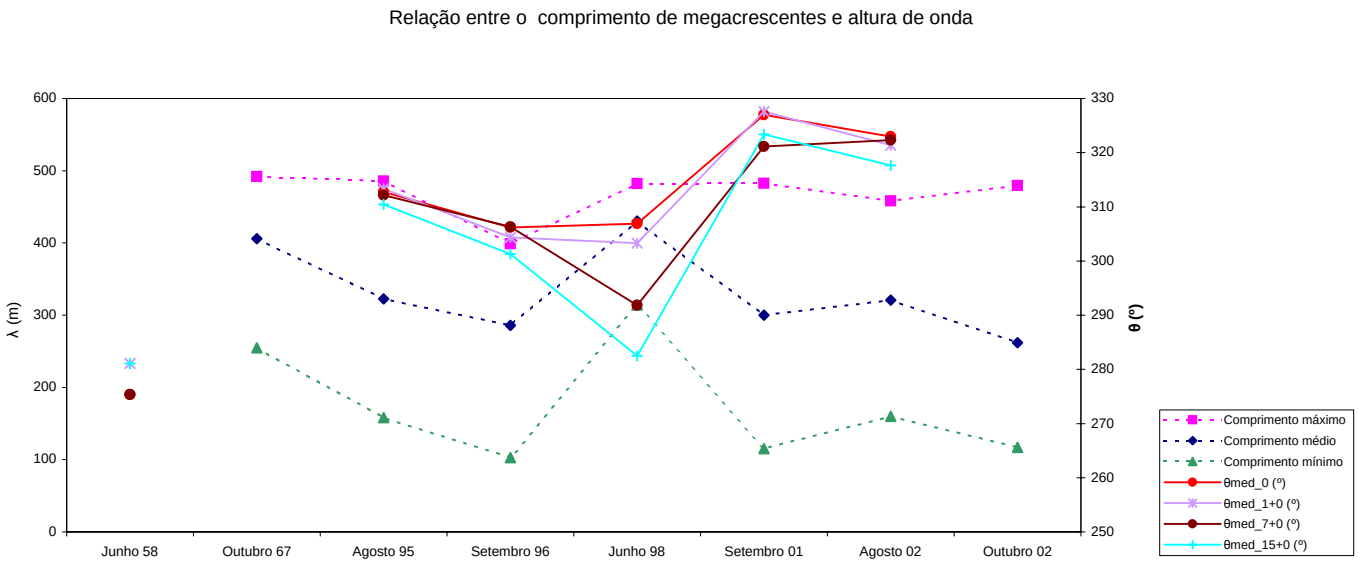
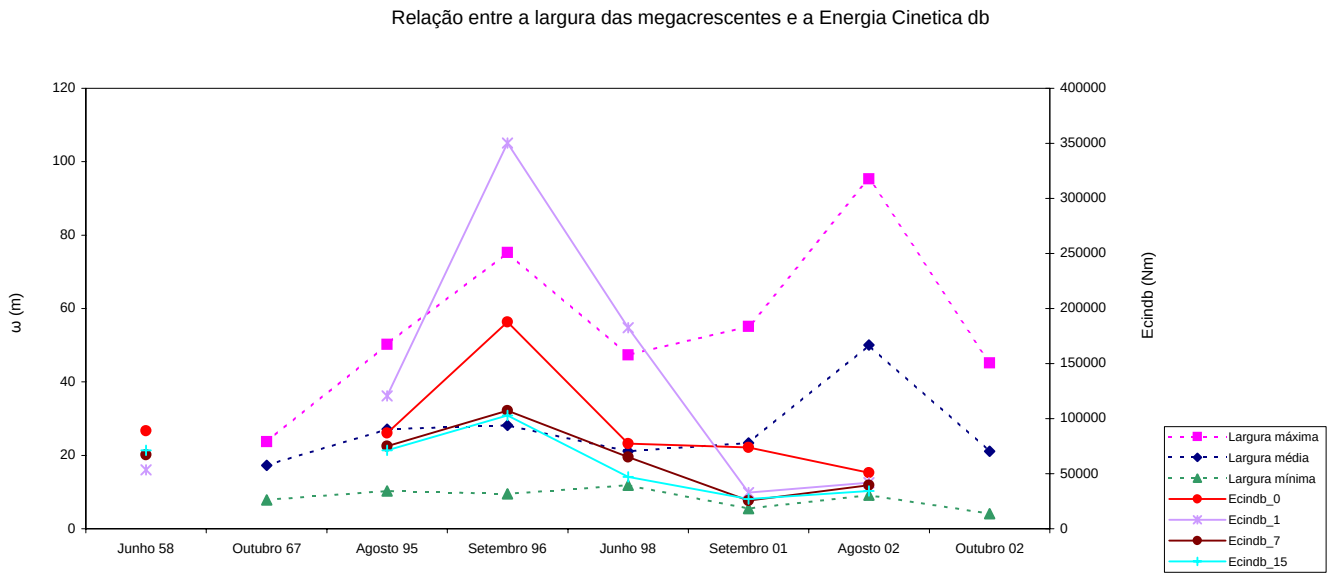
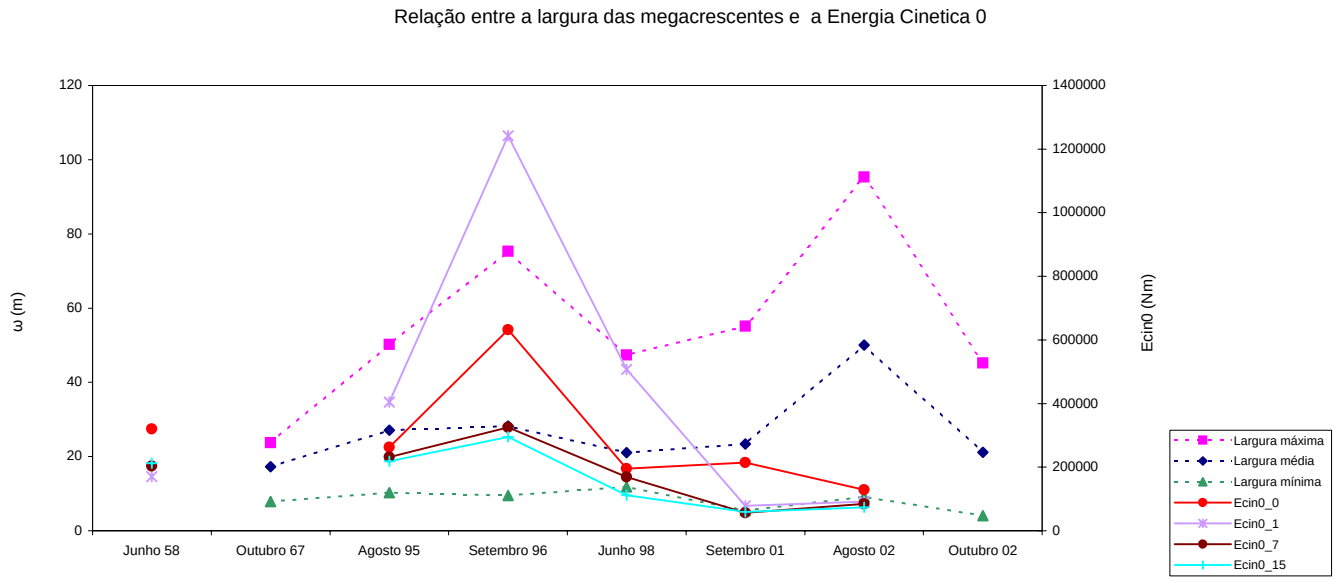


Figura D 154 - Relação entre o comprimento de megacrescentes e a agitação





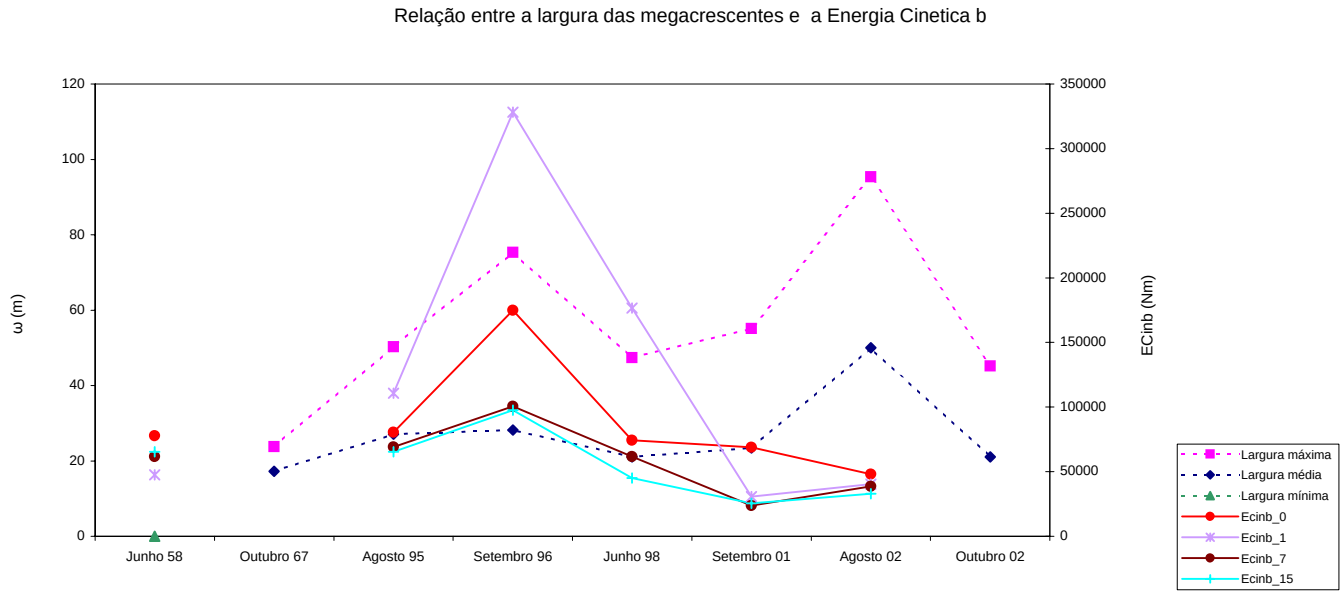


Figura D165 - Relação entre a largura das megacrescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994

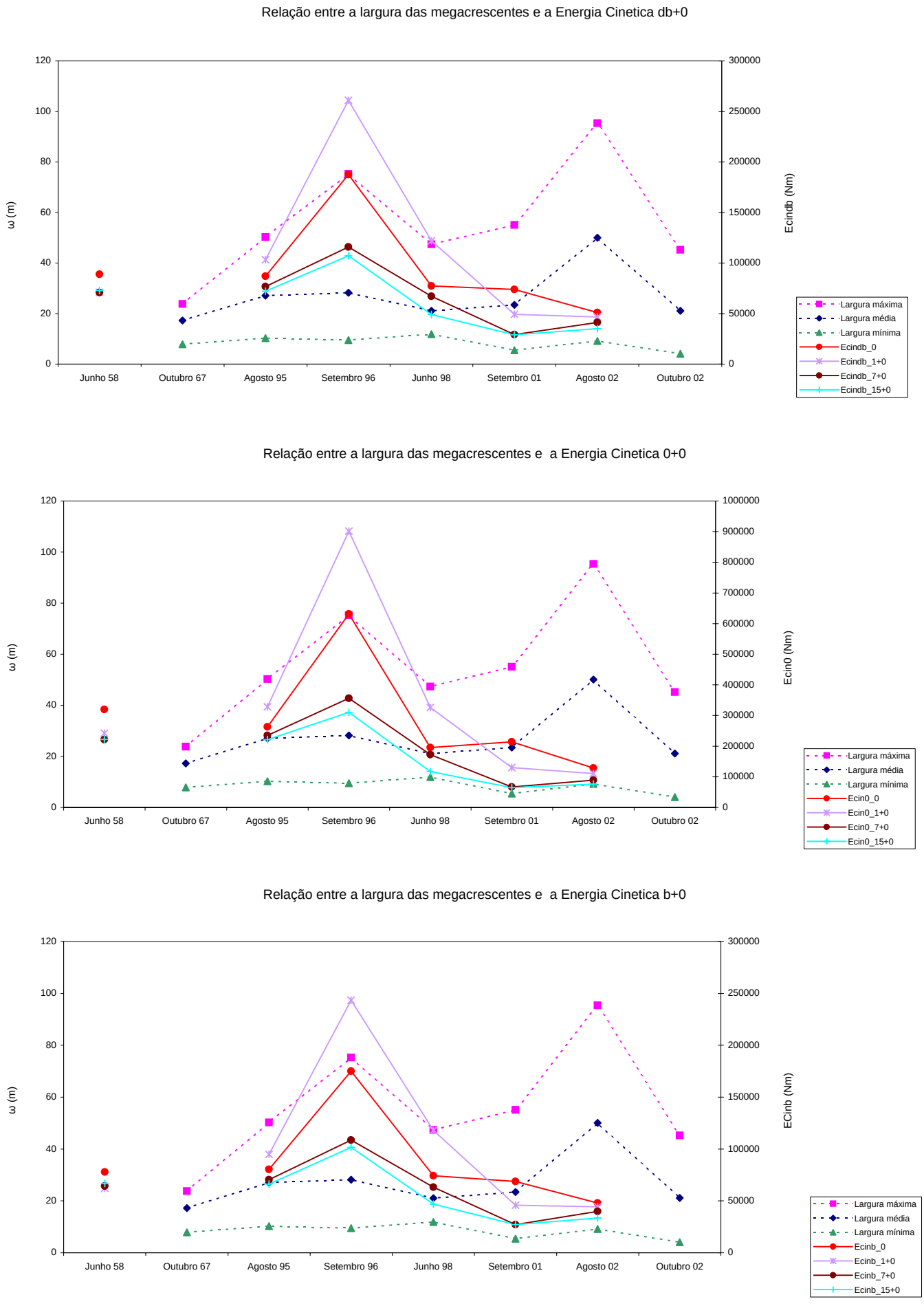


Figura D166 - Relação entre a largura das megacrescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994

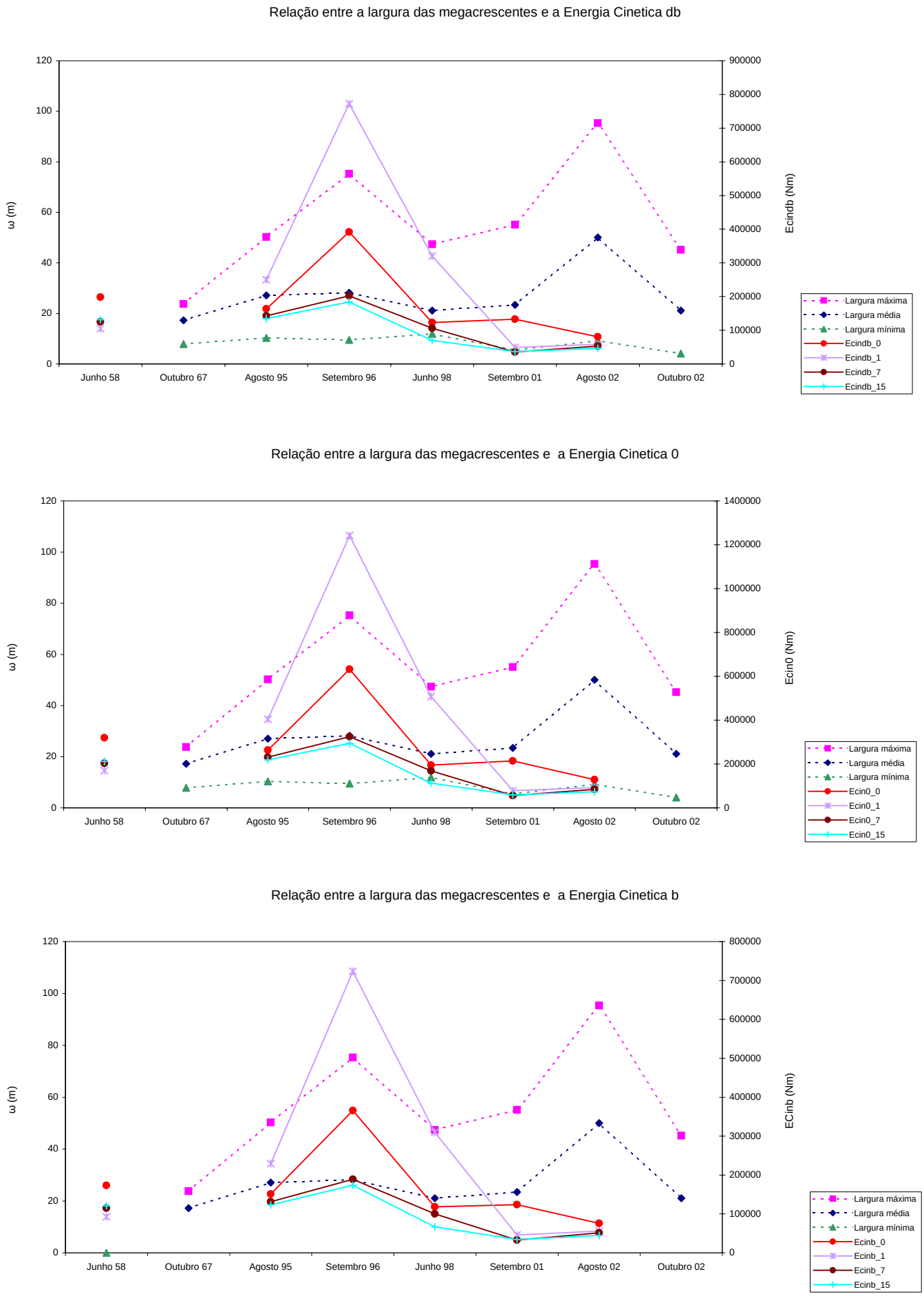


Figura D169 - Relação entre a largura das megacrescentes e a energia cinetica - Komar e Gaughan, 1974

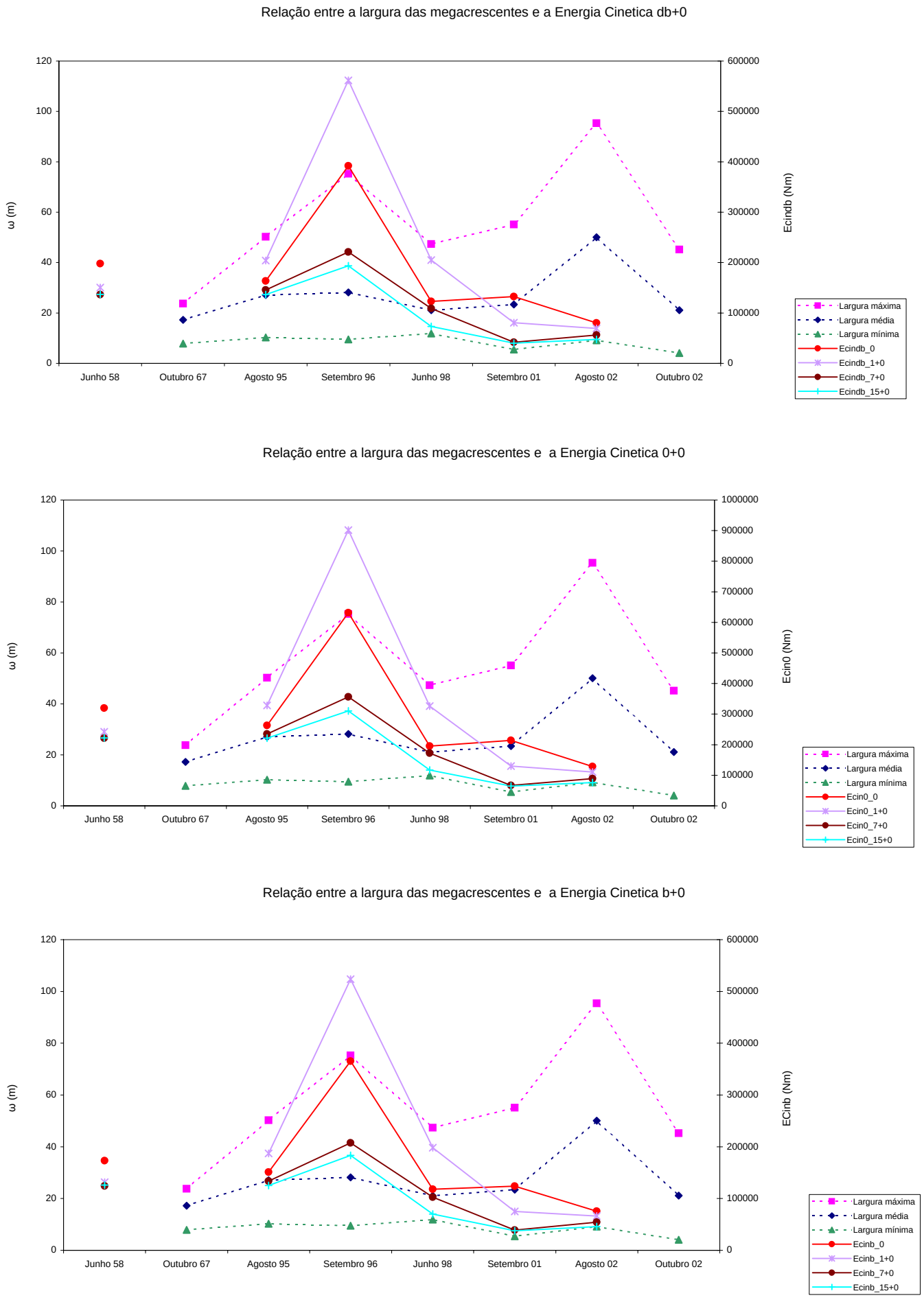
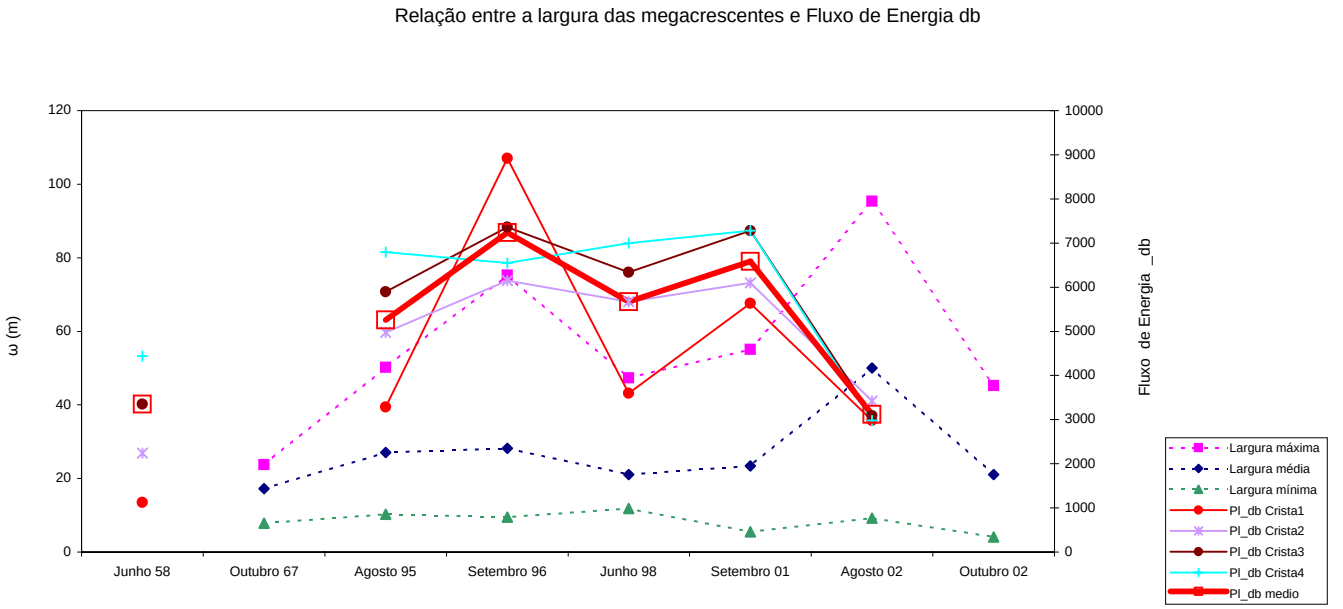


Figura D170 - Relação entre a largura das megacrescentes e a energia cinetica - Komar e Gaughan, 1974



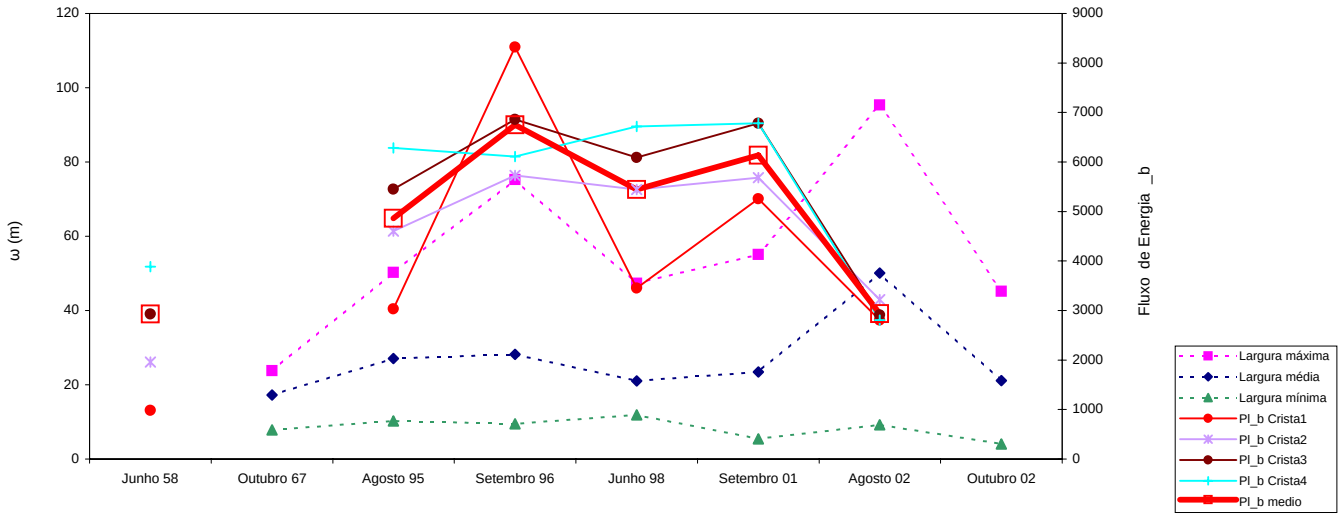
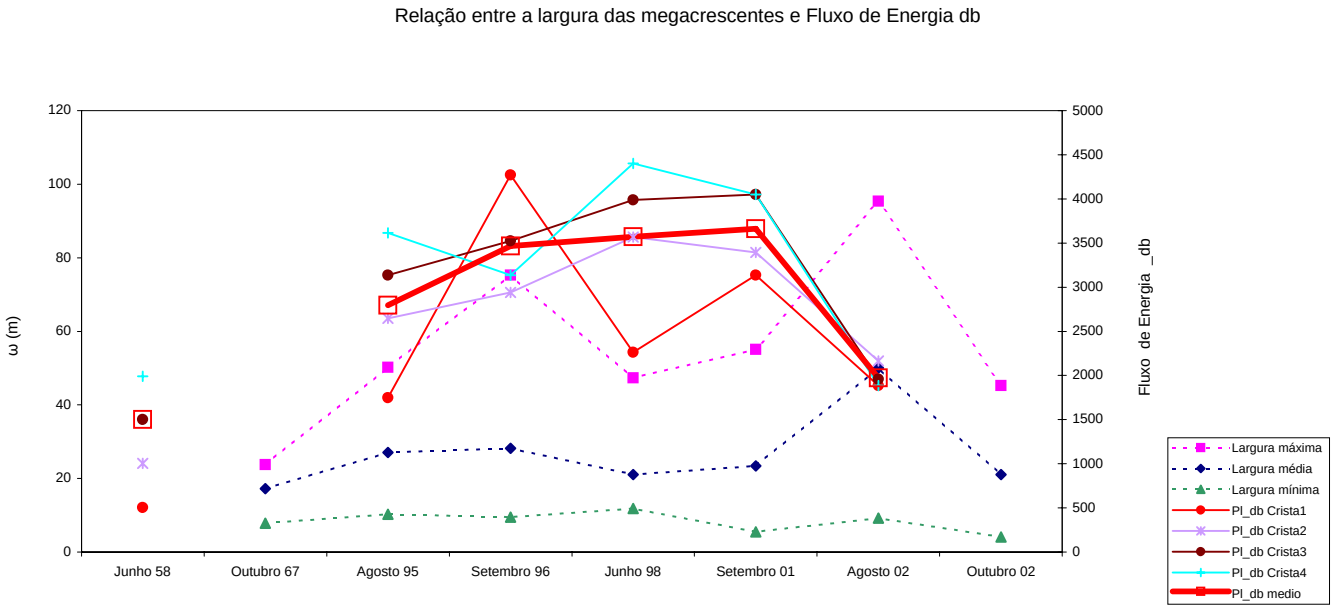


Figura D190 - Relação entre a largura das megacrescentes e fluxo de energia - Komar e Gaughan, 1974



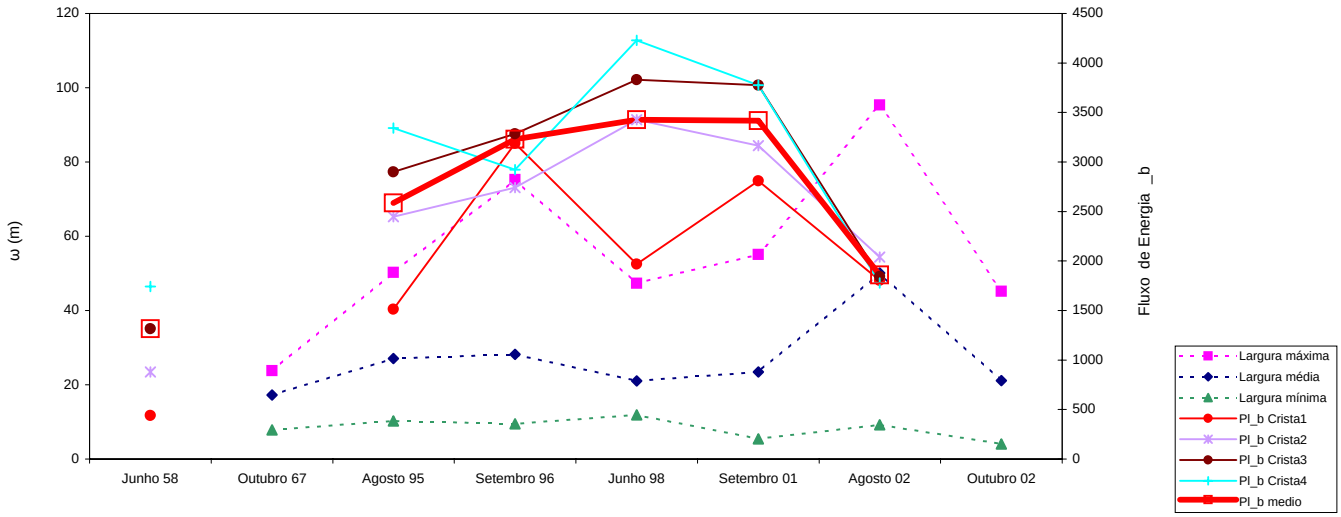
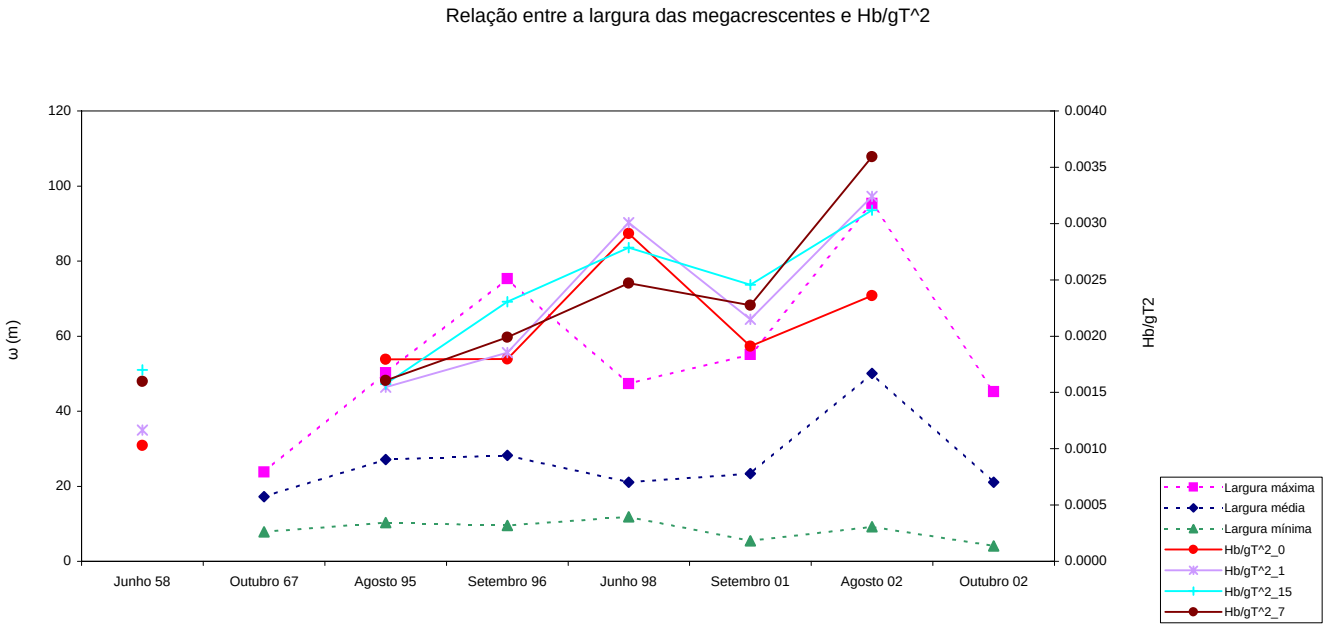


Figura D188 - Relação entre a largura das megacrescentes e fluxo de energia - Teixeira, 1994



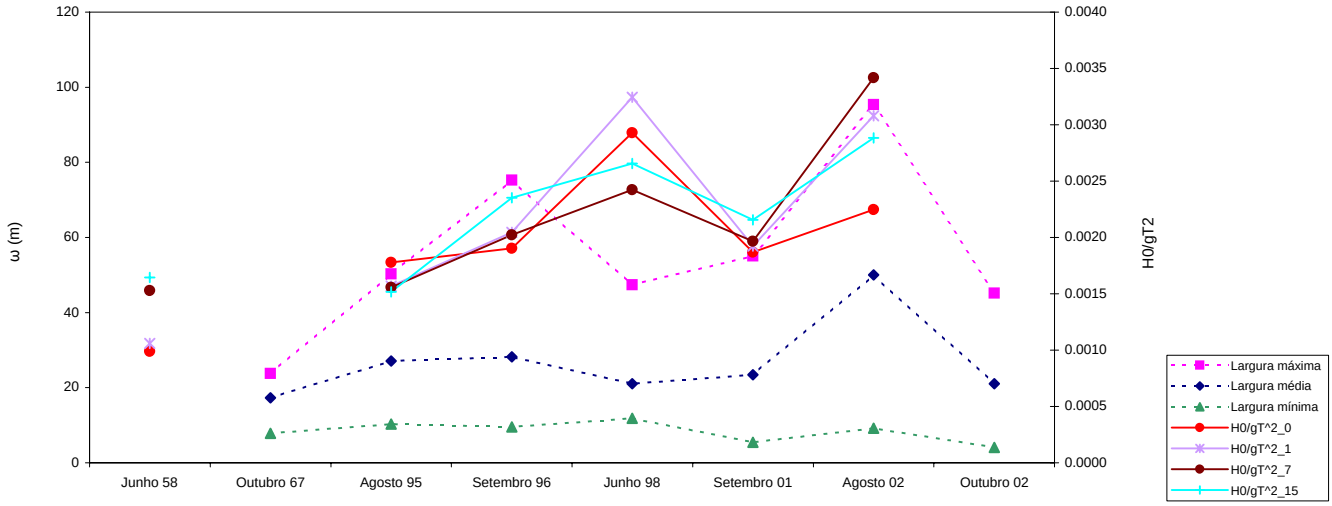
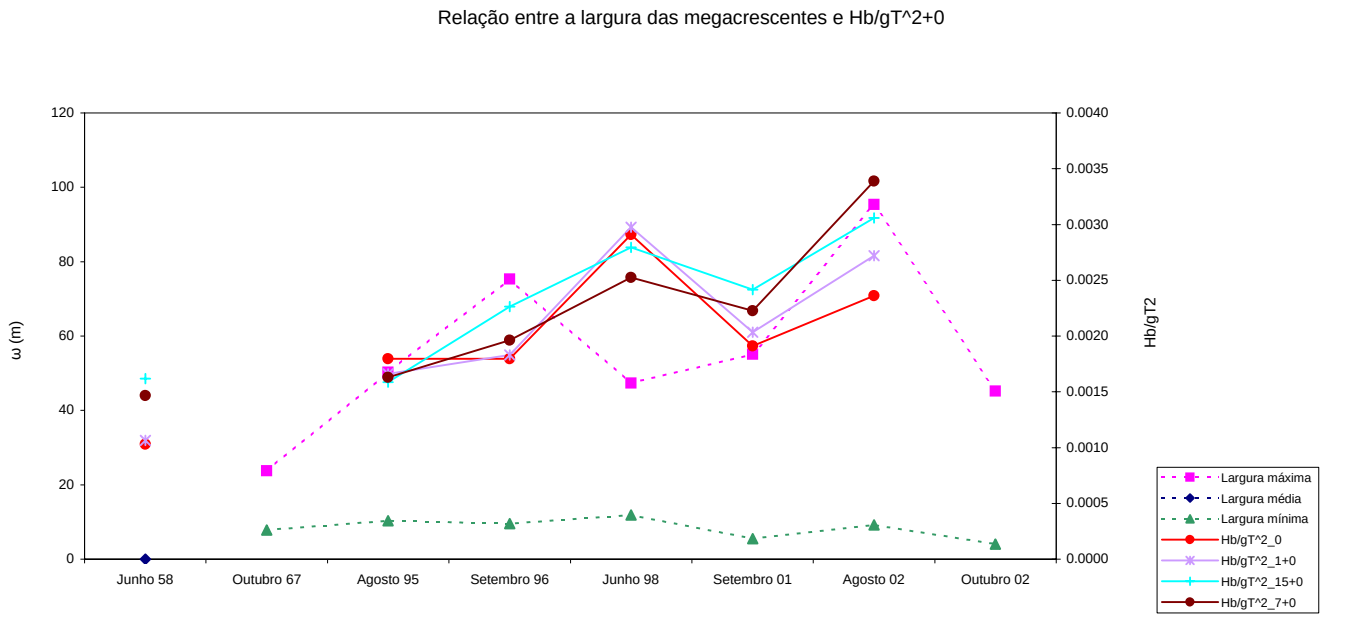


Figura D181 - Relação entre a largura das megacrescentes e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



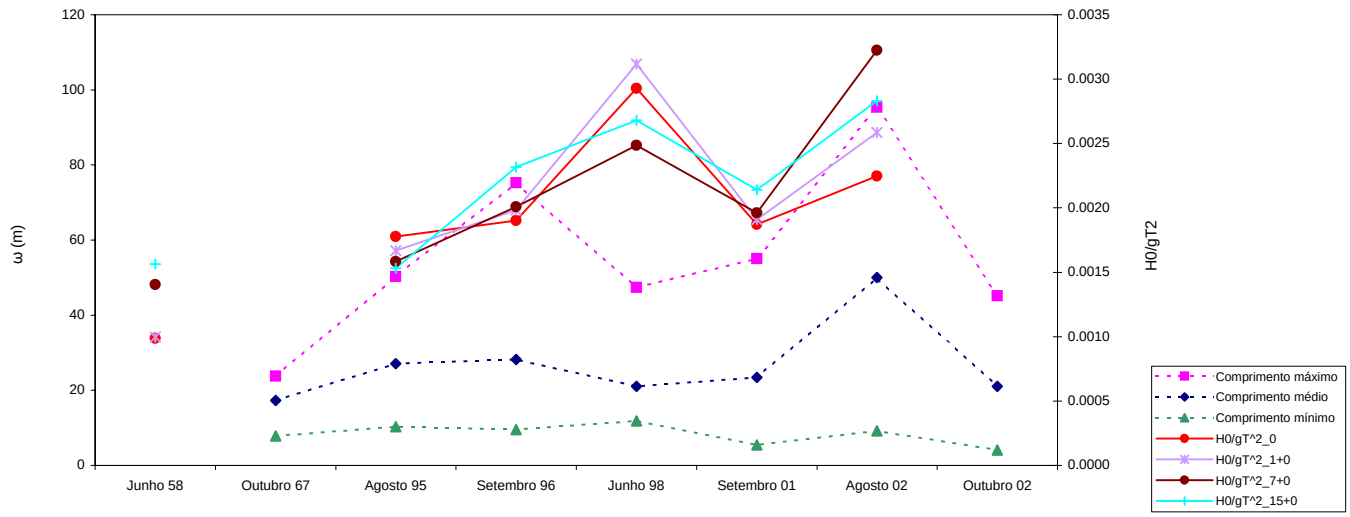


Figura D182 - Relação entre a largura das megacrescentes e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994

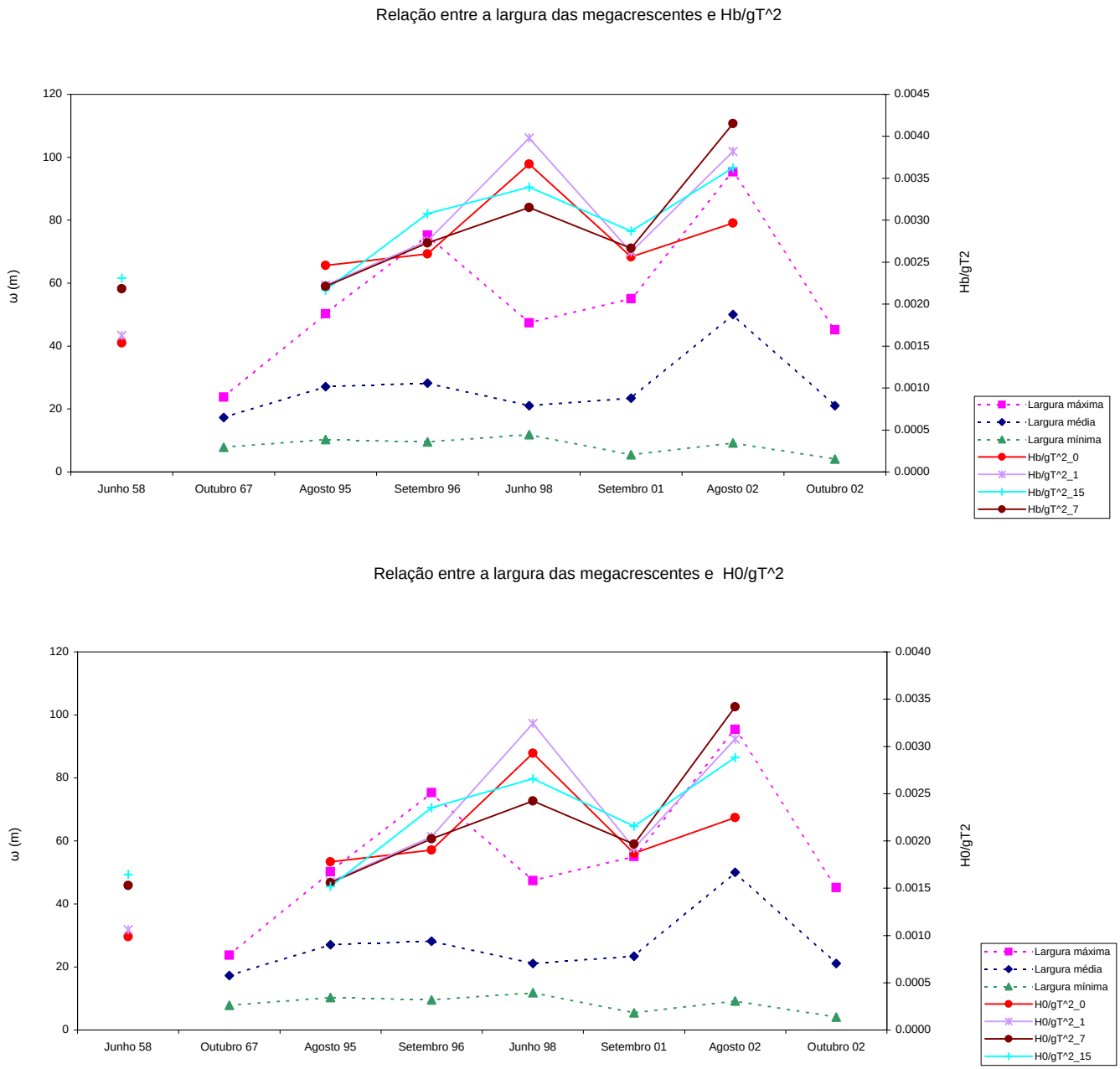
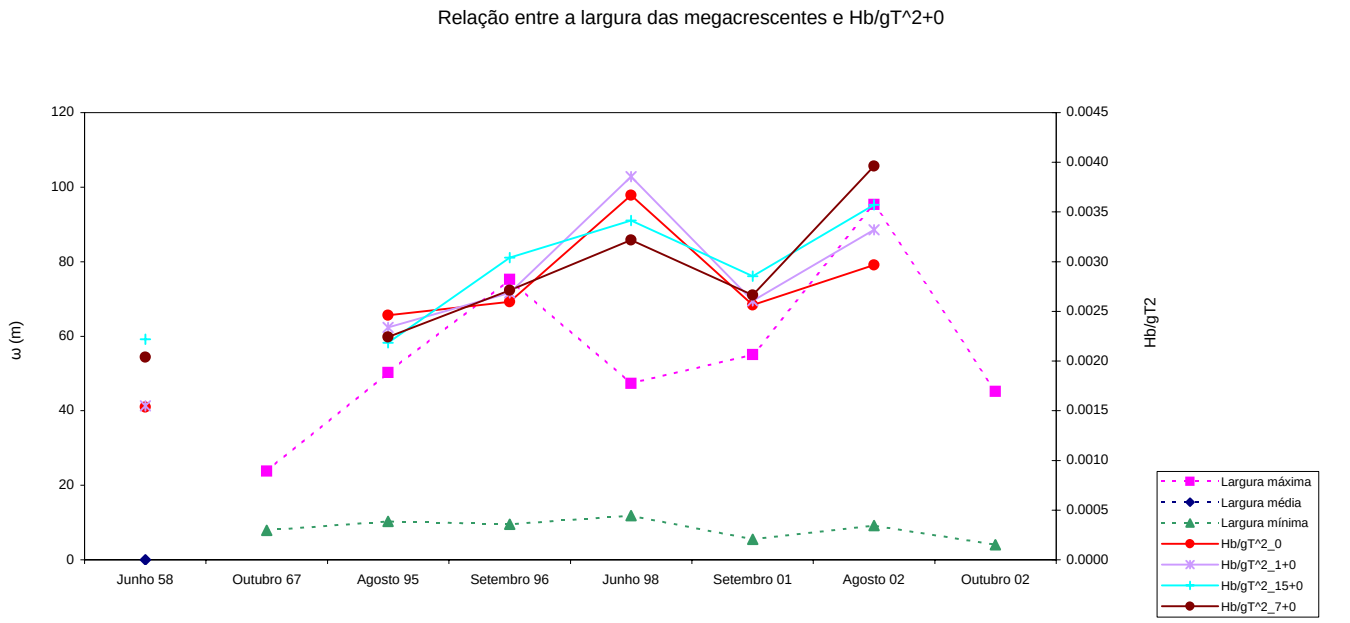


Figura D185 - Relação entre a largura das megacrescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



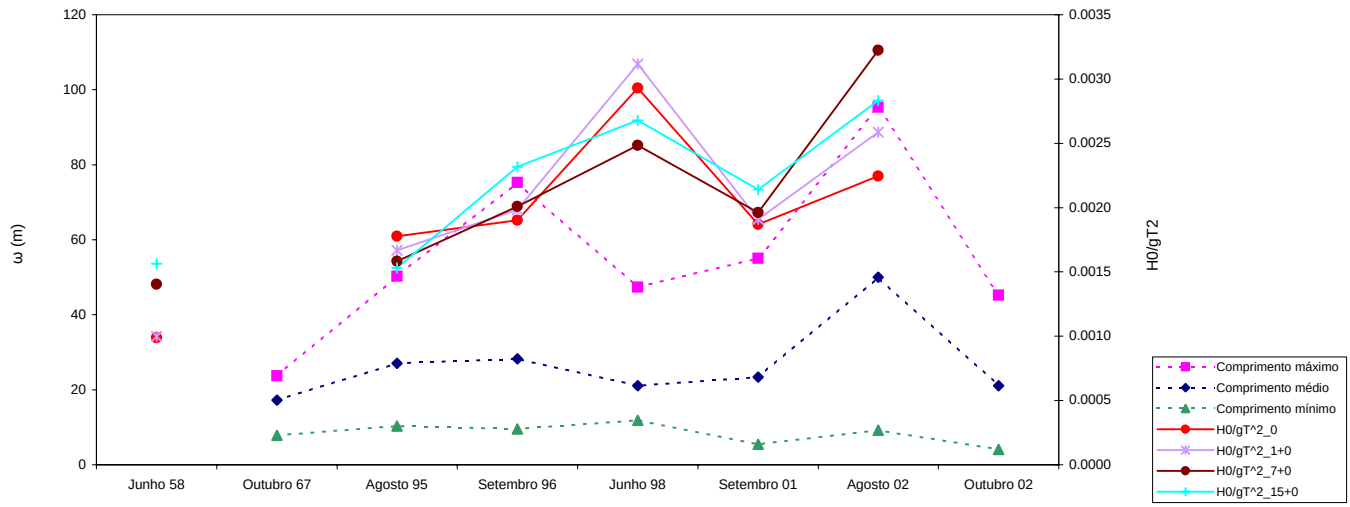


Figura D186 - Relação entre a largura das megacrescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

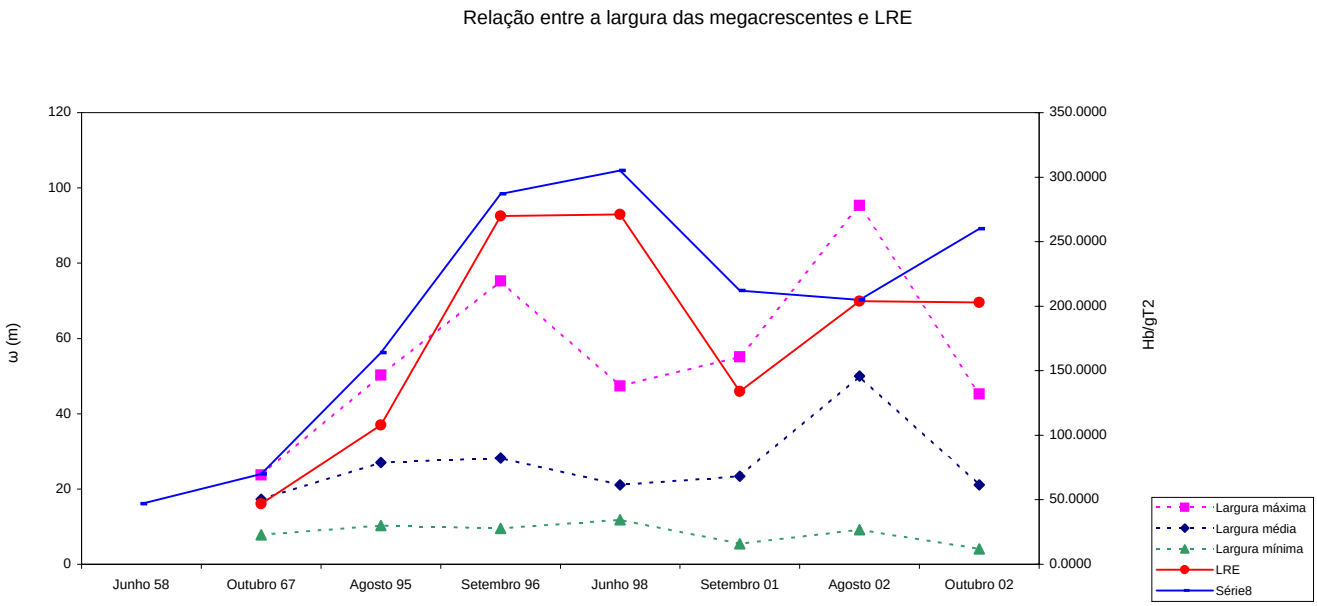


Figura D162 - Relação entre a largura das megacrescentes e LRE

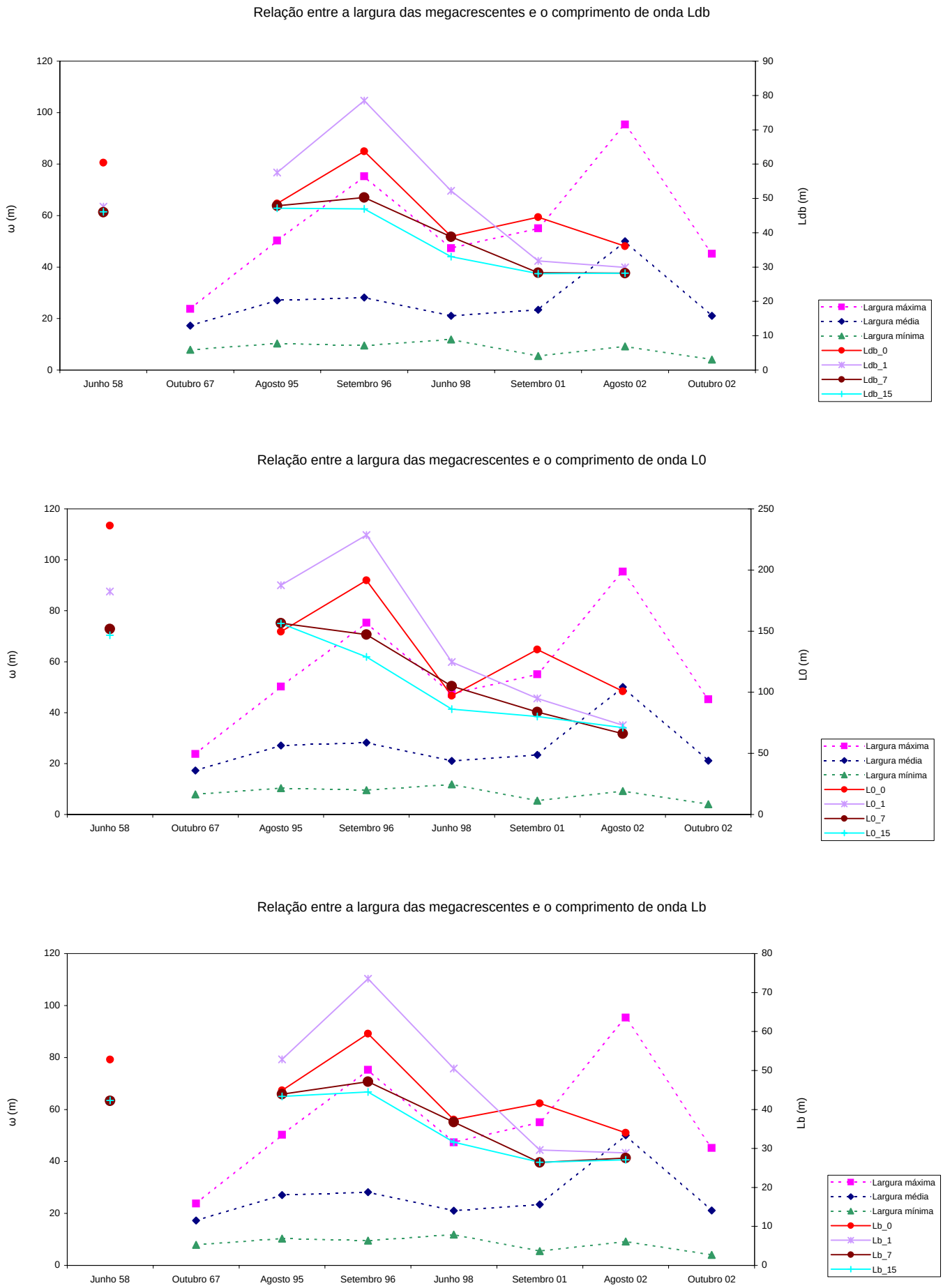
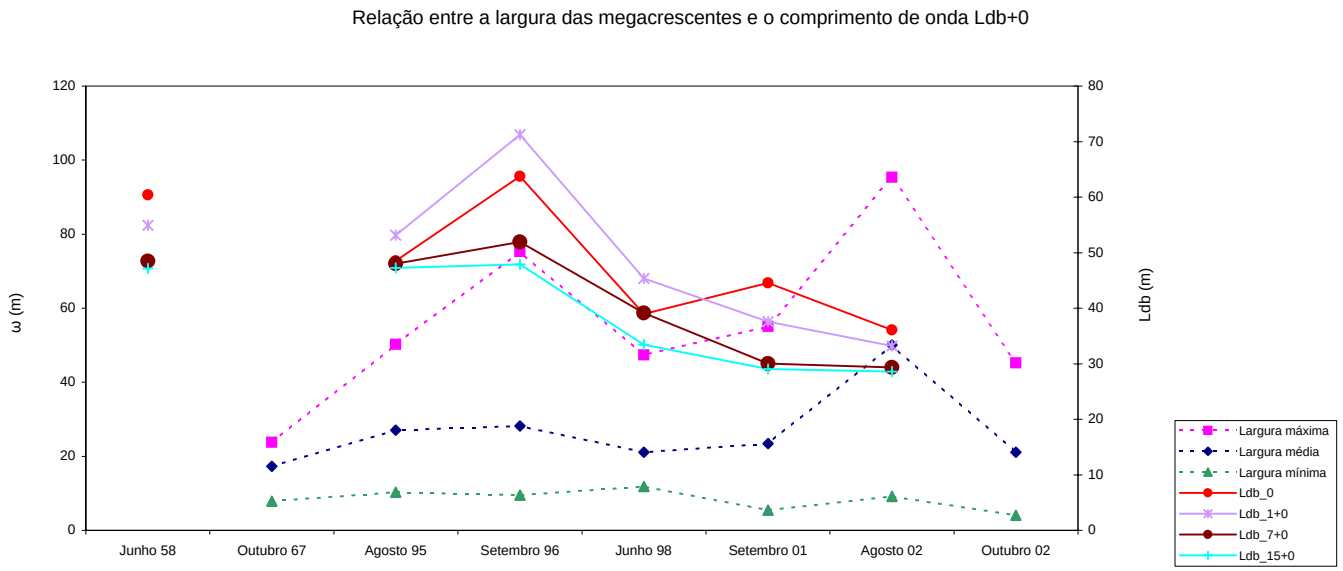
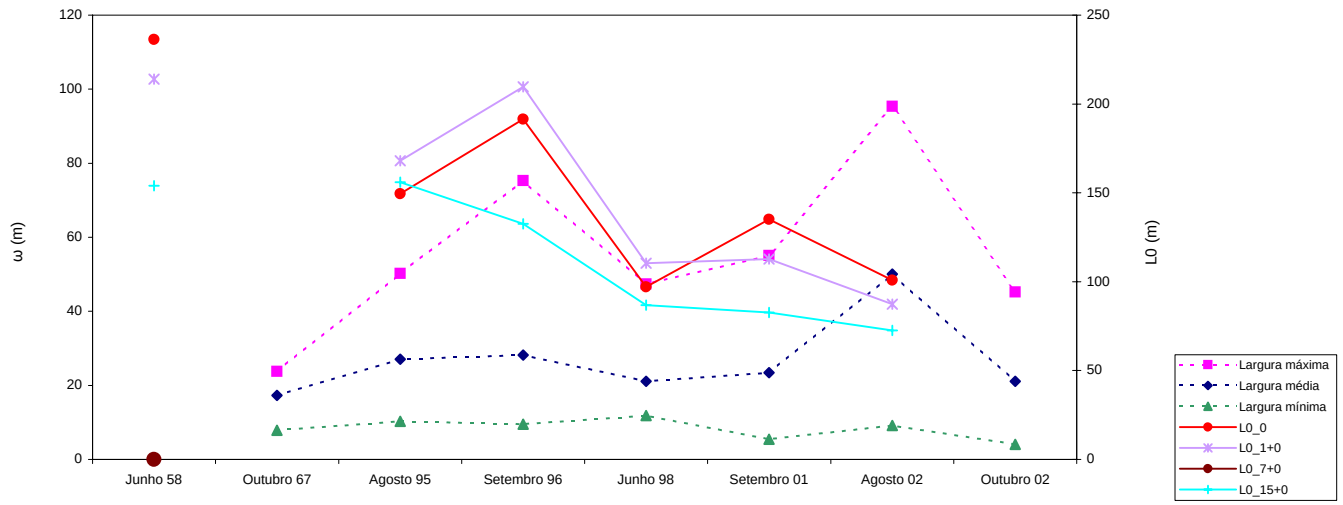


Figura D159 - Relação entre a largura das megacrescentes e o comprimento de onda





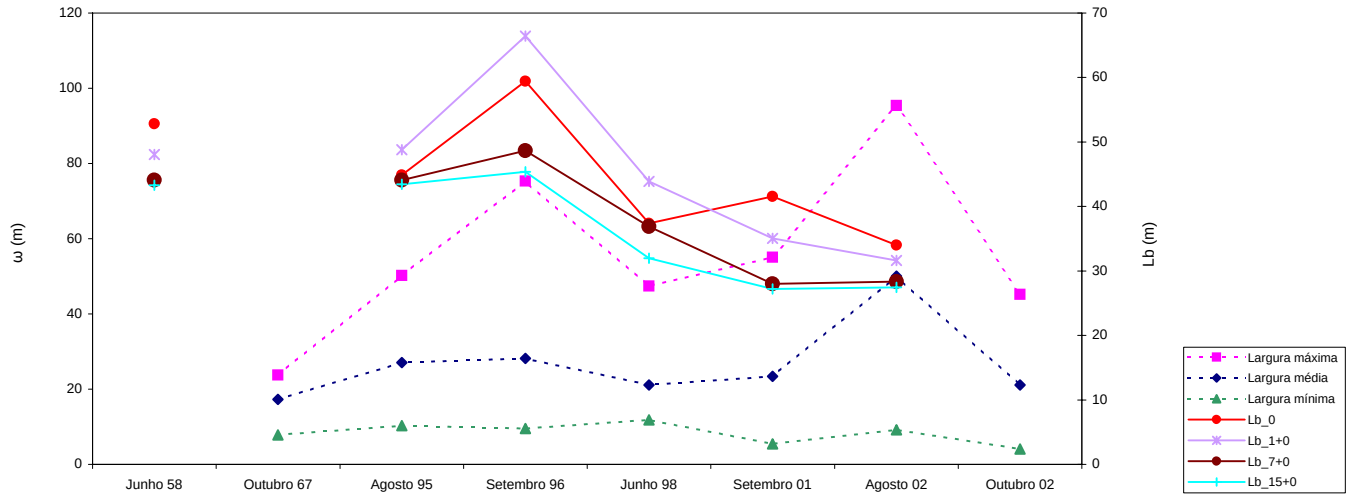
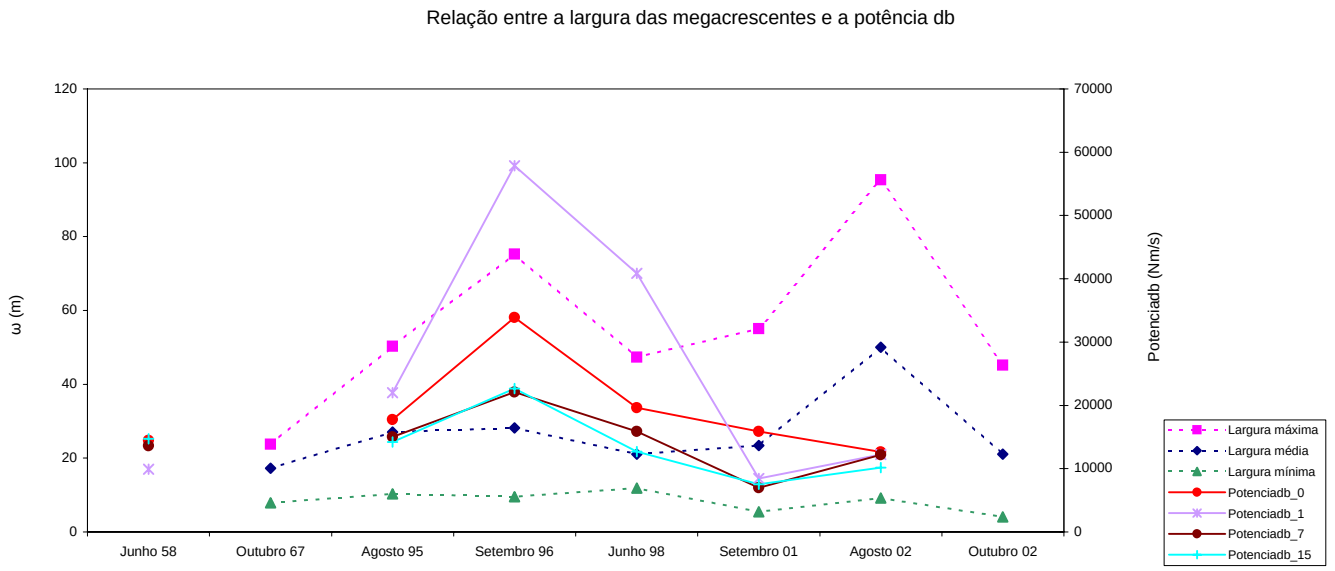
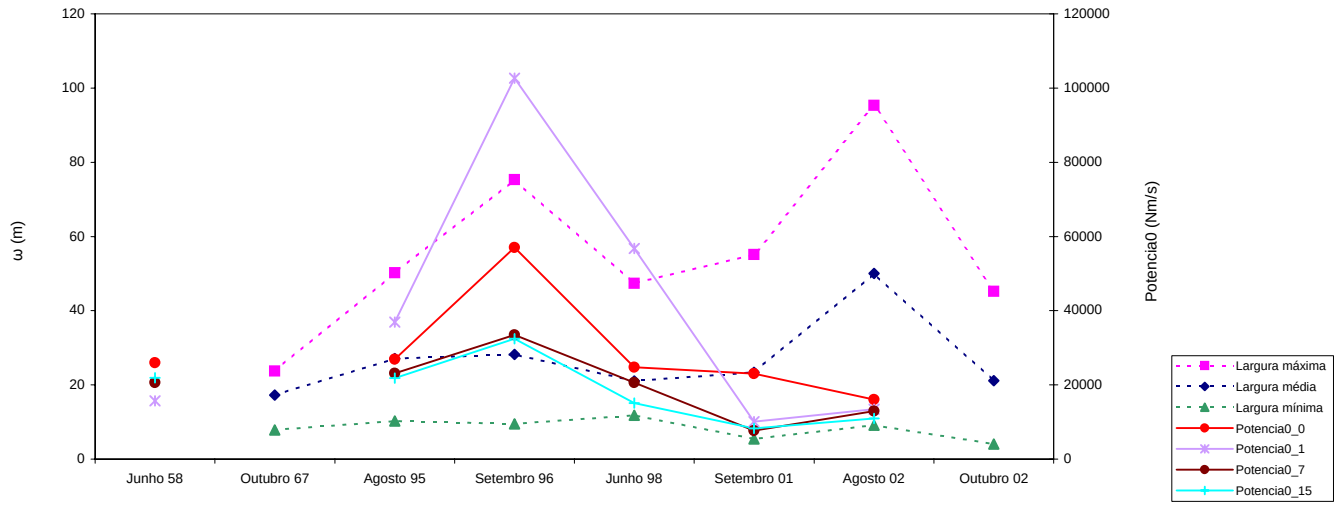


Figura D160 - Relação entre a largura das megacrescentes e o comprimento de onda





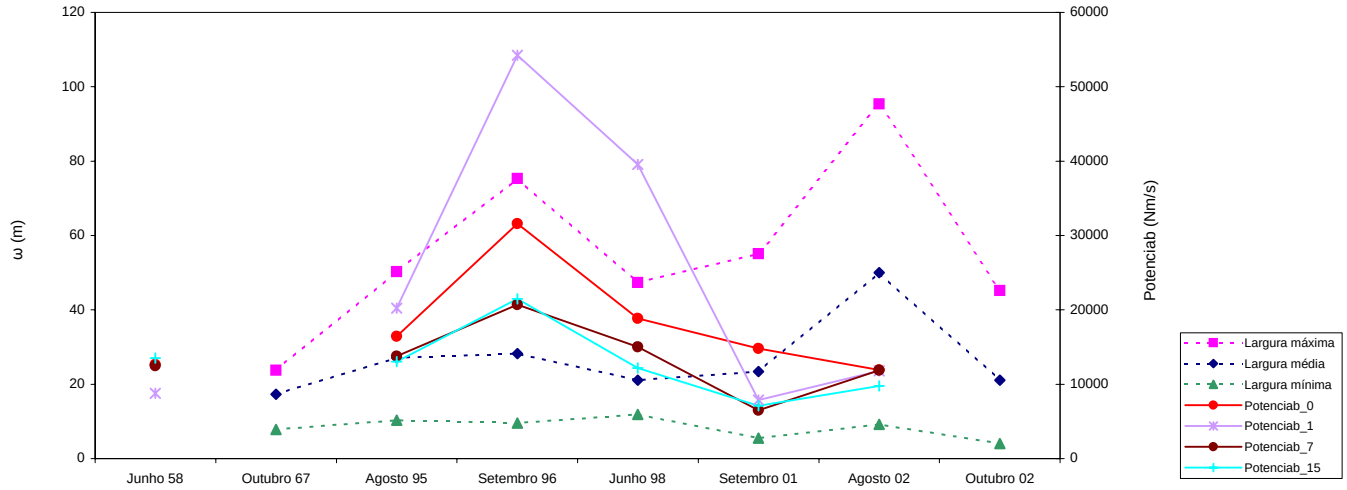
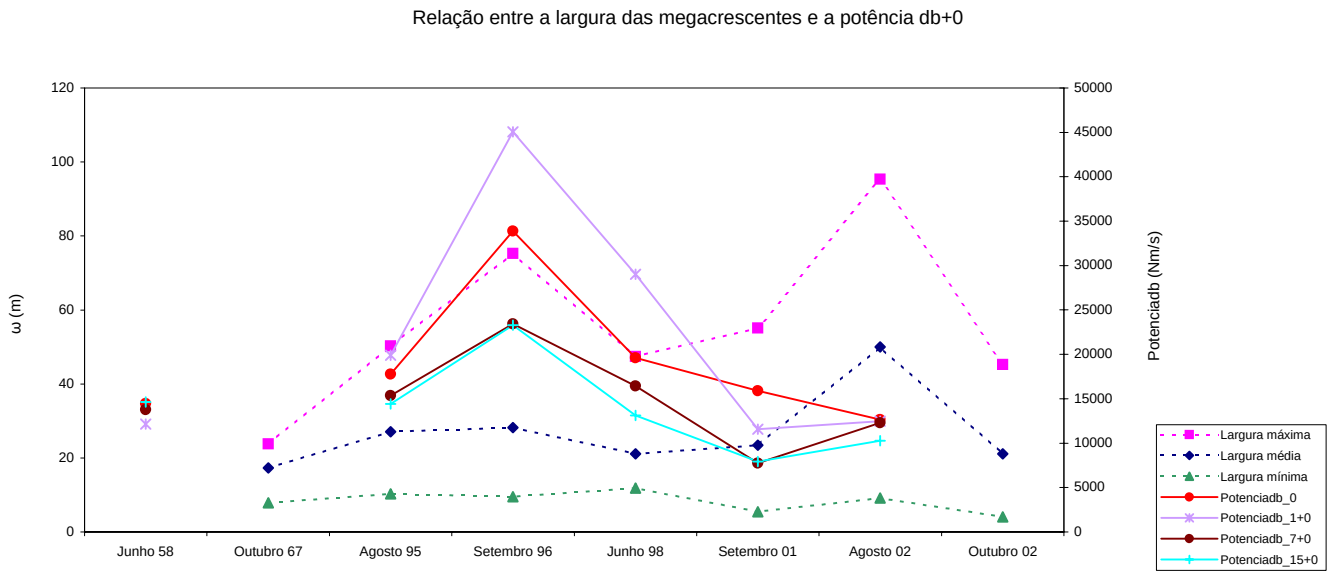
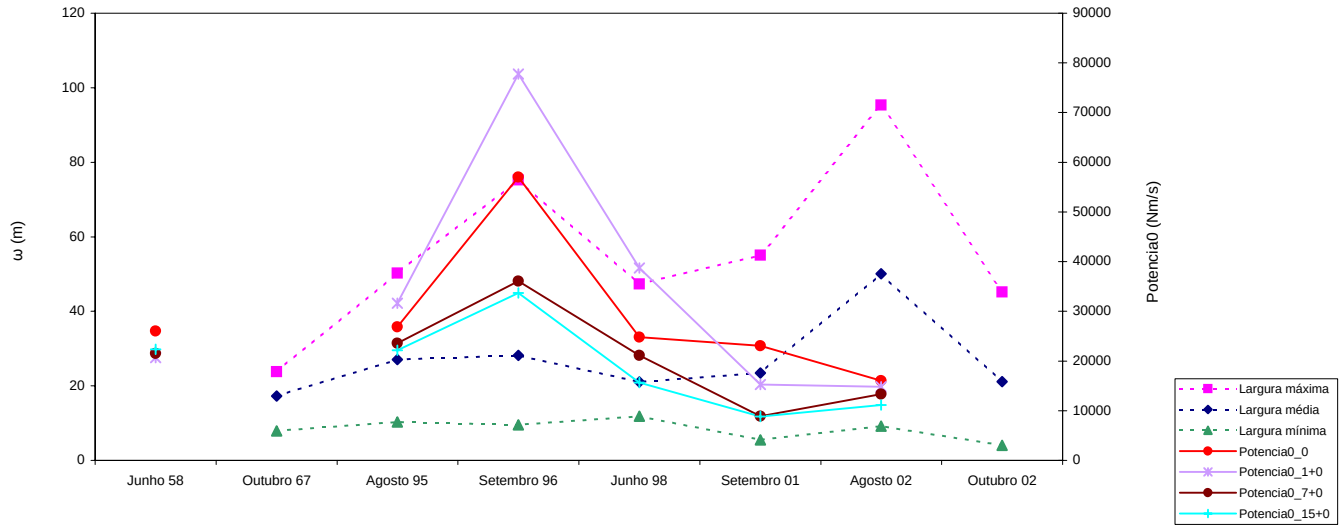


Figura D173 - Relação entre a largura das megacrescentes e a potência - Teixeira, 1994





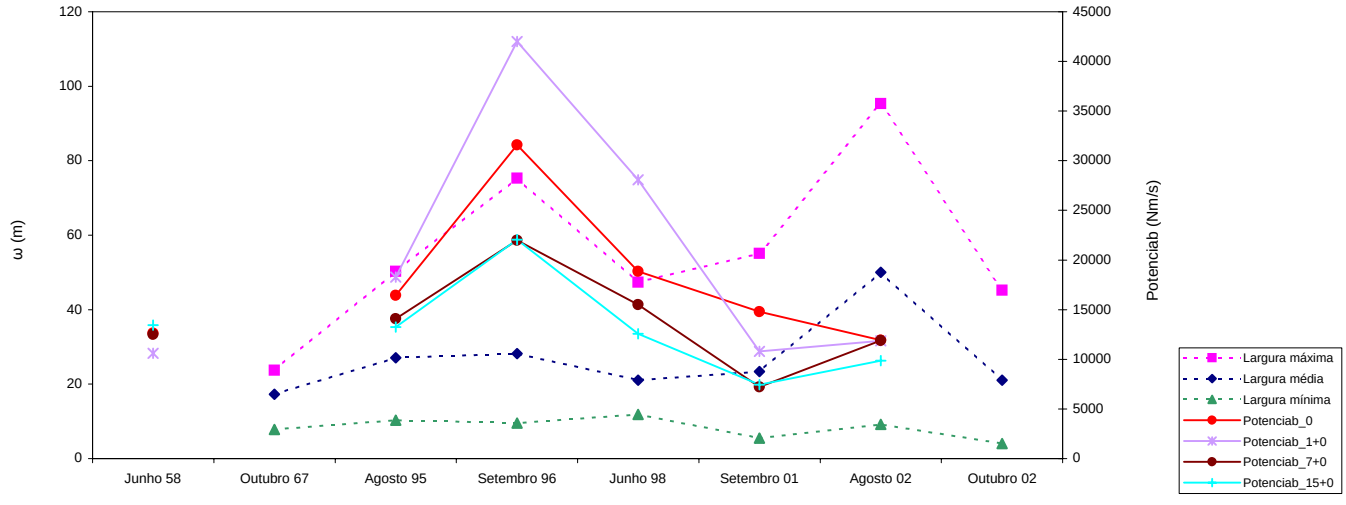
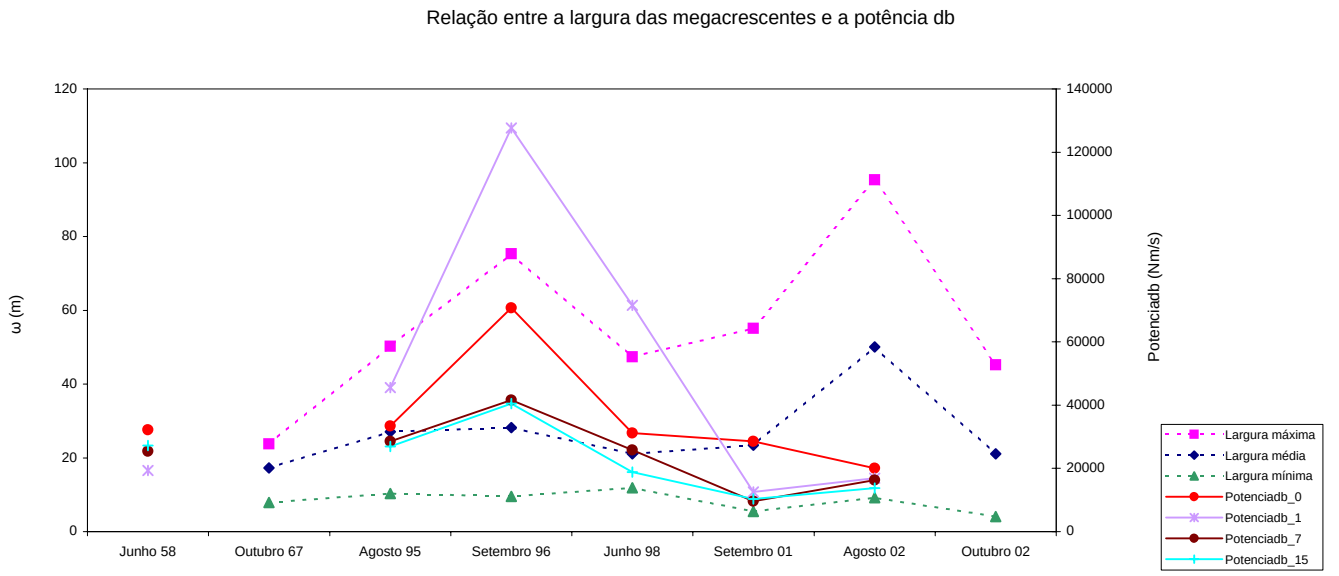
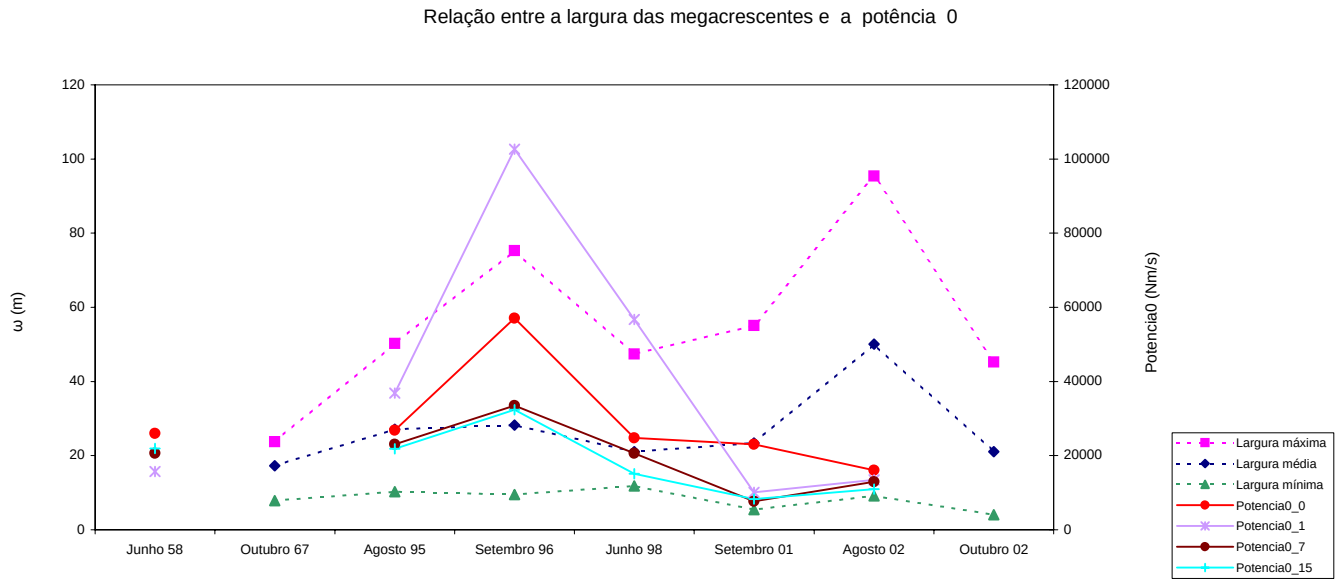


Figura D174 - Relação entre a largura das megacrescentes e a potência - Teixeira, 1994





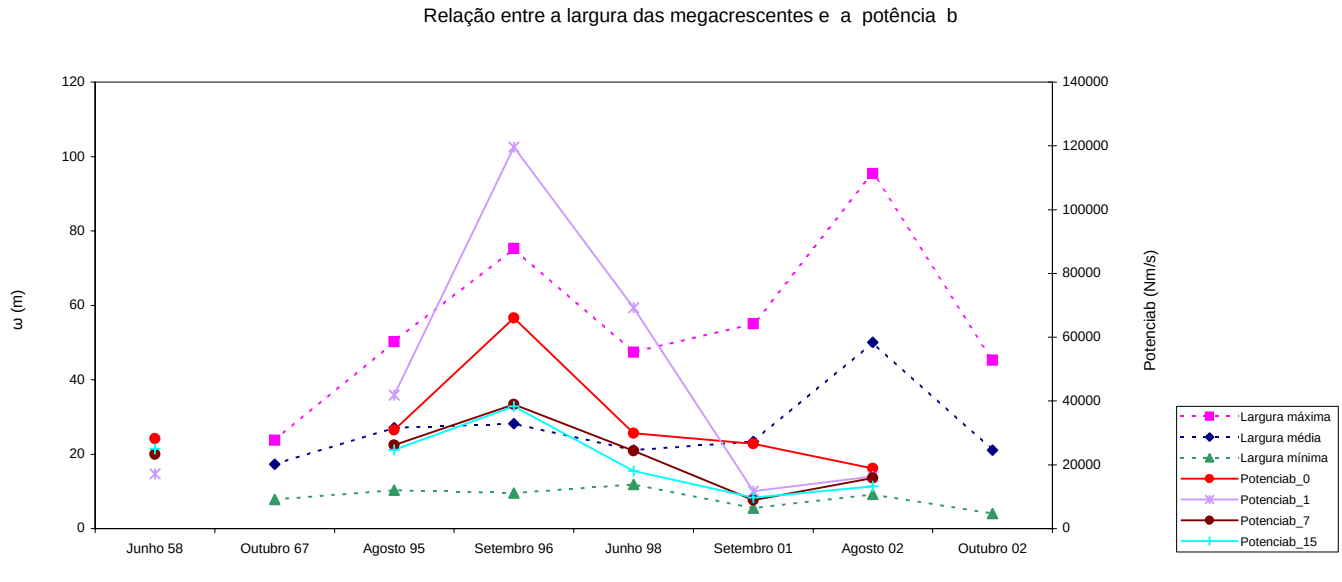


Figura D177 - Relação entre a largura das megacrescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974

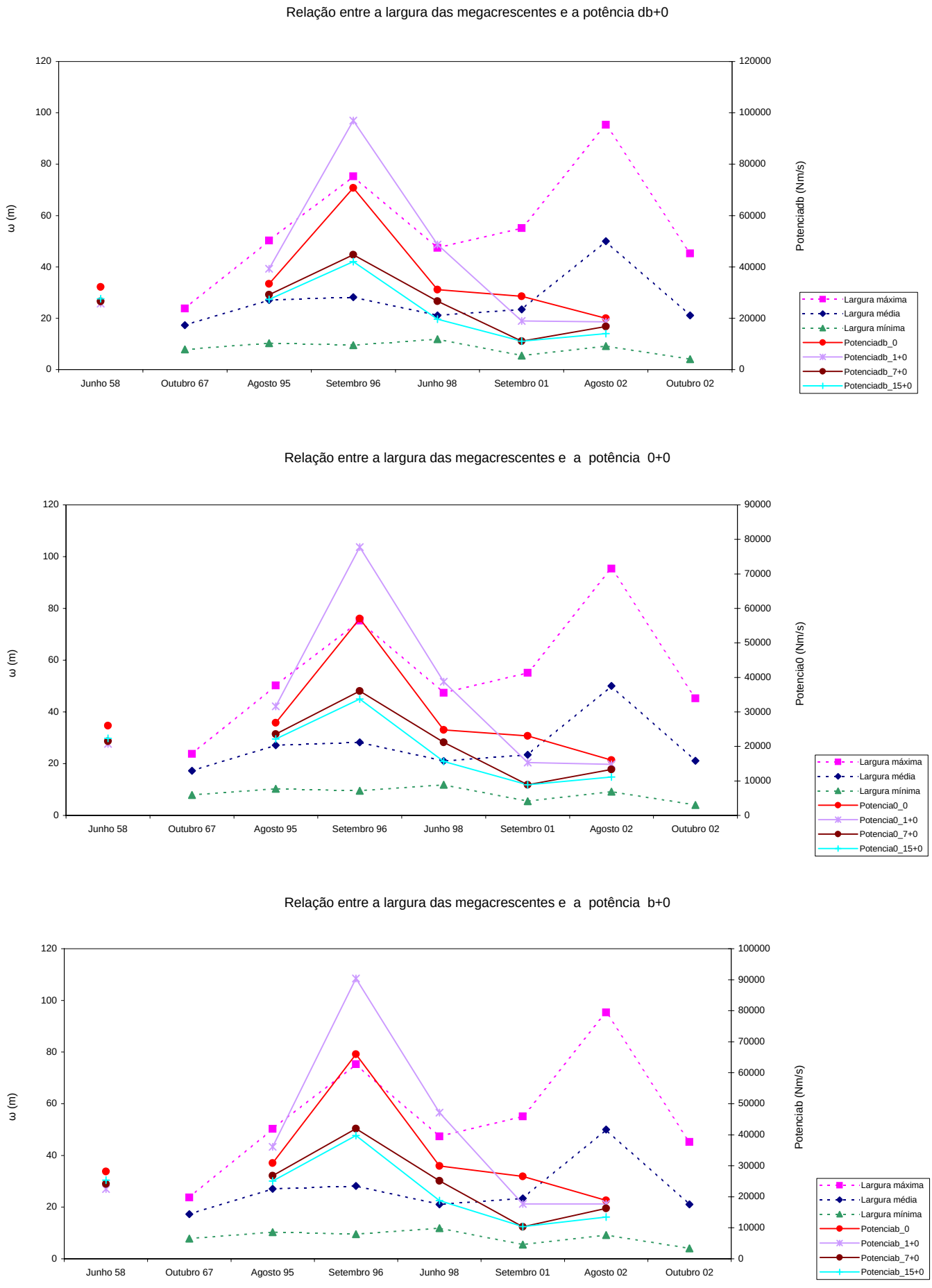
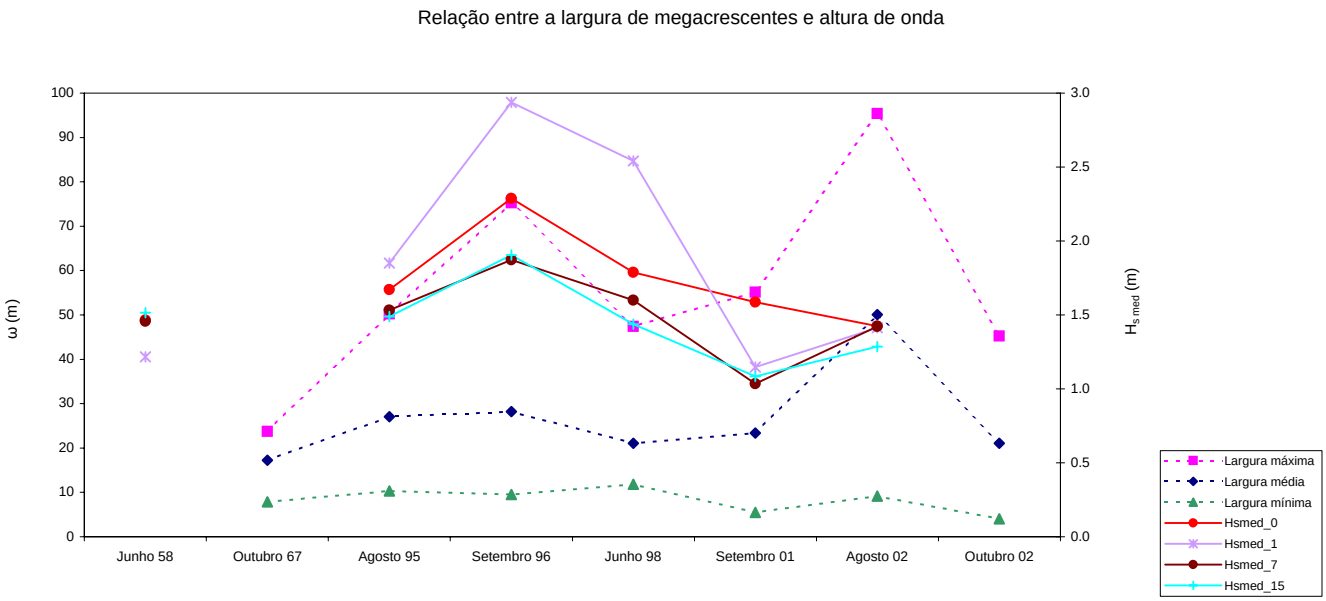
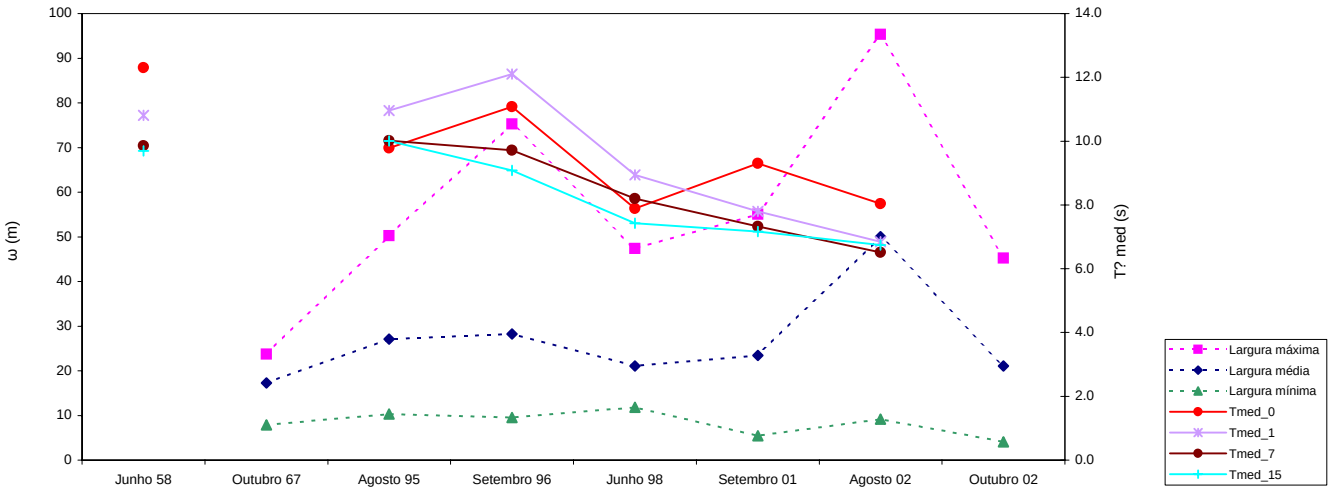


Figura D178 - Relação entre a largura das megacrescentes e a potência - Komar e Gaughan, 1974





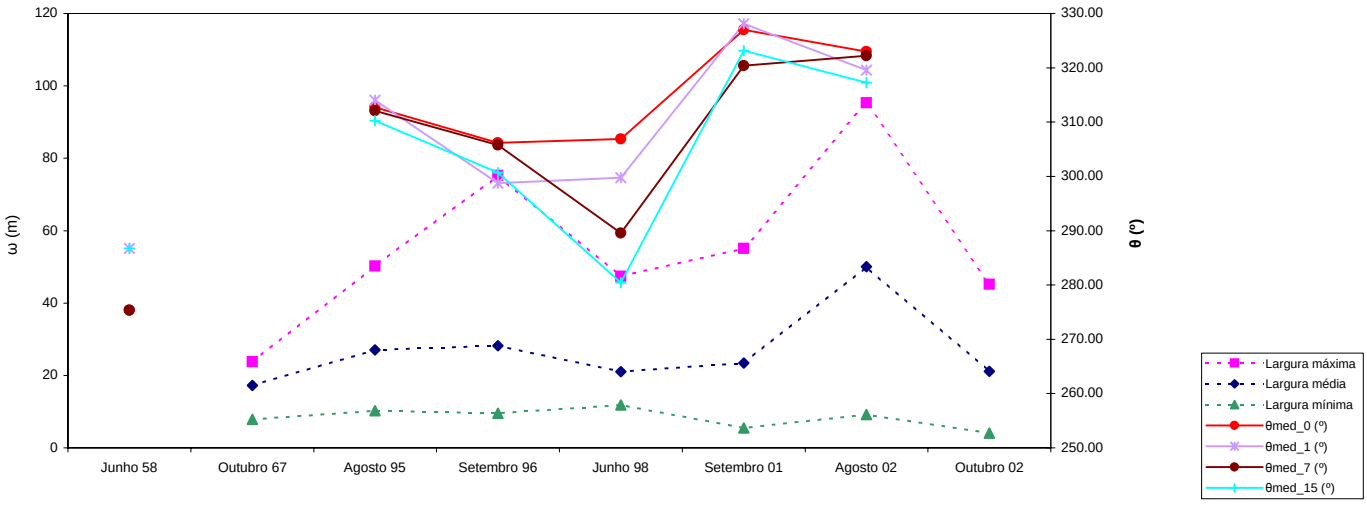
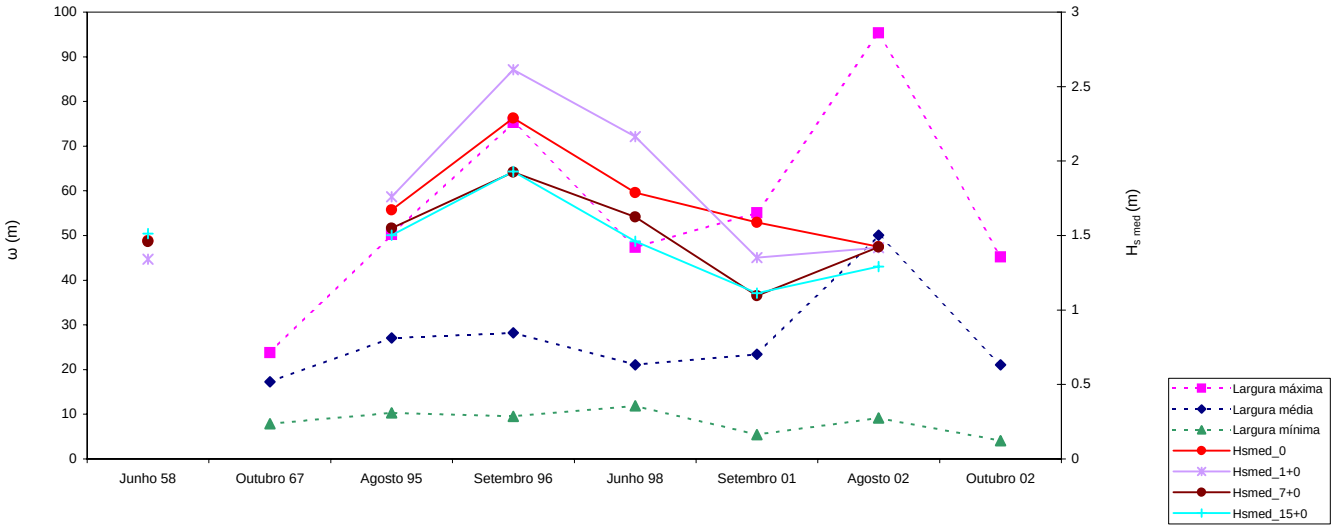
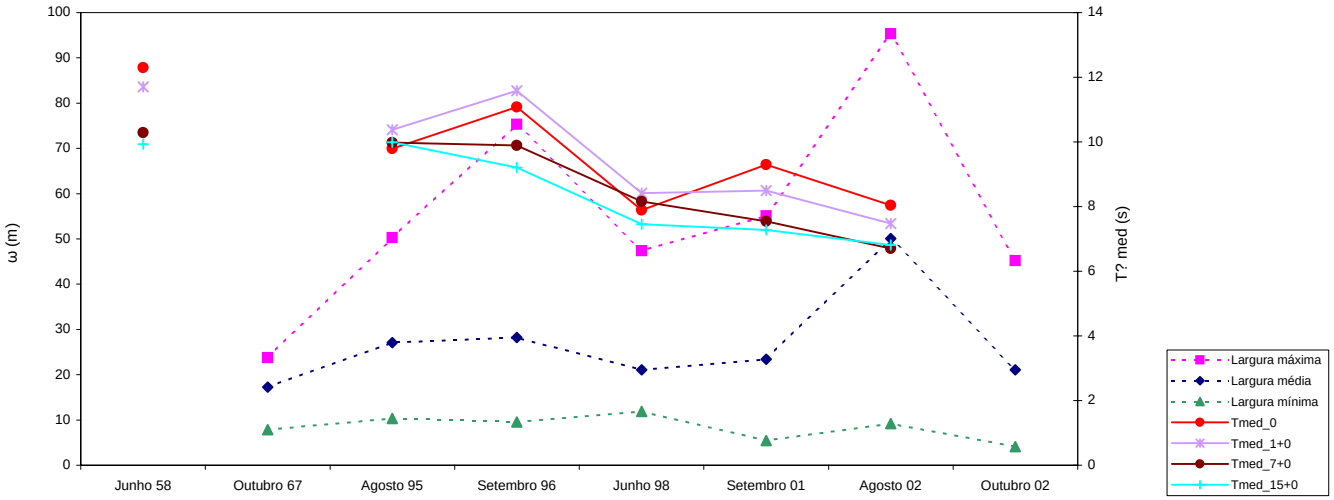


Figura D155 - Relação entre a largura de megacrescentes e altura de onda

Relação entre a largura de megacrescentes e altura de onda+0



Relação entre a largura de megacrescentes e o periodo+0



Relação entre a largura de megacrescentes e altura de onda+0

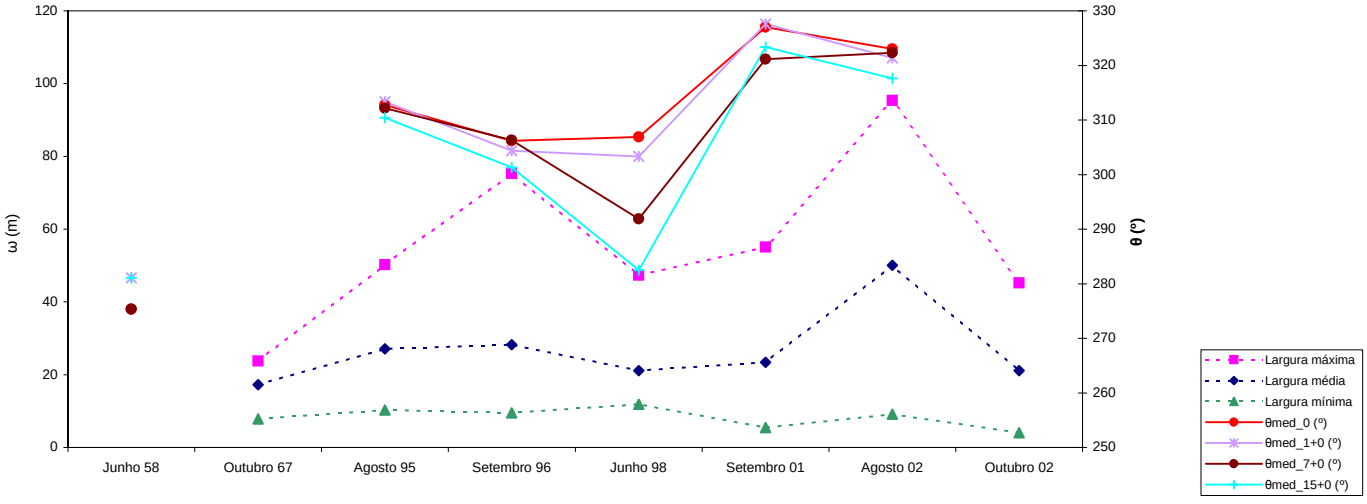
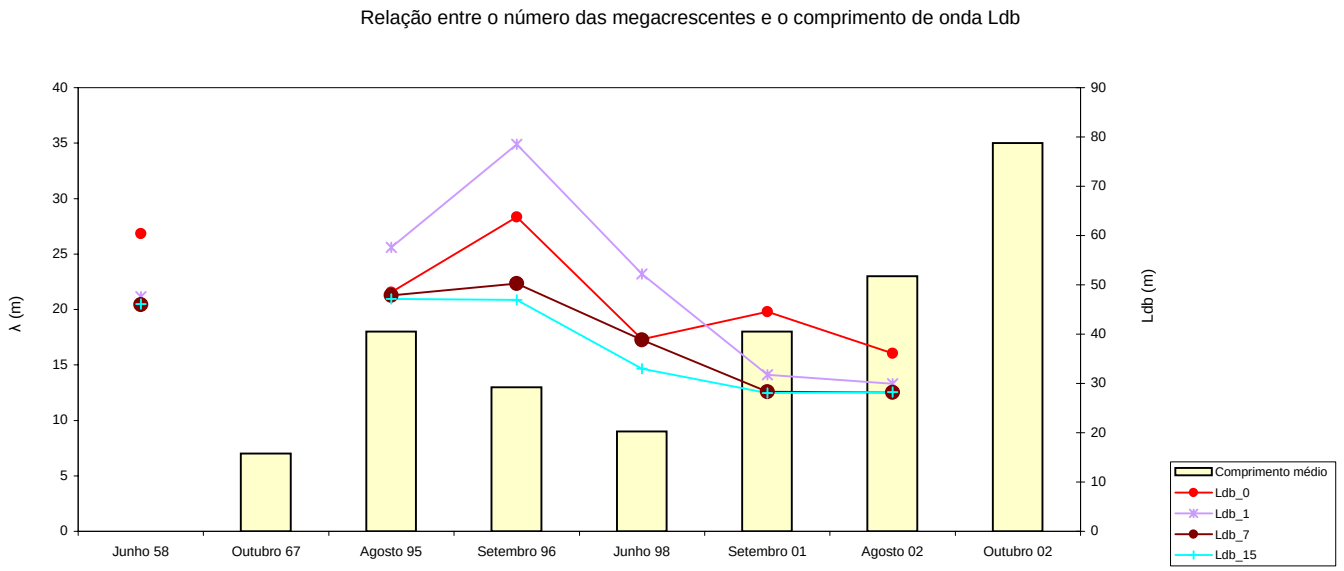
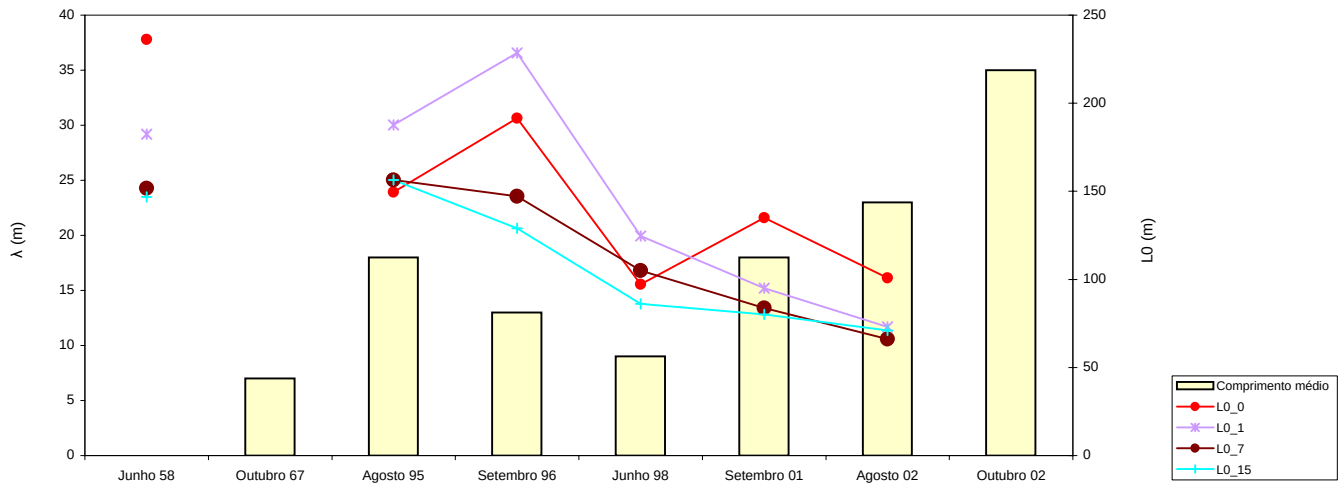


Figura D156 - Relação entre a largura de megacrescentes e altura de onda





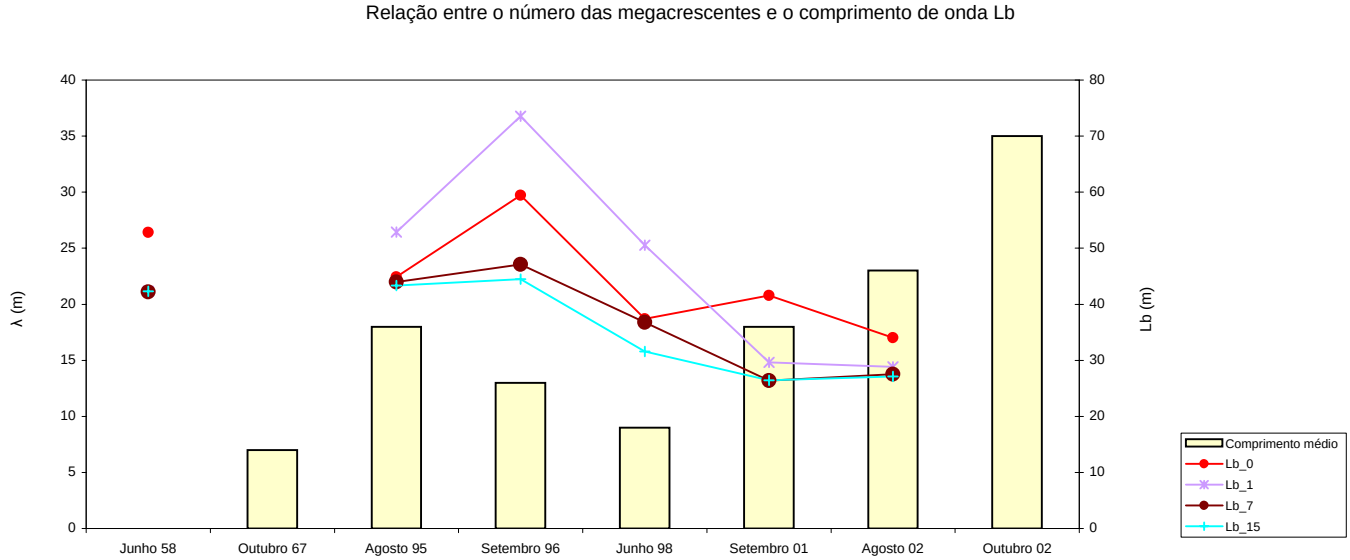


Figura D 136 - Relação entre o número das megacrescentes e o comprimento de onda

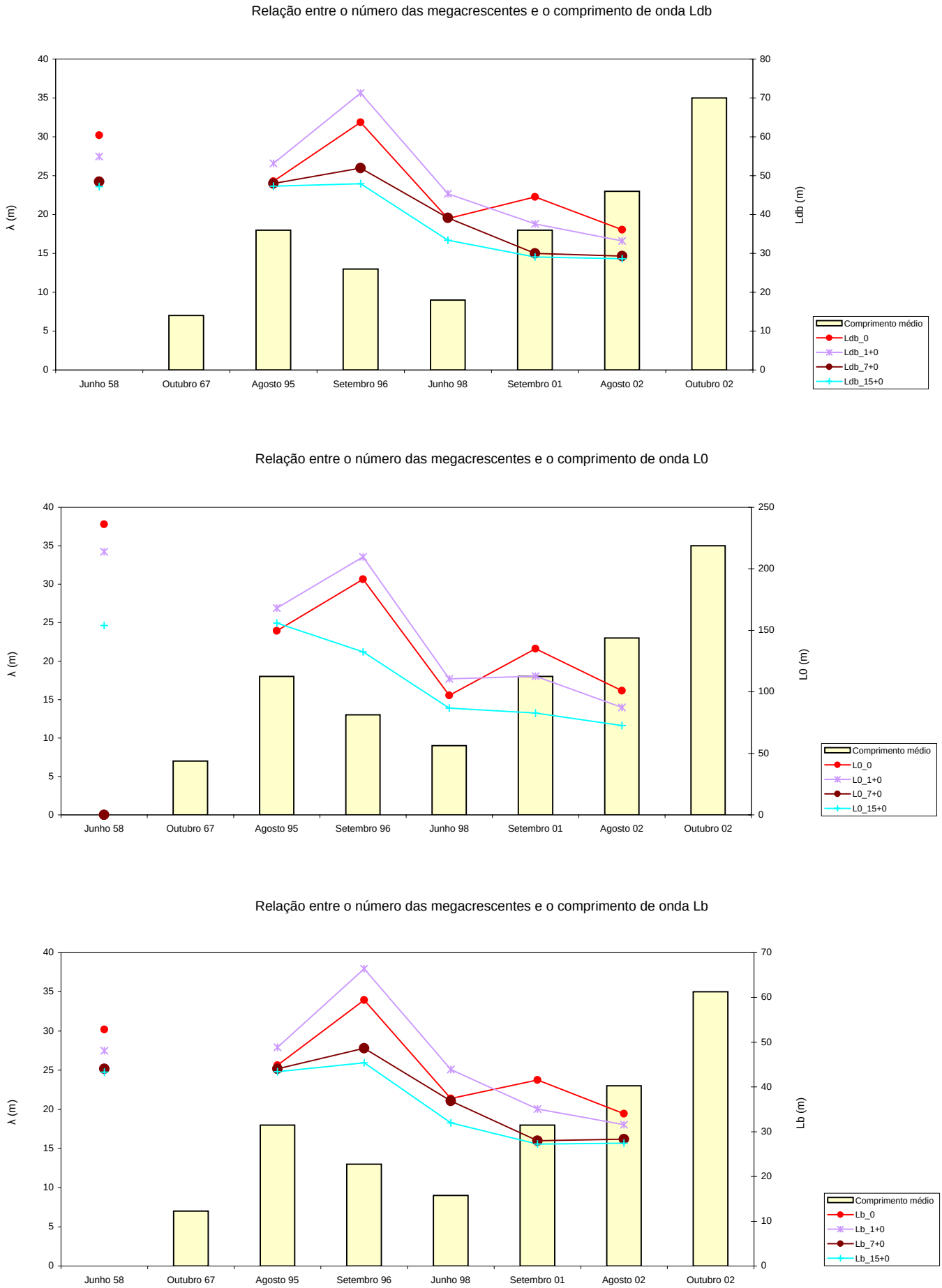


Figura D 136 - Relação entre o número das megacrescentes e o comprimento de onda

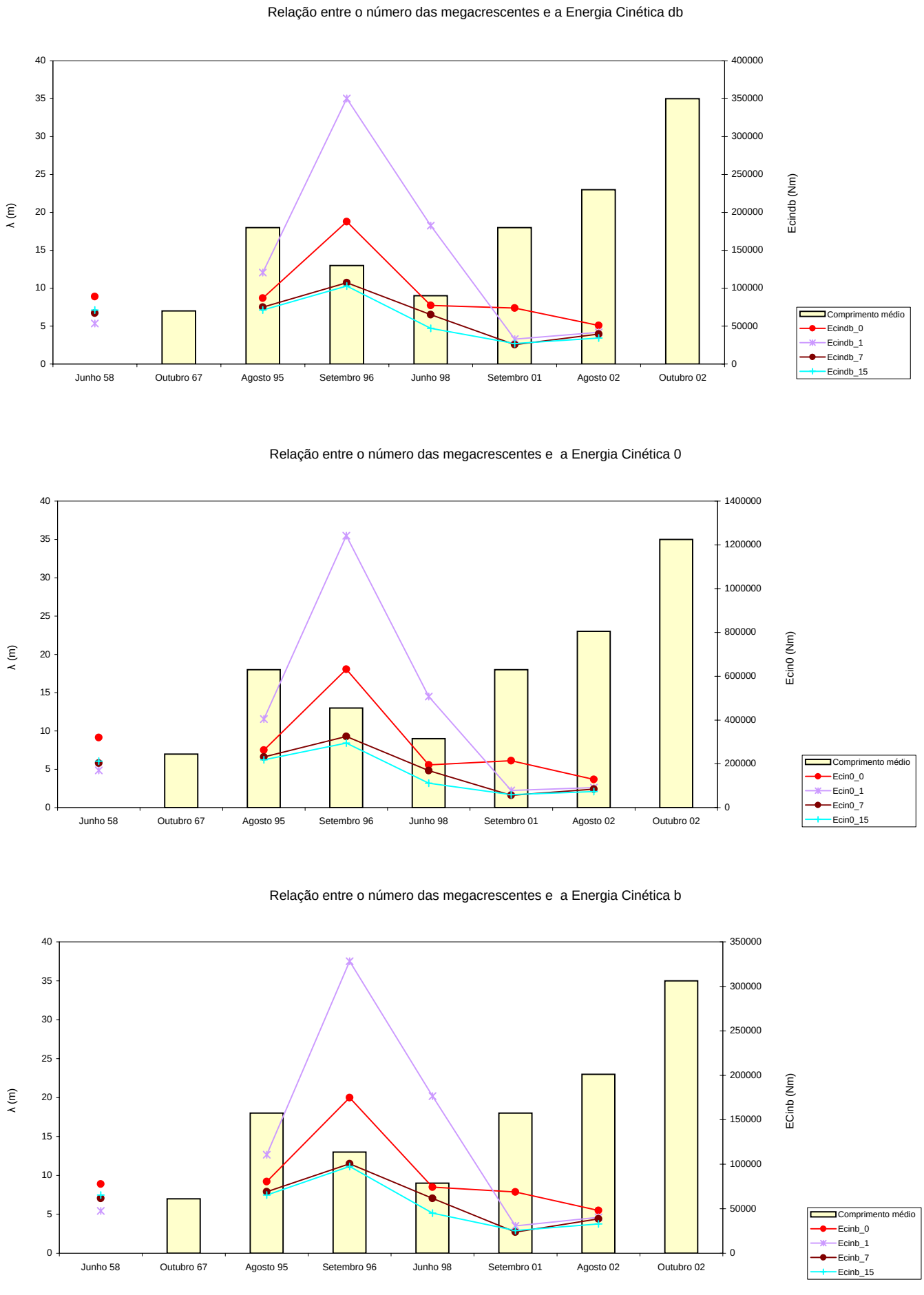
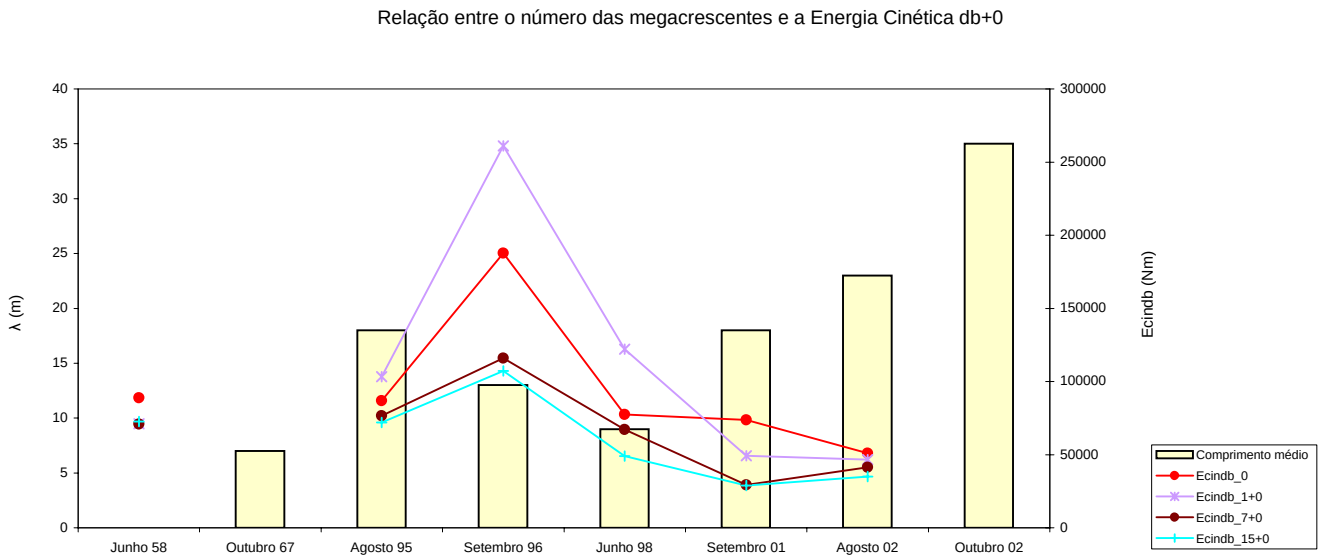
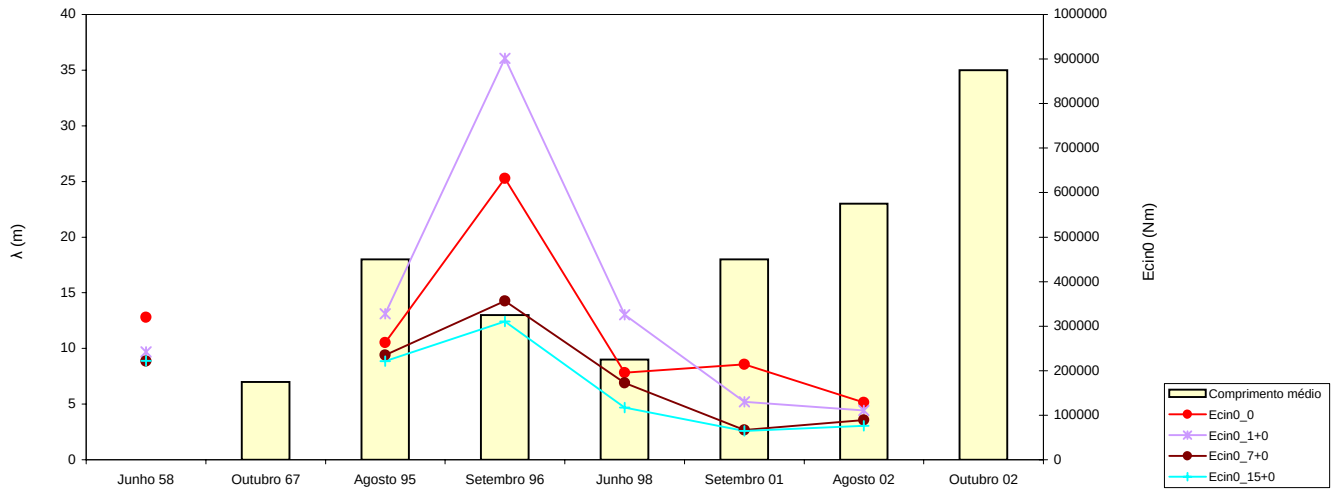


Figura D139 - Relação entre o número das megacrescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994





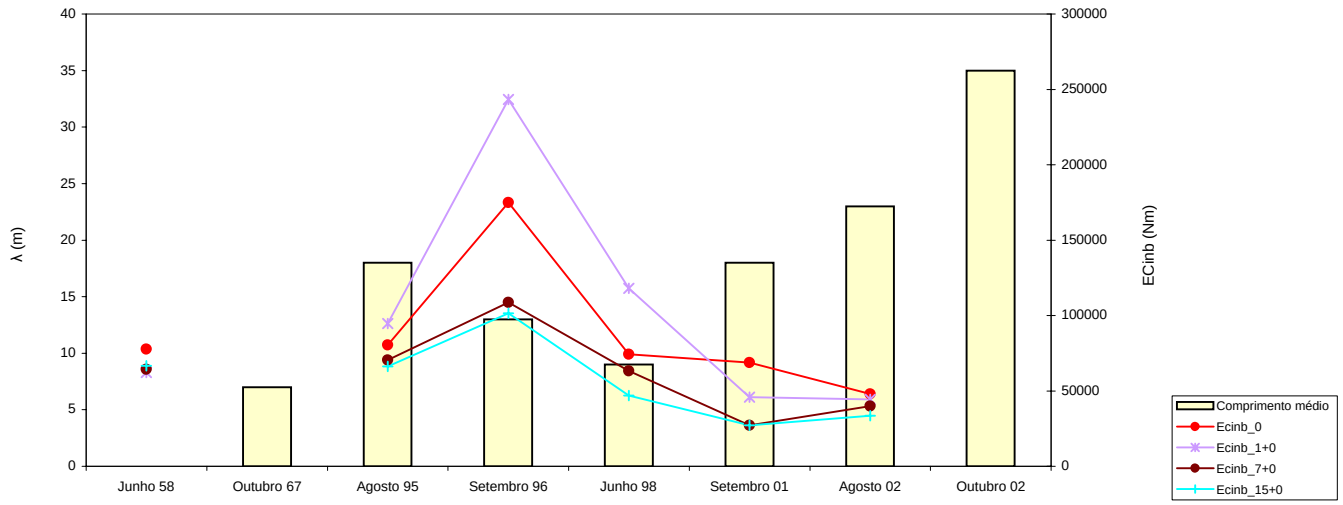


Figura D140 - Relação entre o número das megacrescentes e a energia cinética - Teixeira, 1994

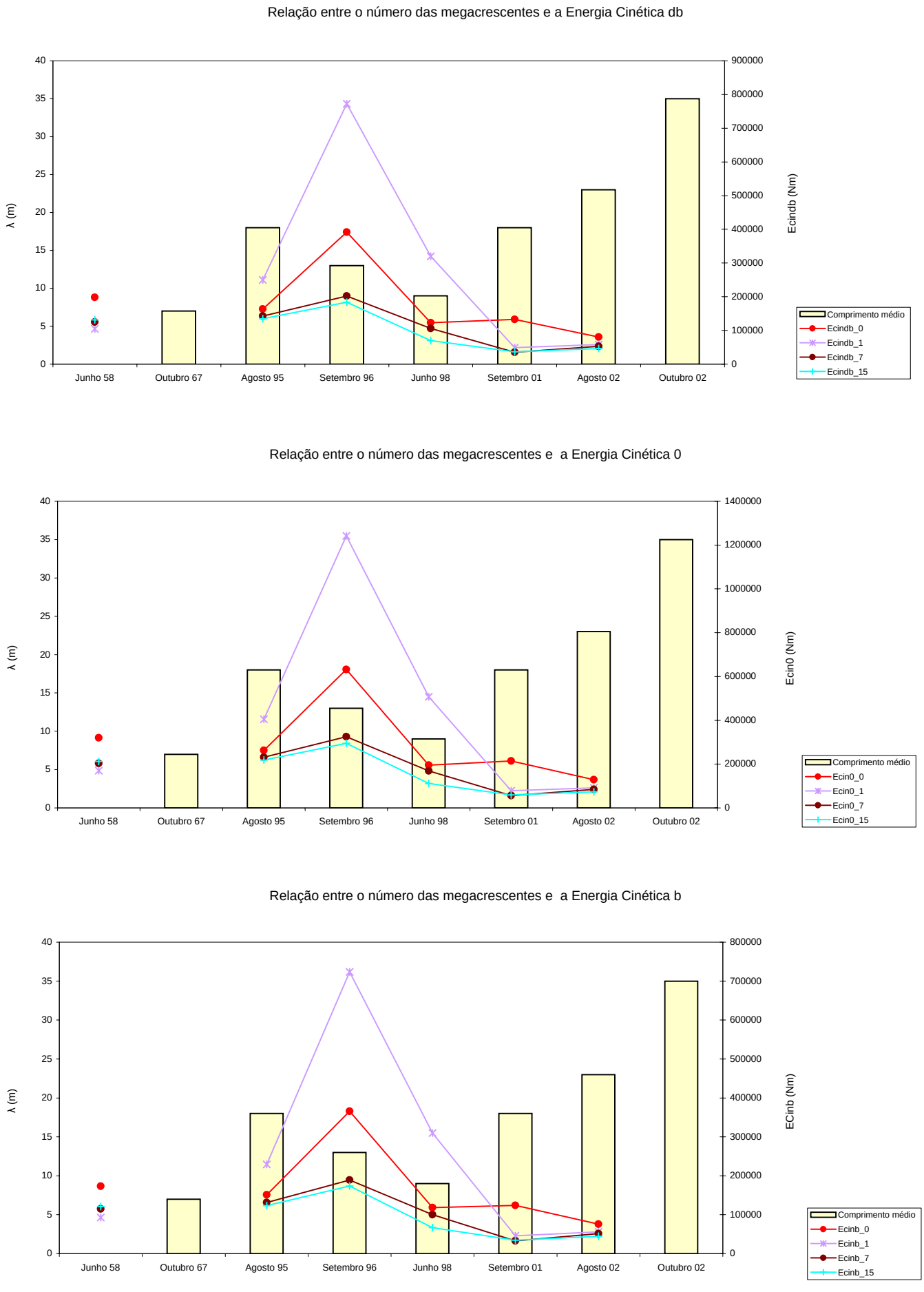


Figura D141 - Relação entre o número das megacrescentes e a energia cinética - Komar e Gaughan,1974

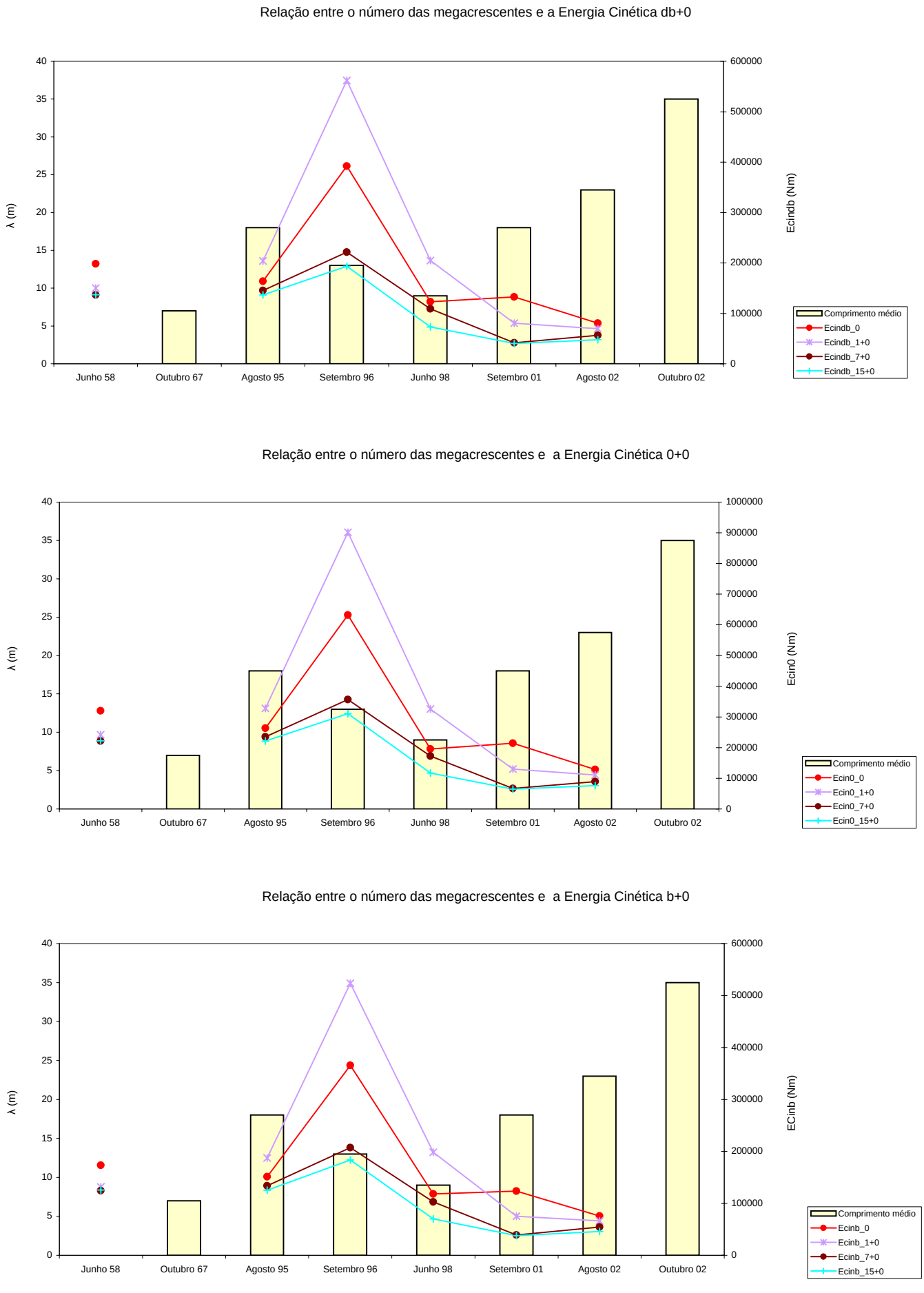


Figura D142 - Relação entre o número das megacrescentes e a energia cinética - Komar e Gaughan,1974

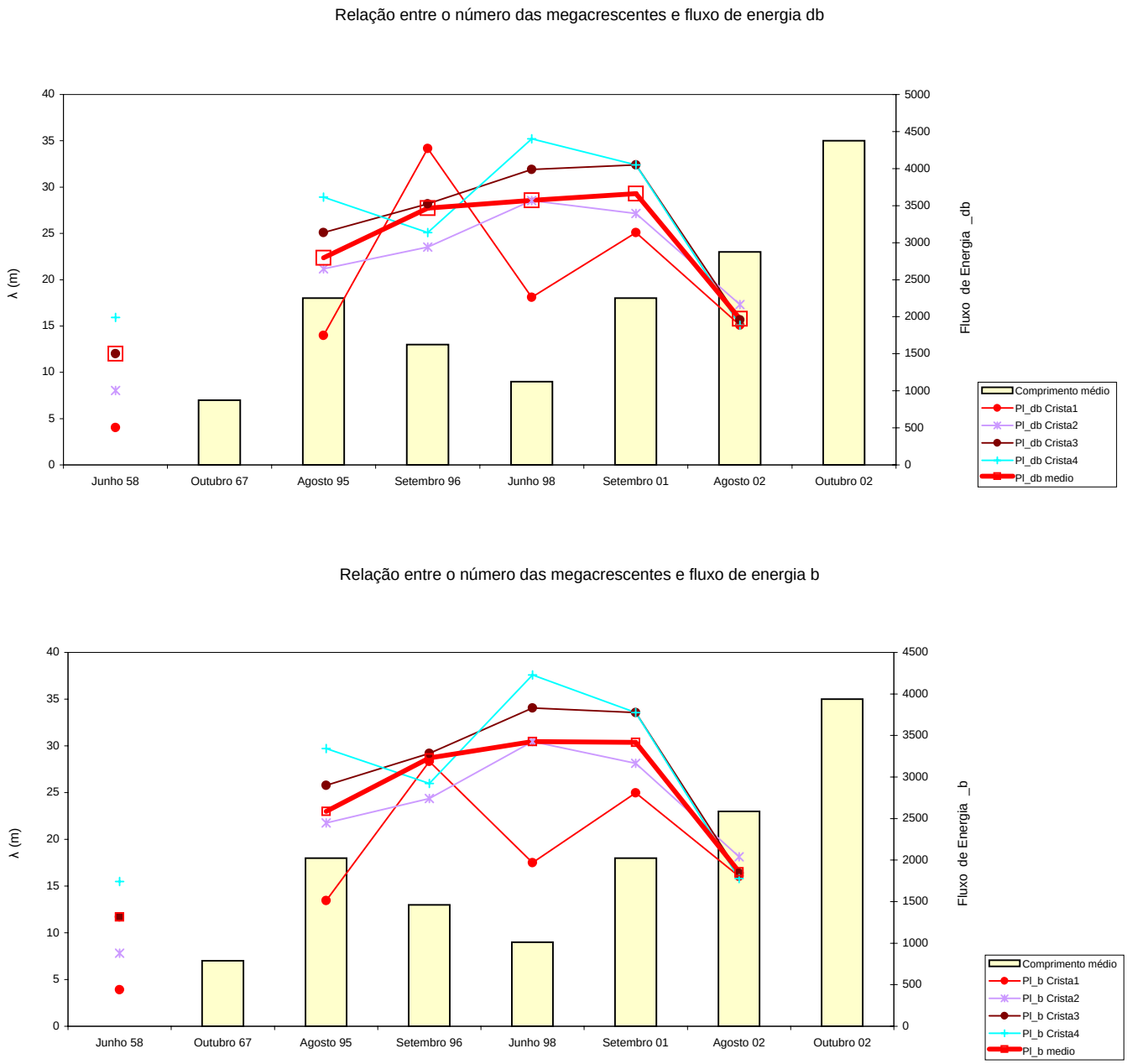


Figura D151 - Relação entre o número das megacrescentes e fluxo de energia

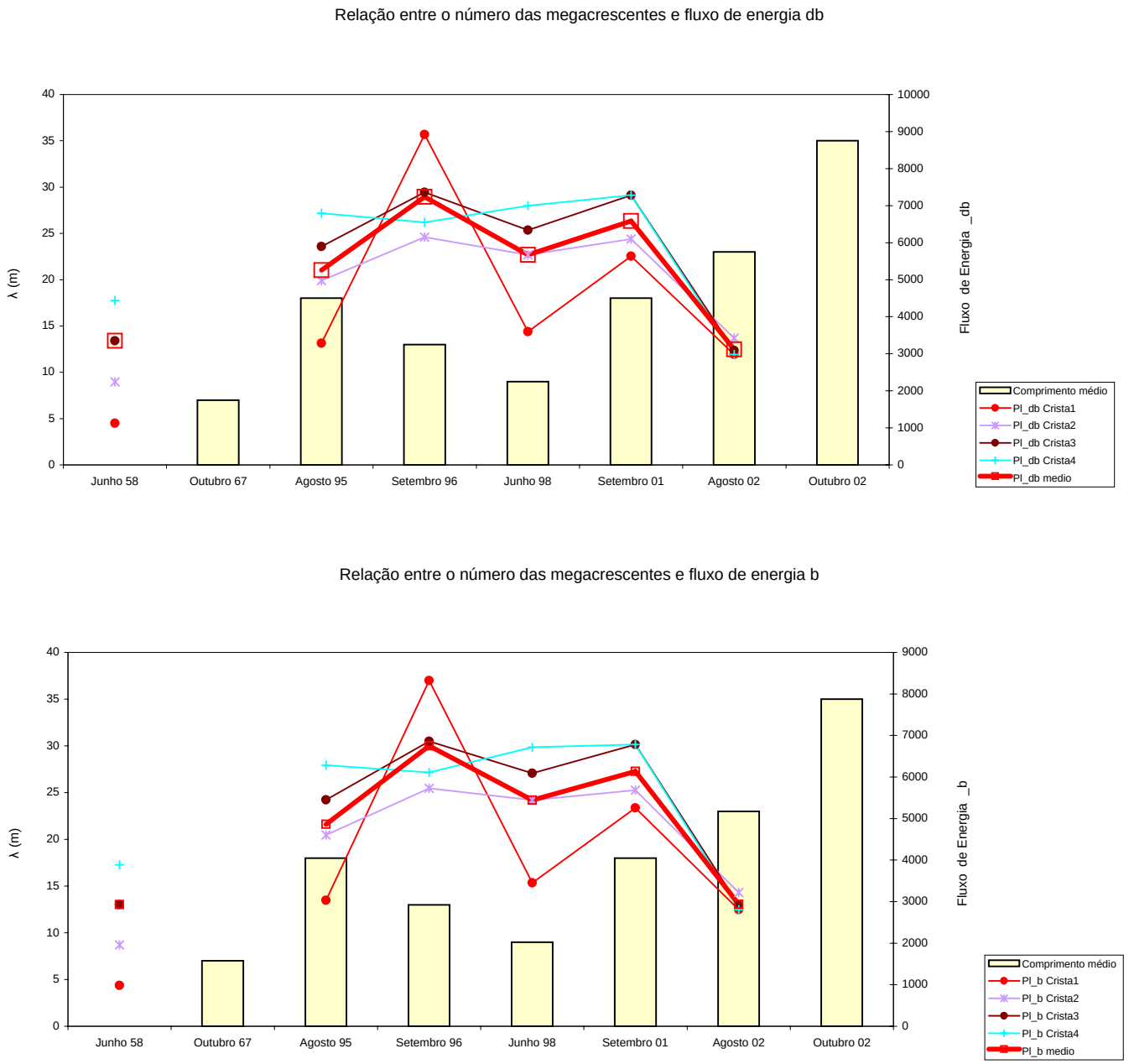
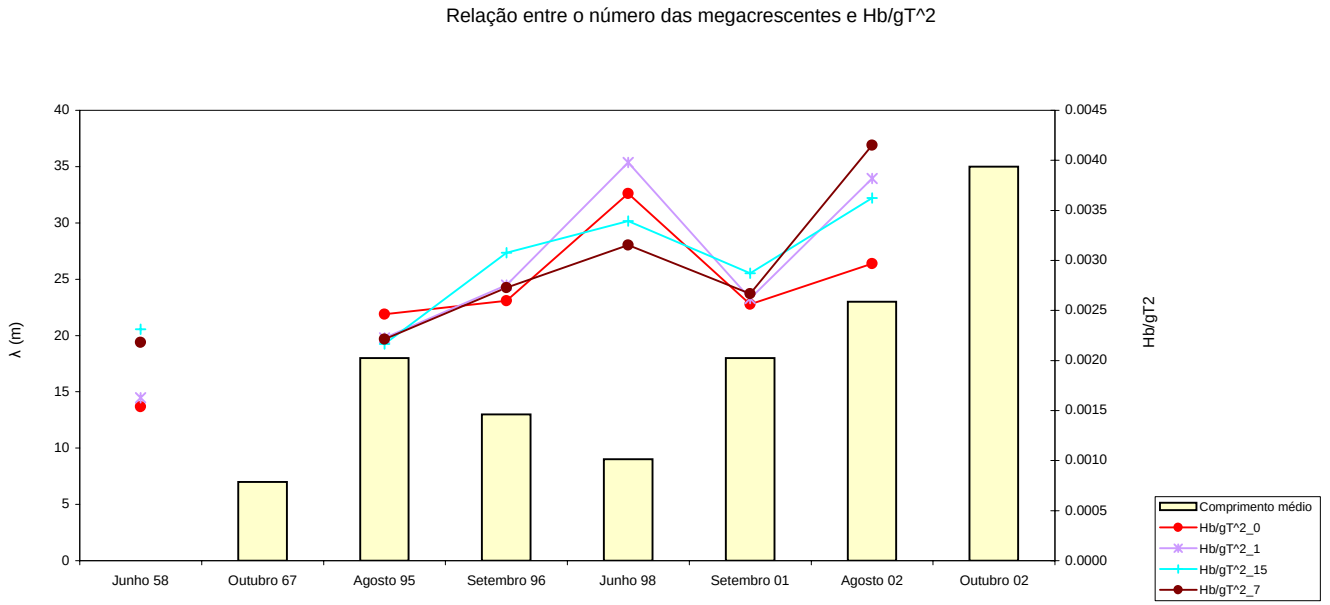


Figura D152 - Relação entre o número das megacrescentes e fluxo de energia



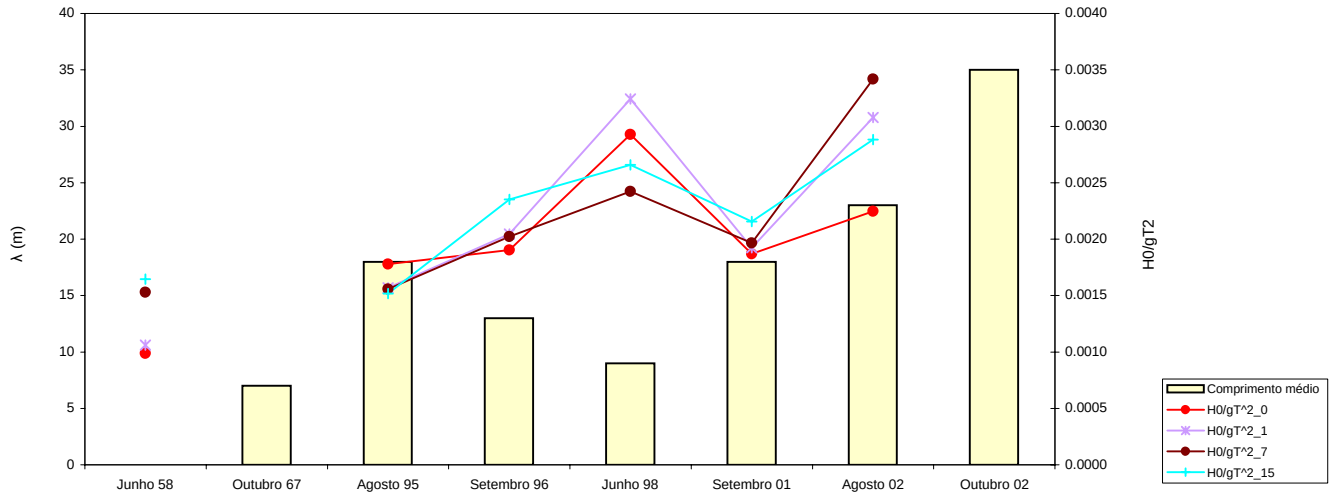
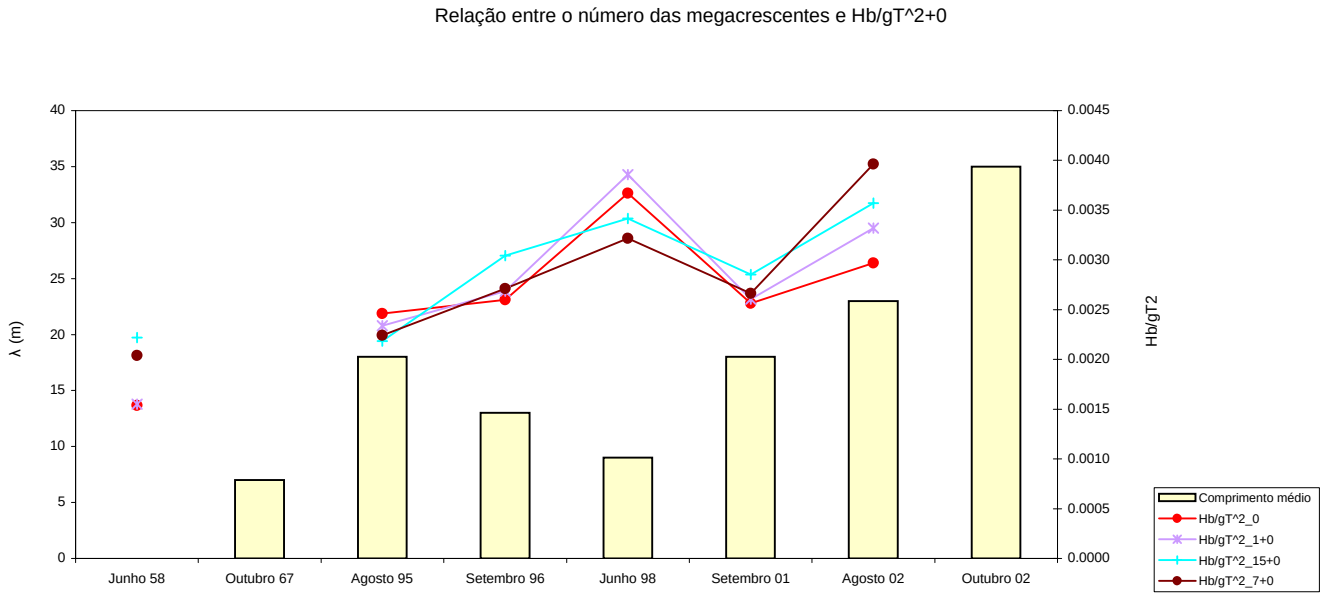


Figura D149 - Relação entre o número das megacrescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



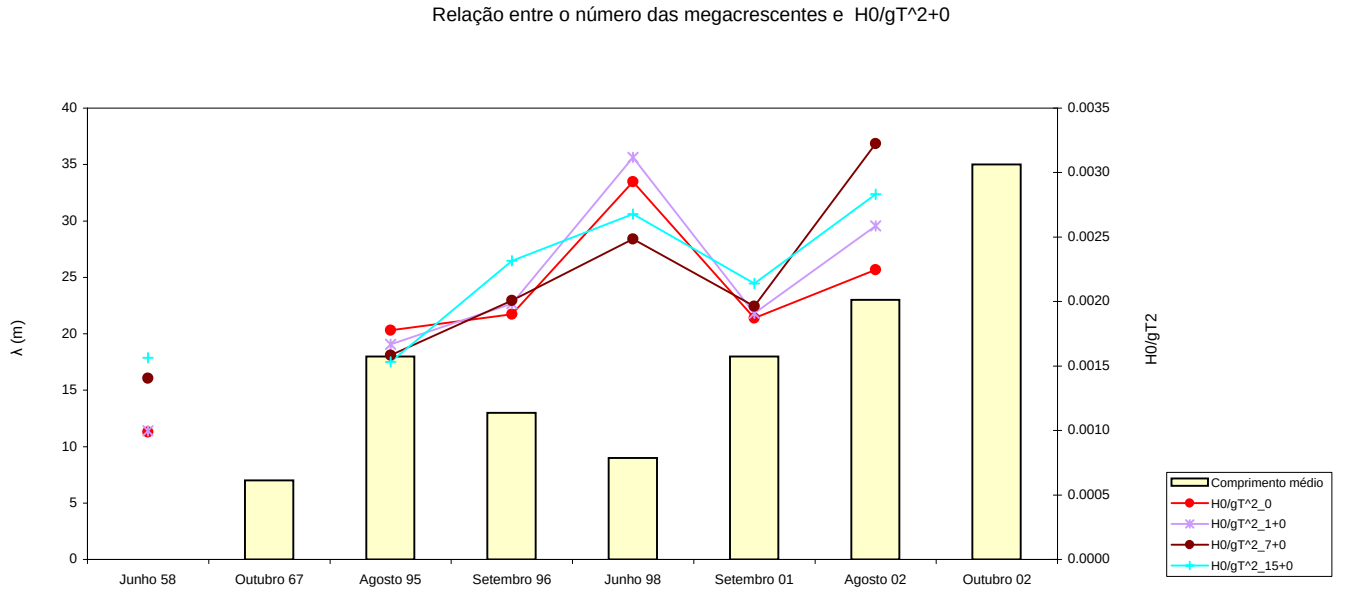
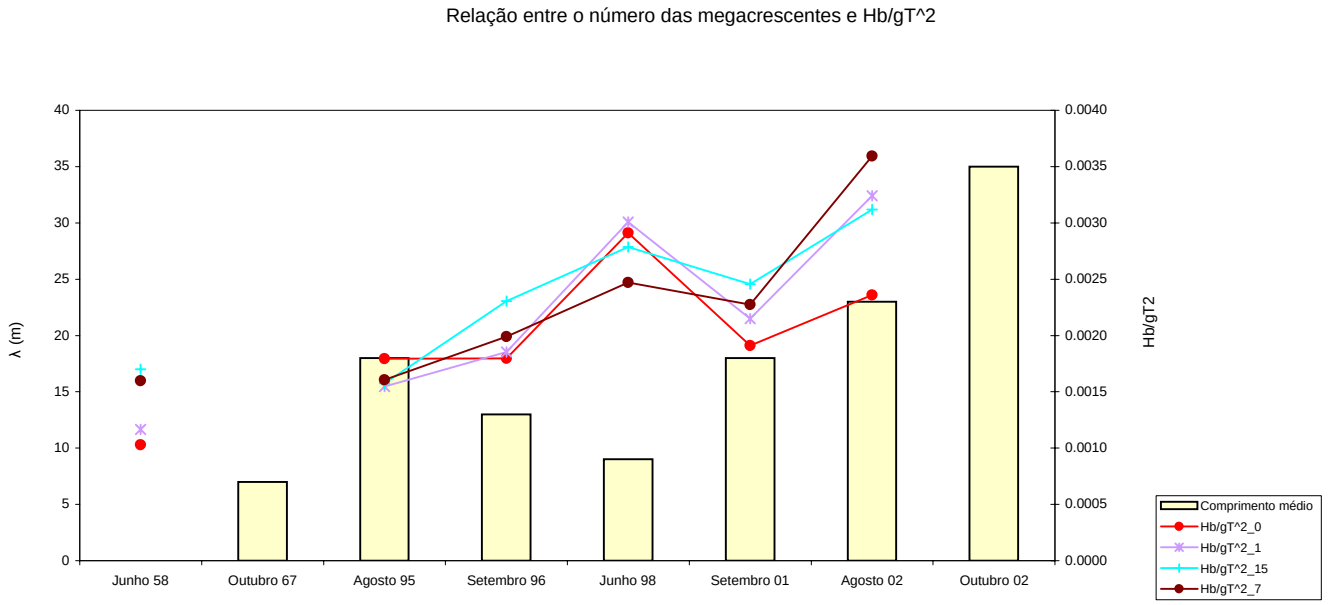


Figura D150 - Relação entre o número das megacrescentes e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



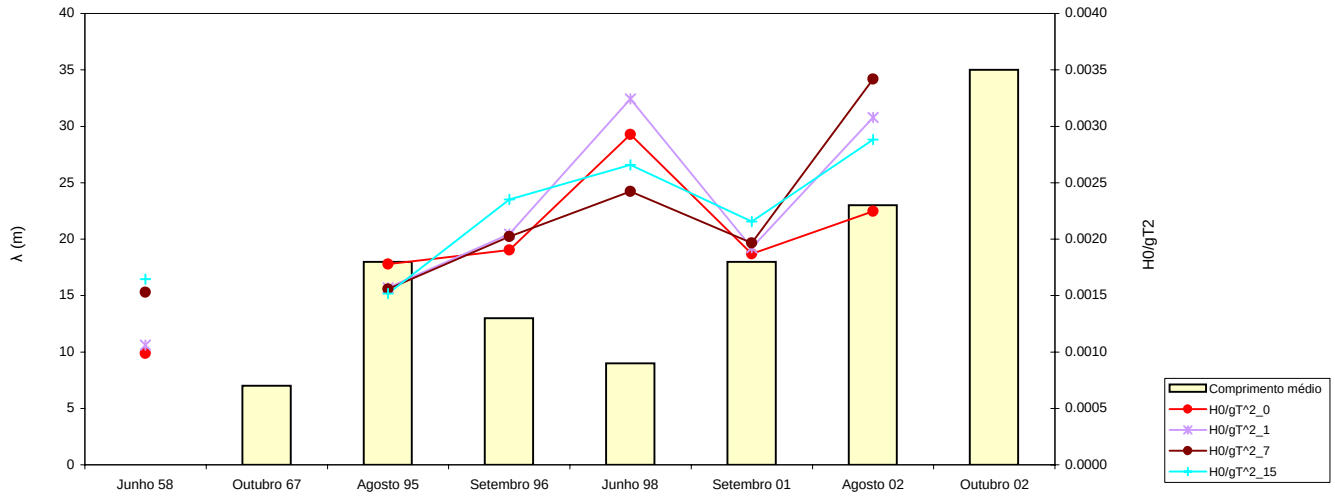
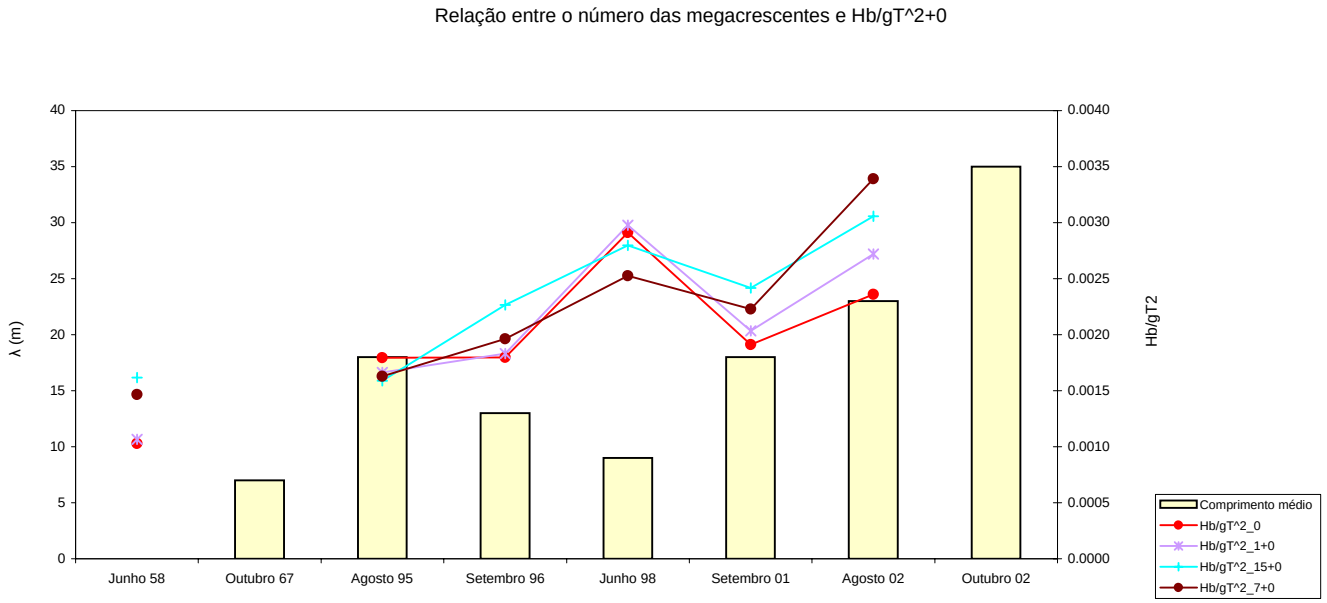


Figura D147 - Relação entre o número das megacrescentes e H0/gT^2 - Teixeira,1994



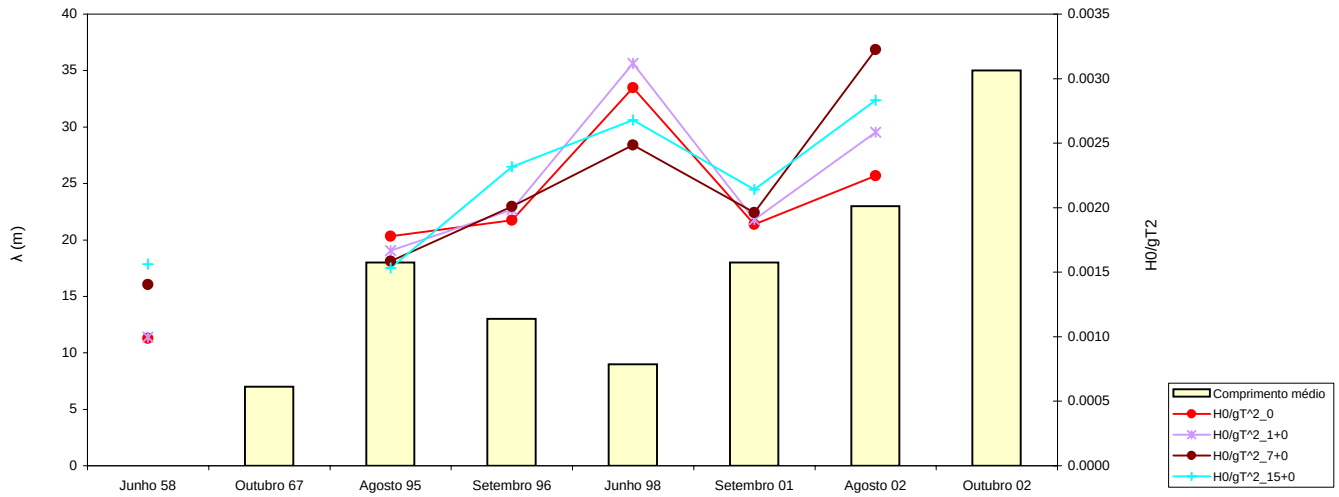


Figura D148 - Relação entre o número das megacrescentes e H0/gT^2 - Teixeira,1994

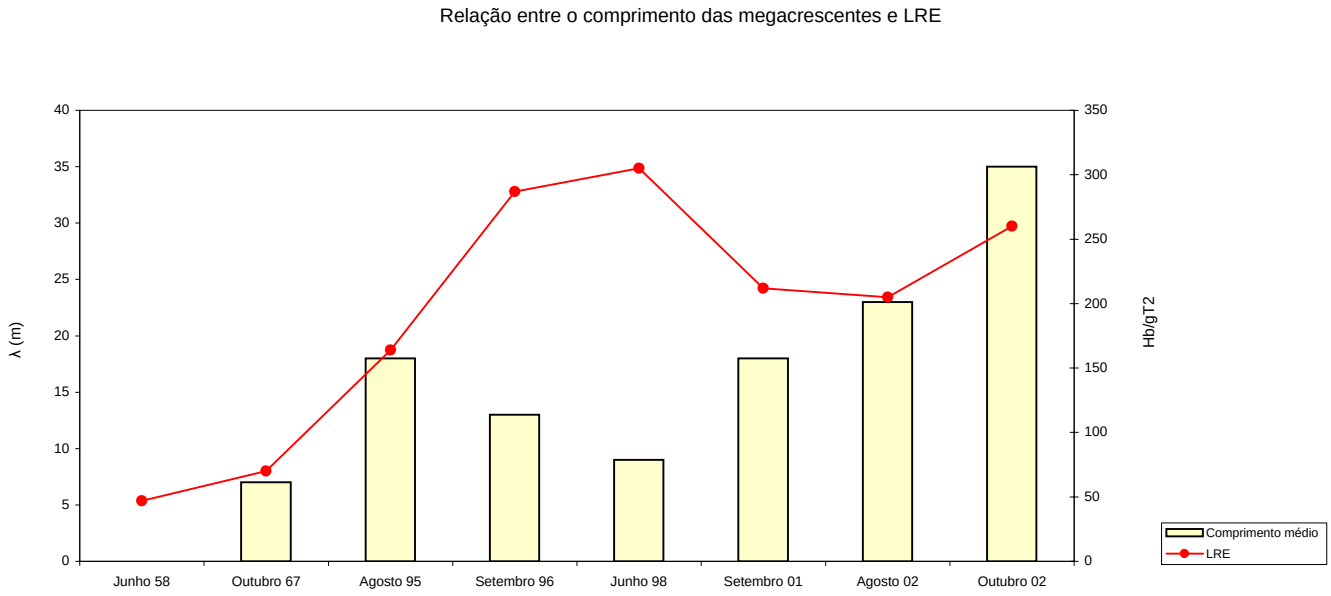


Figura D138 - Relação entre o comprimento das megacrescentes e LRE

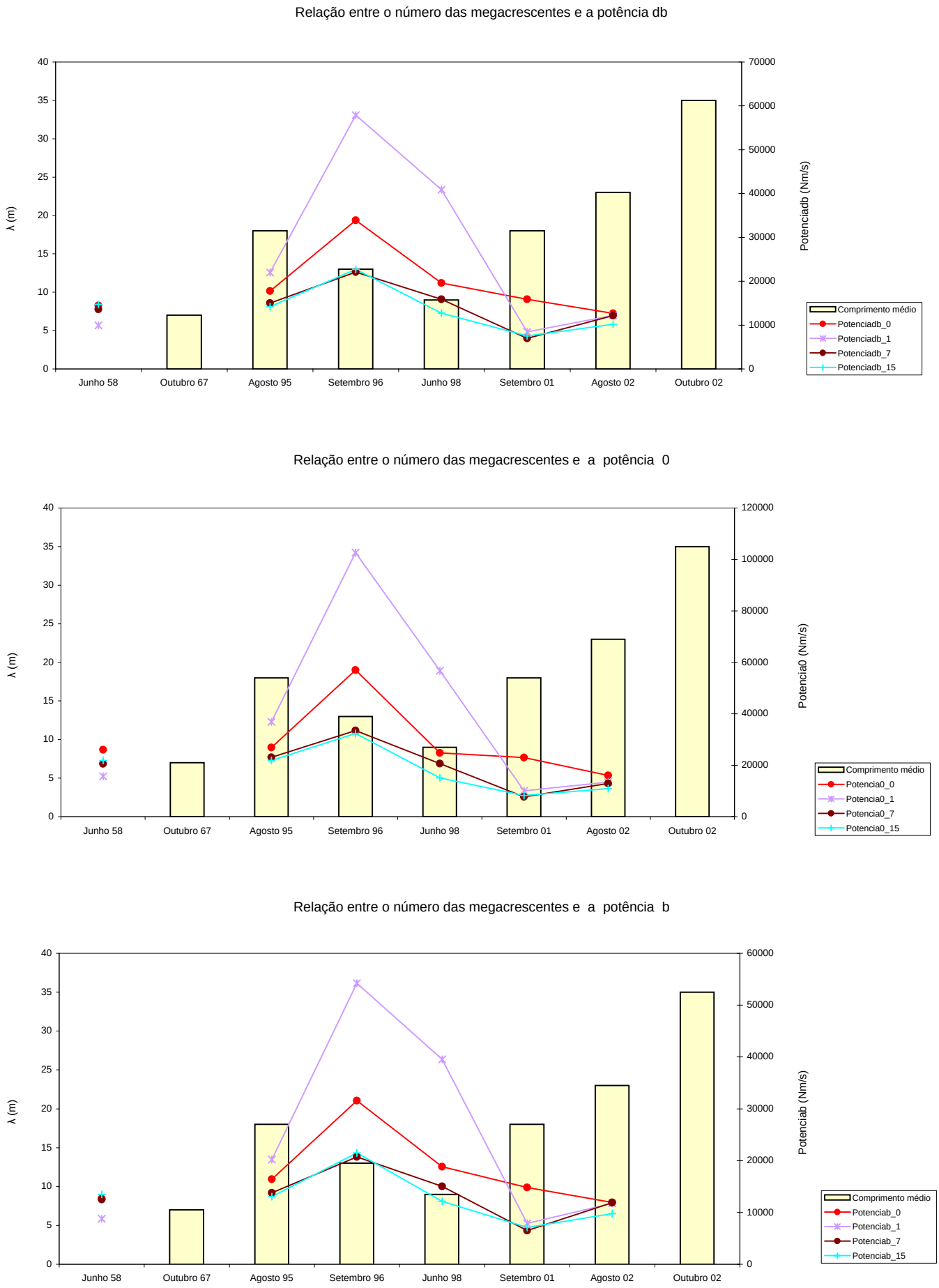
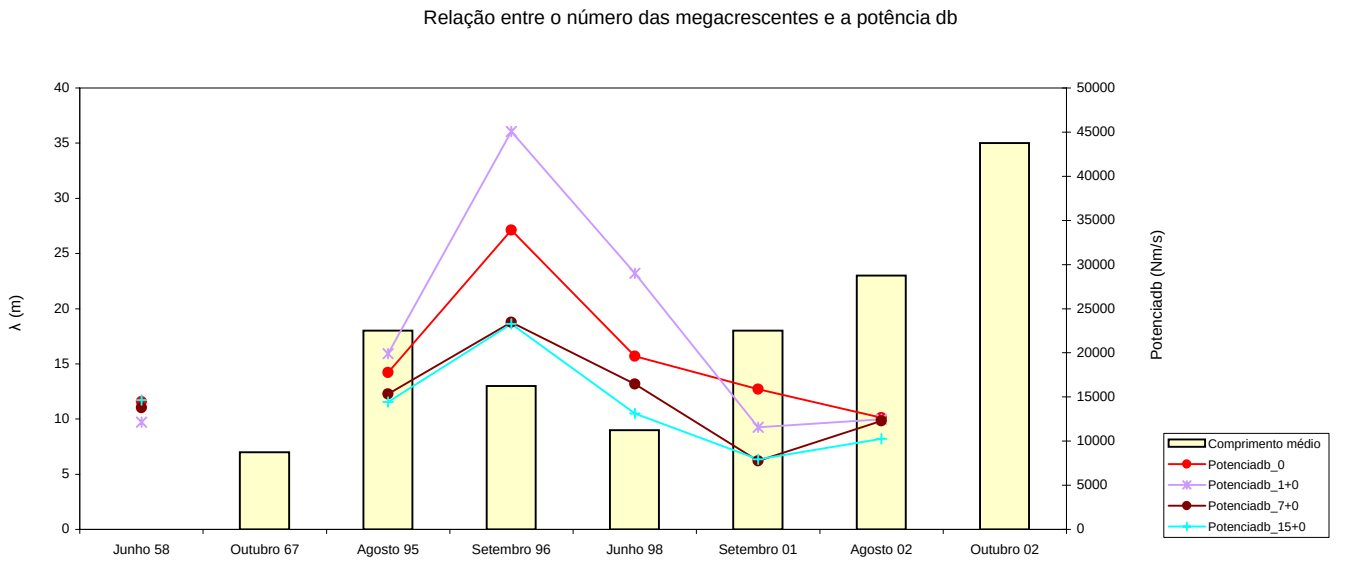
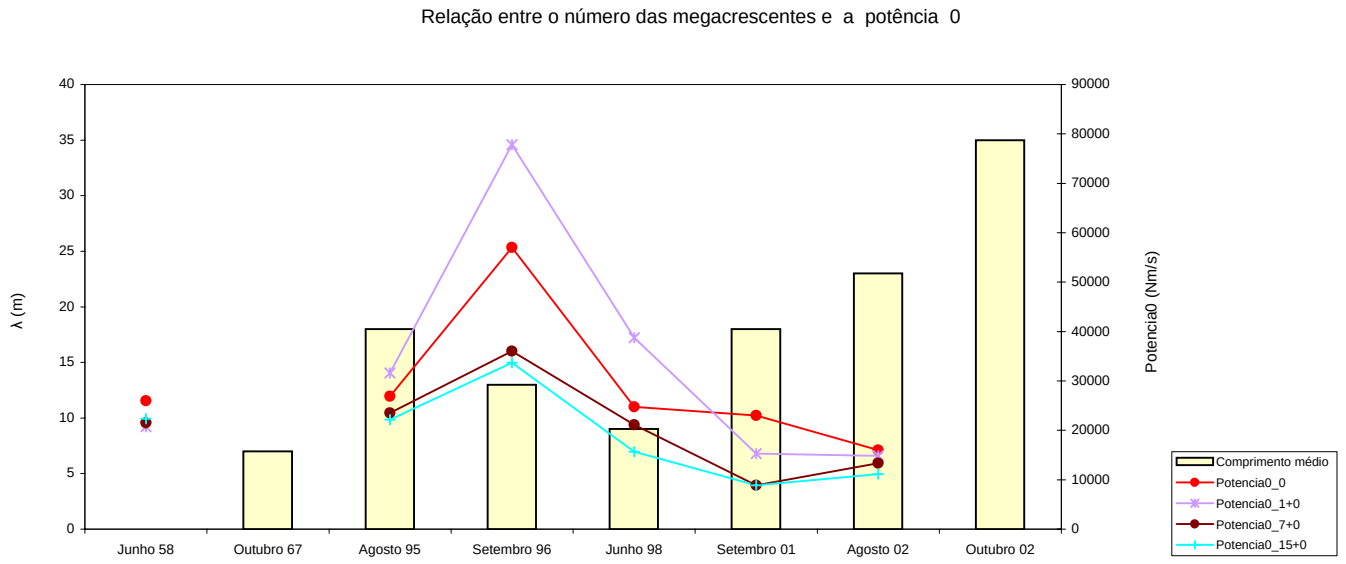


Figura D143 - Relação entre o número das megacrescentes e a potência - Teixeira,1994





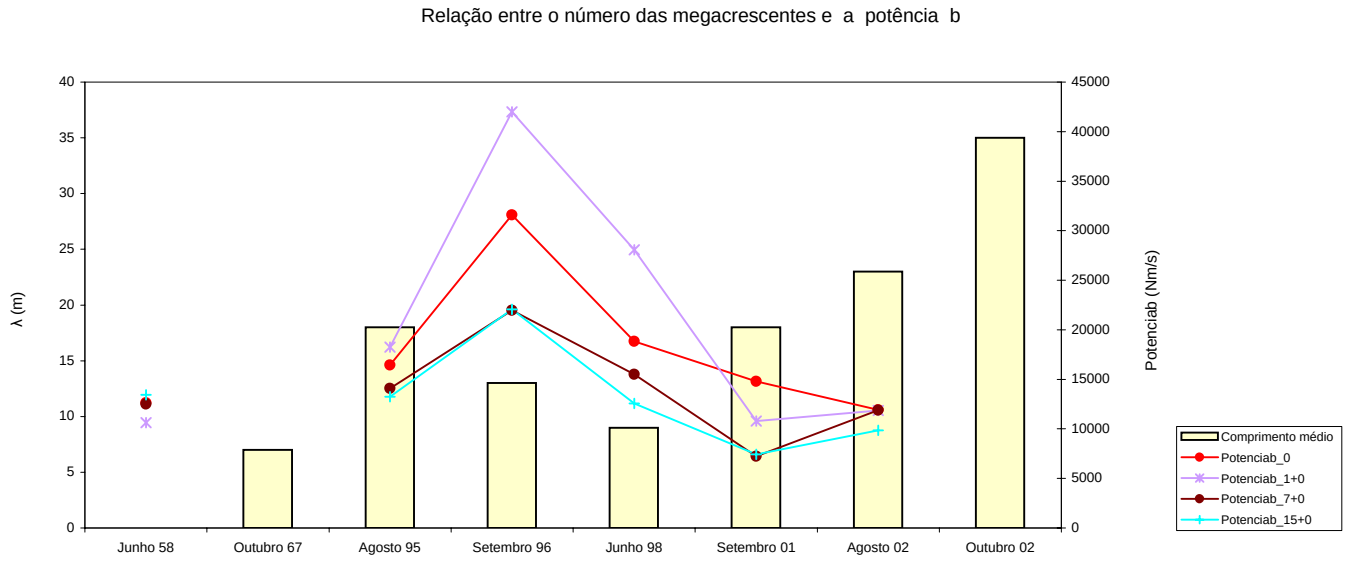


Figura D144 - Relação entre o número das megacrescentes e a potência - Teixeira,1994

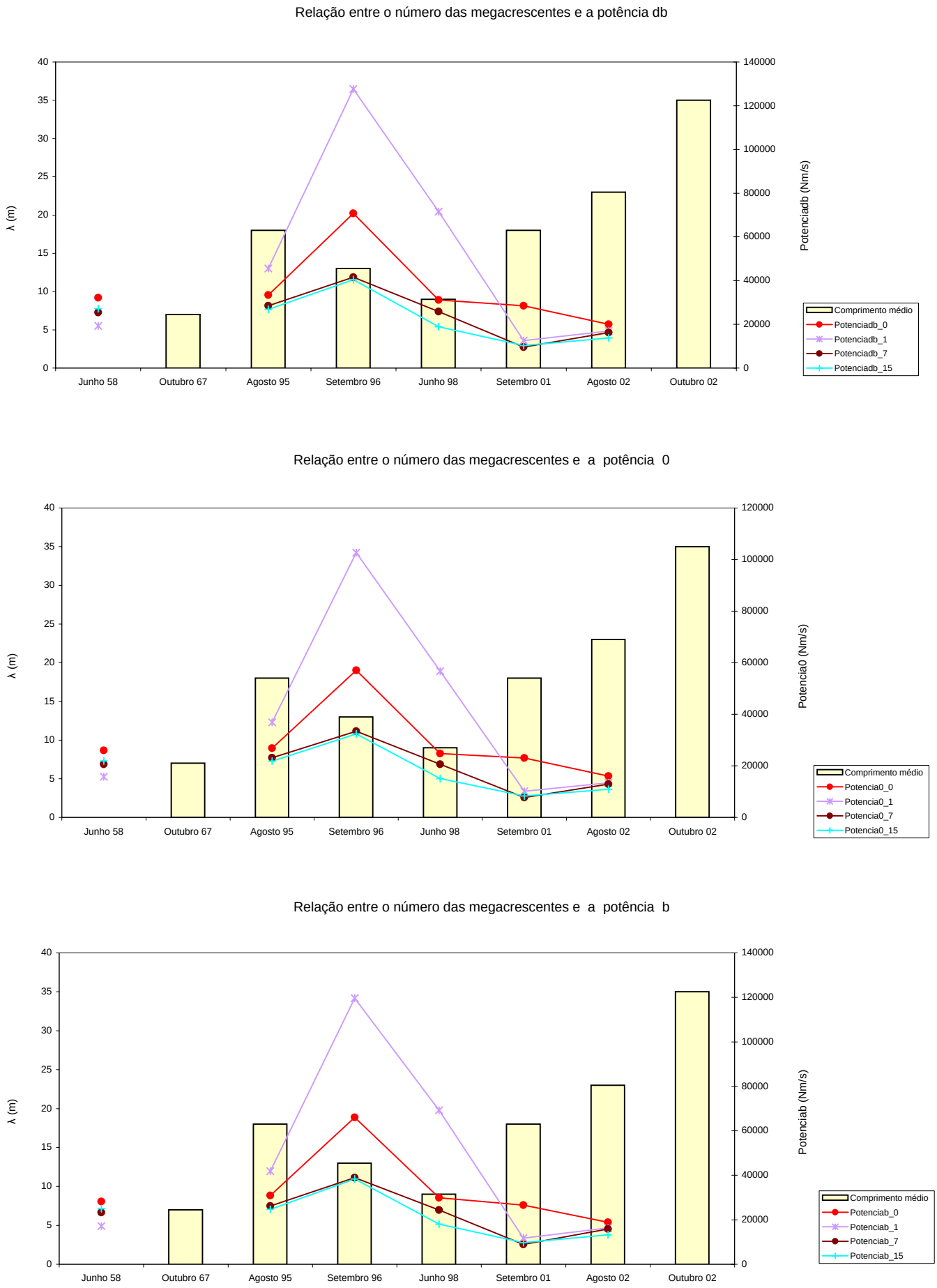


Figura D145 - Relação entre o número das megacrescentes e a potência - Komar e Gaughan,1974

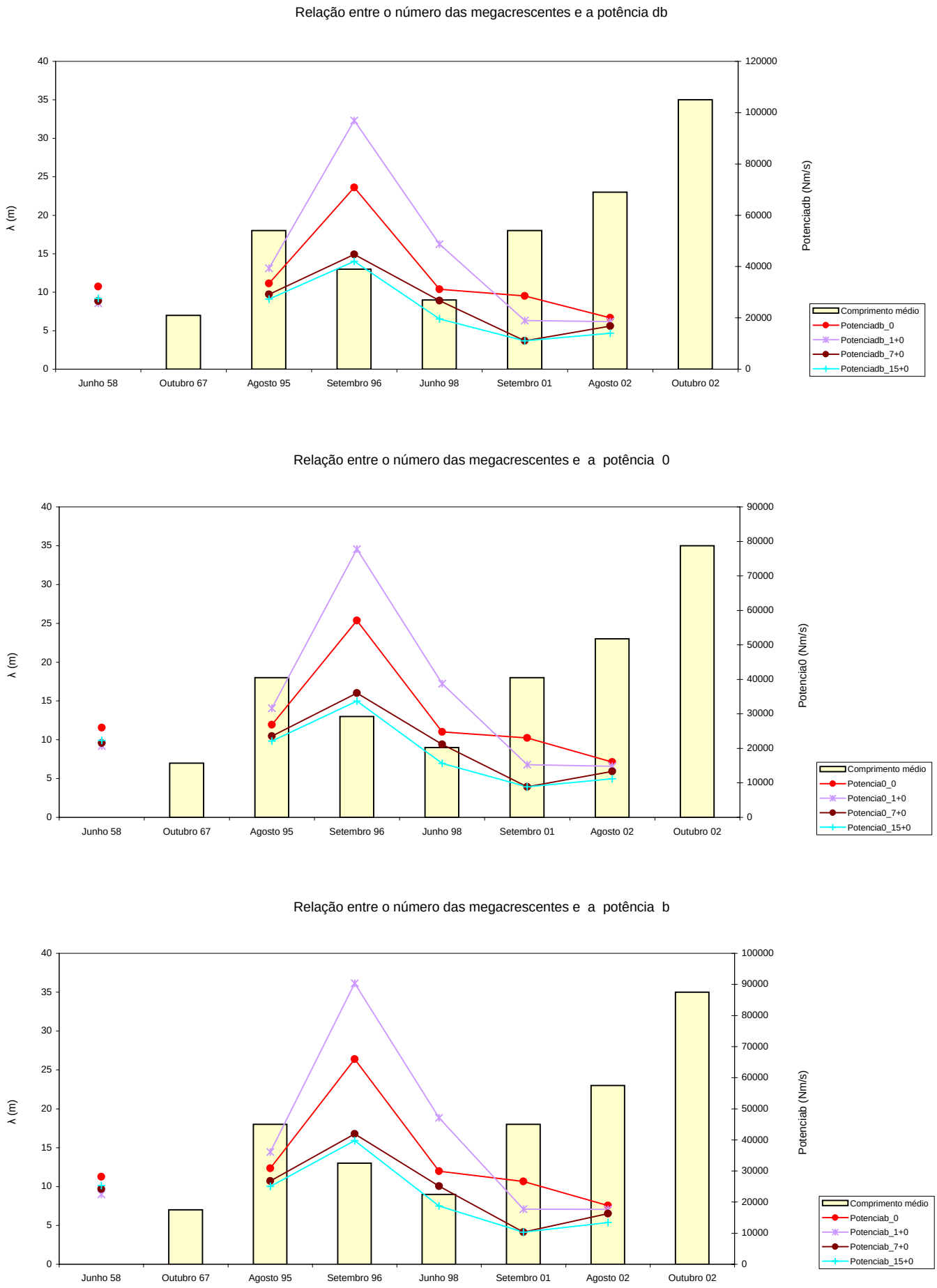


Figura D146 - Relação entre o número das megacrescentes e a potência - Komar e Gaughan,1974

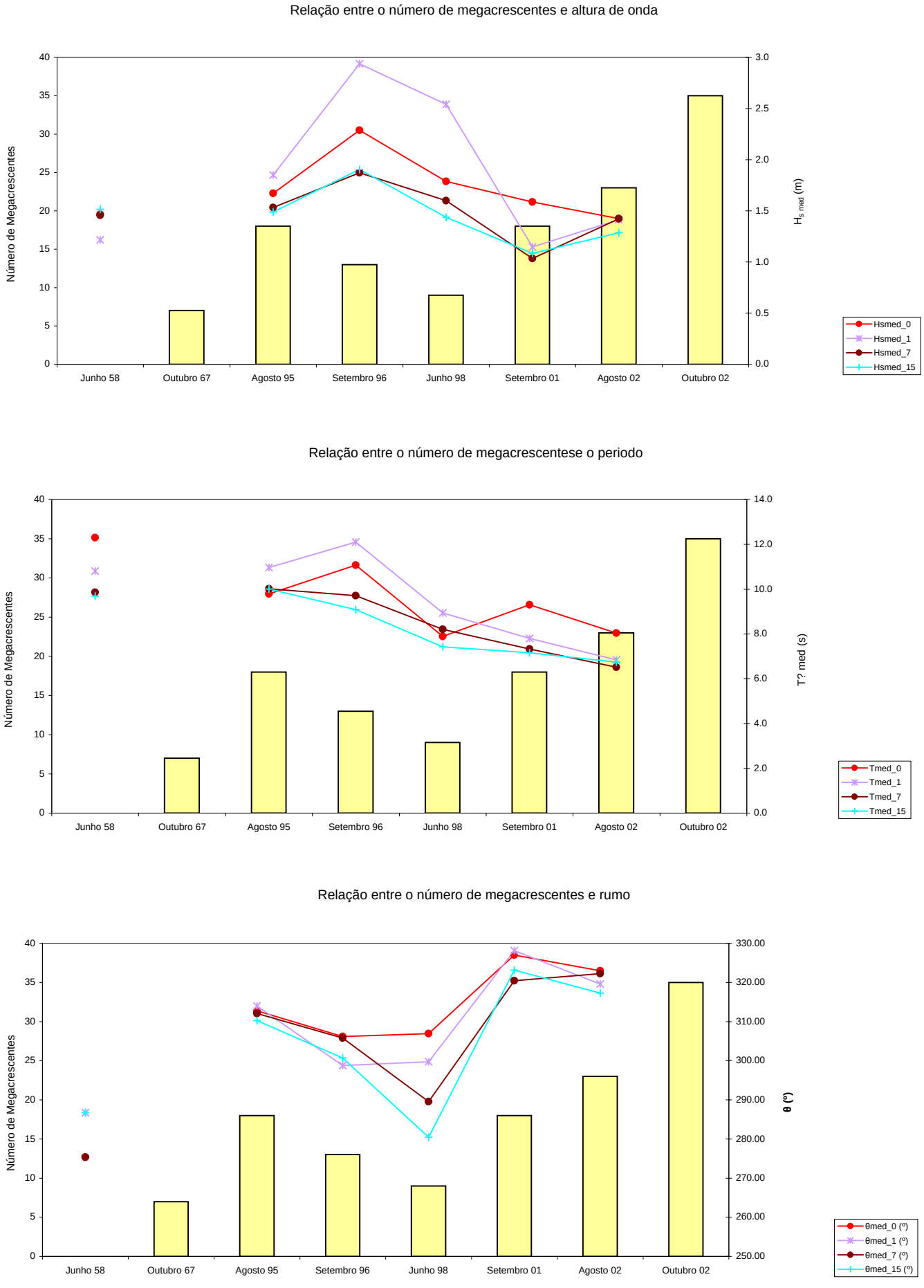
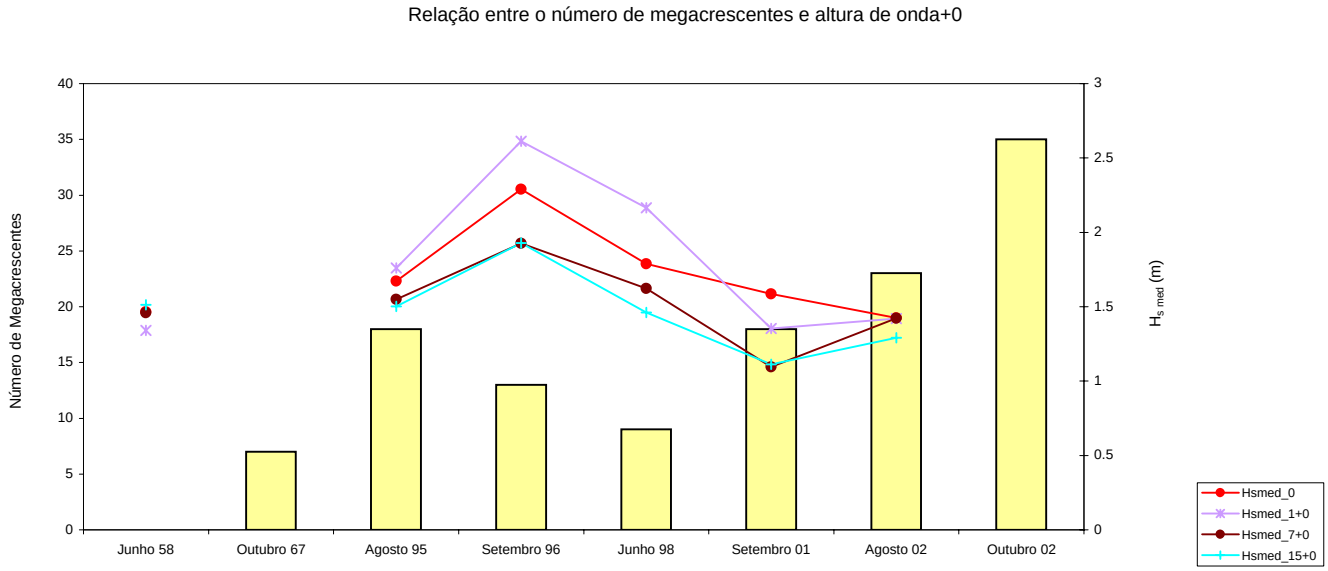
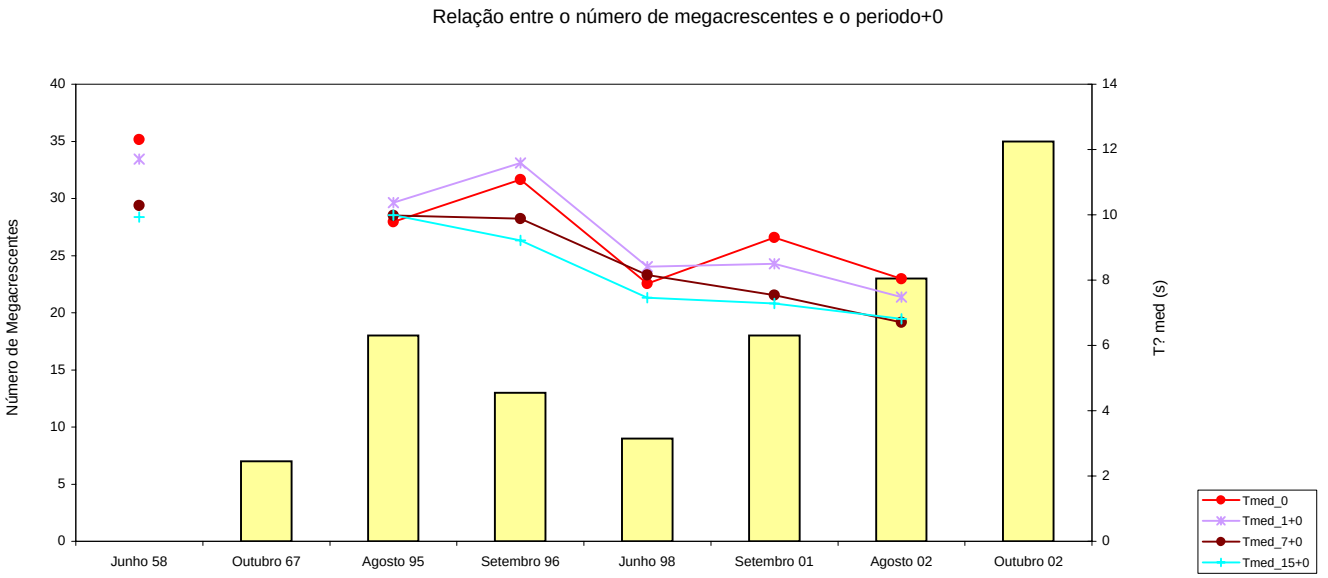


Figura D134 - Relação entre o número de megacrescentes e a agitação





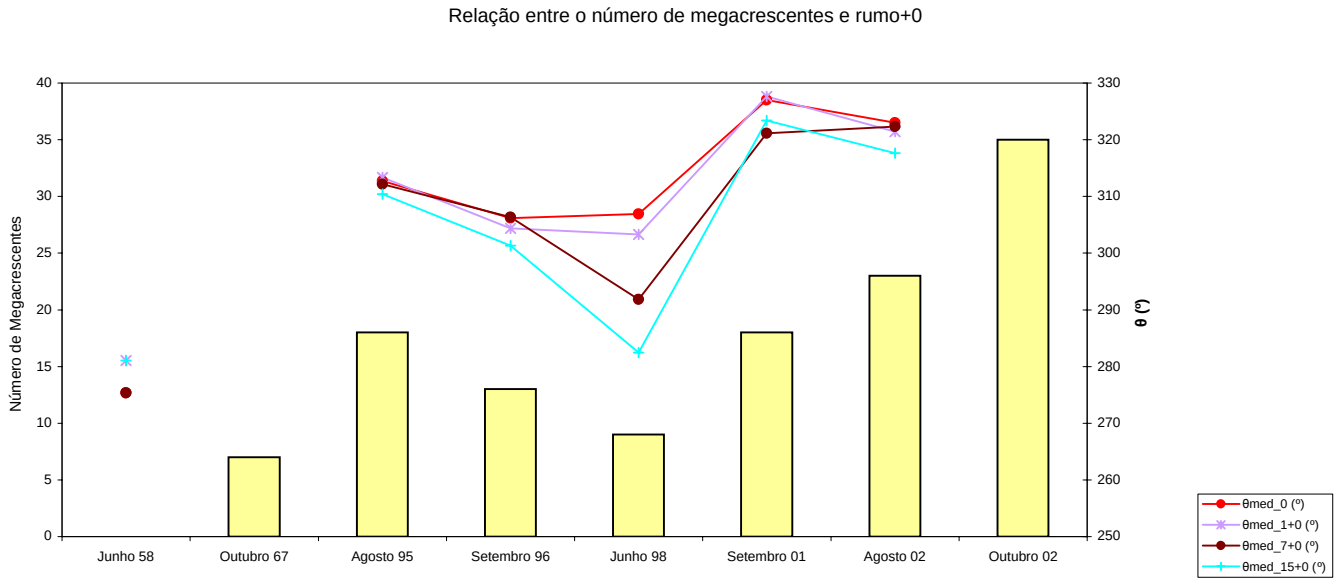
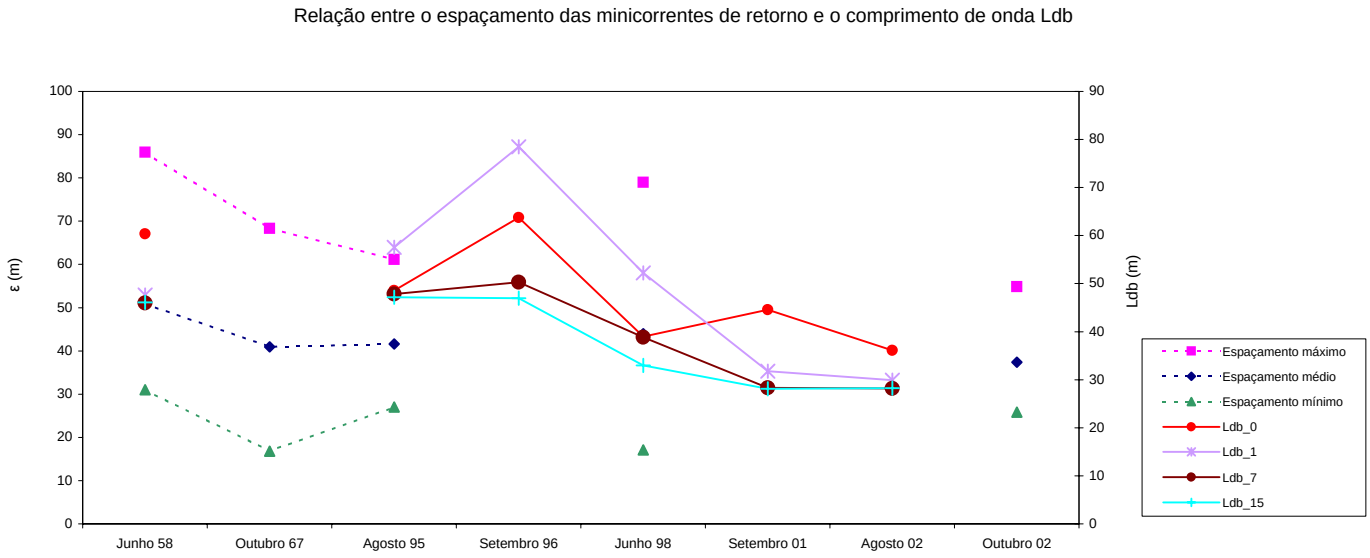
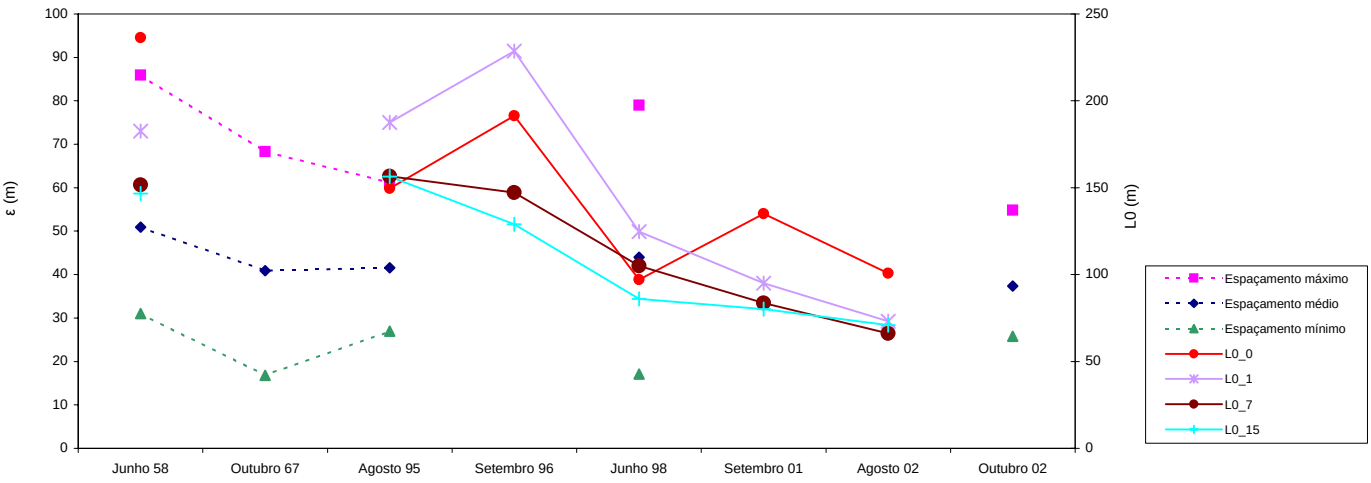


Figura D135 - Relação entre o número de megacrescentes e a agitação





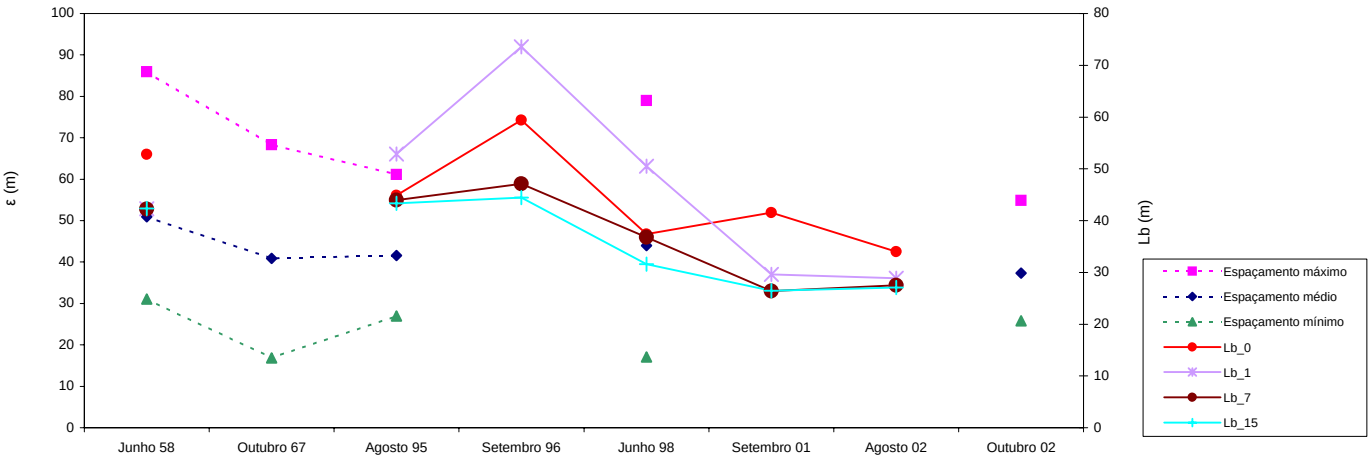
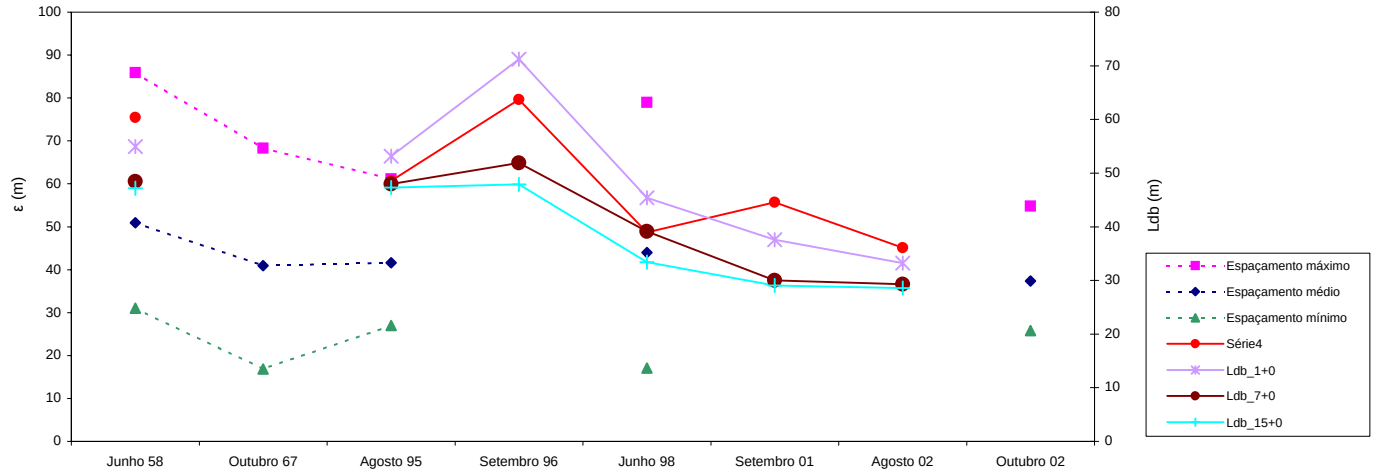
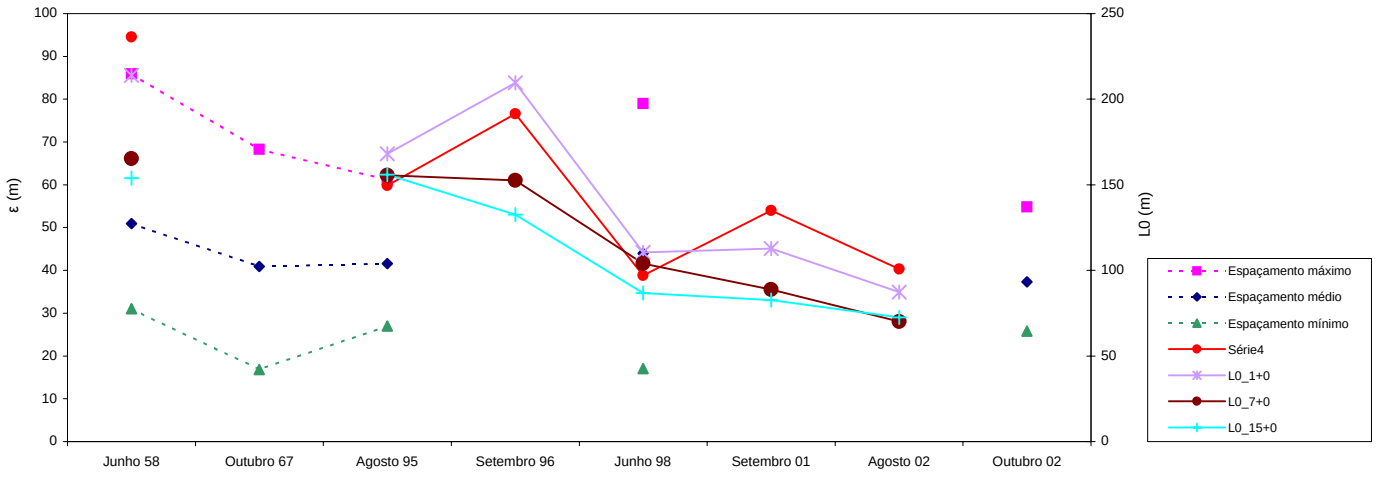


Figura D22 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda

Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda Ldb+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda L0+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda Lb+0

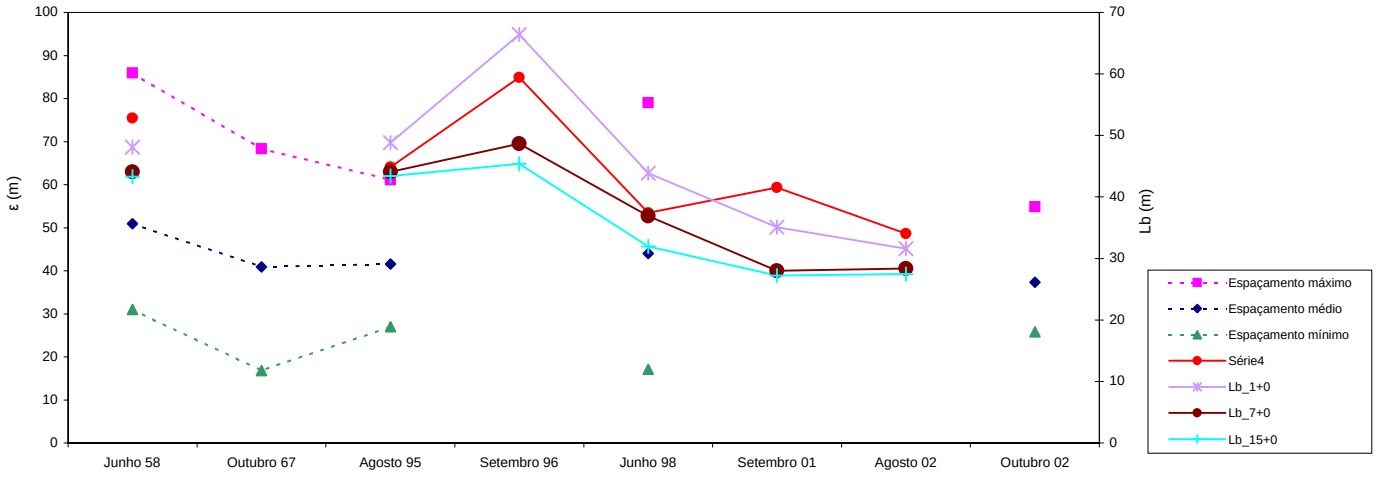


Figura D22 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda

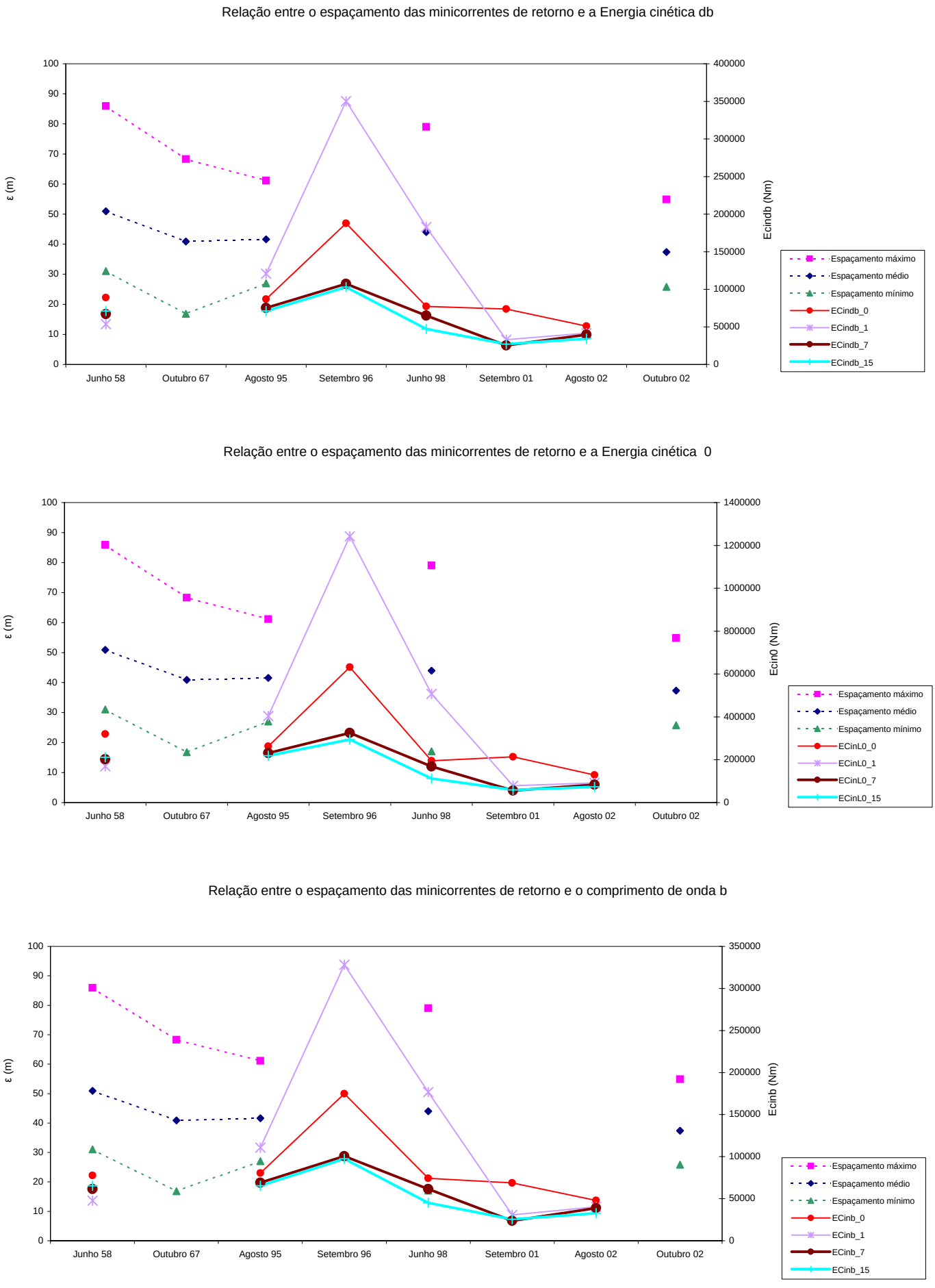
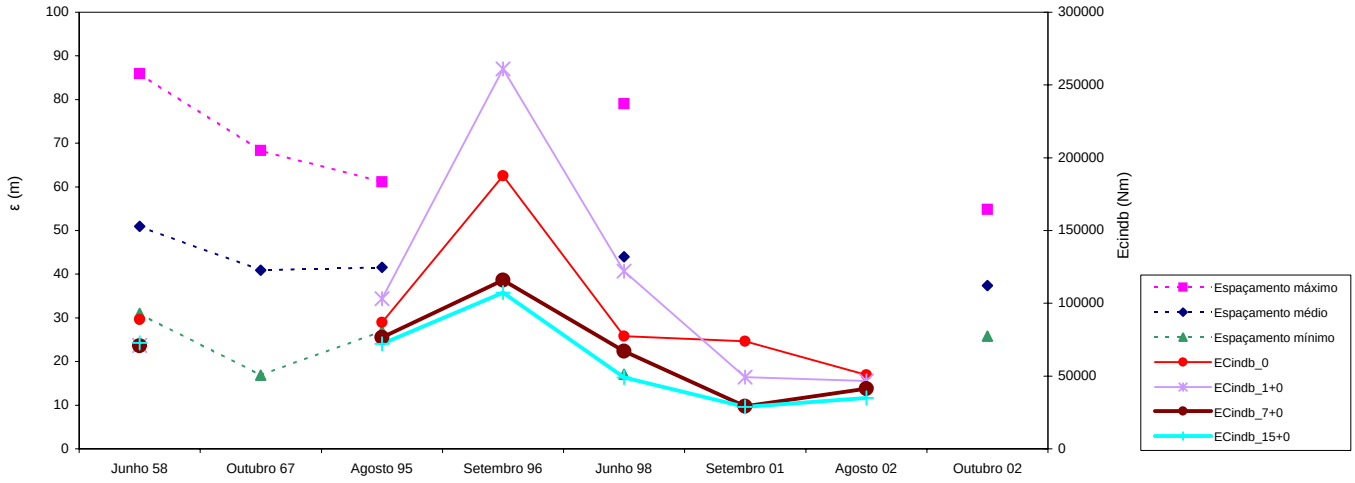
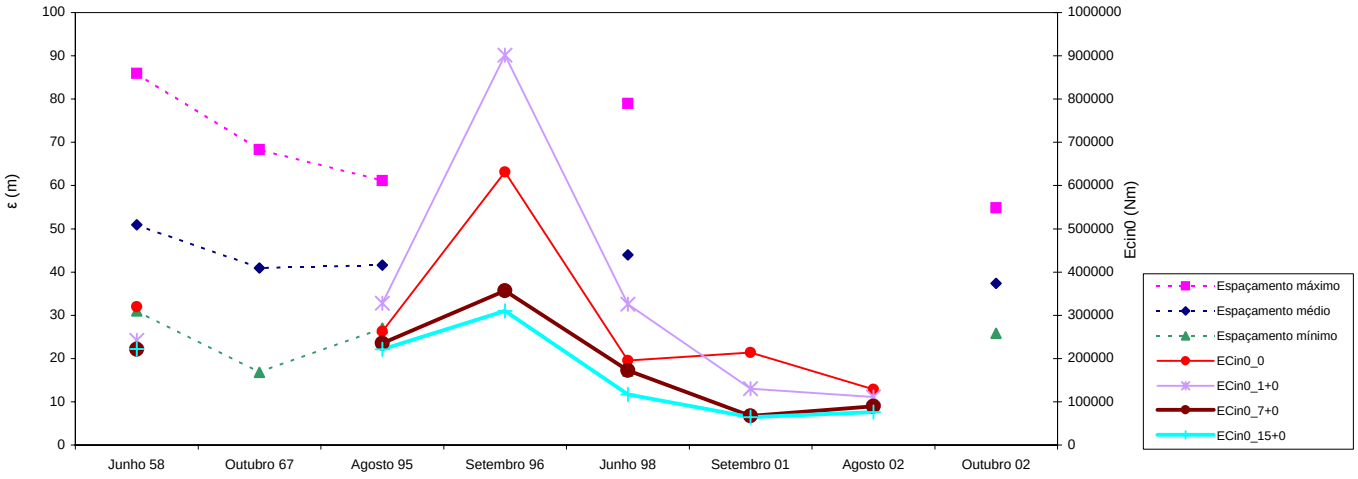


Figura D25 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Teixeira, 1994

Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Energia cinética db+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Energia cinética 0+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda b+0

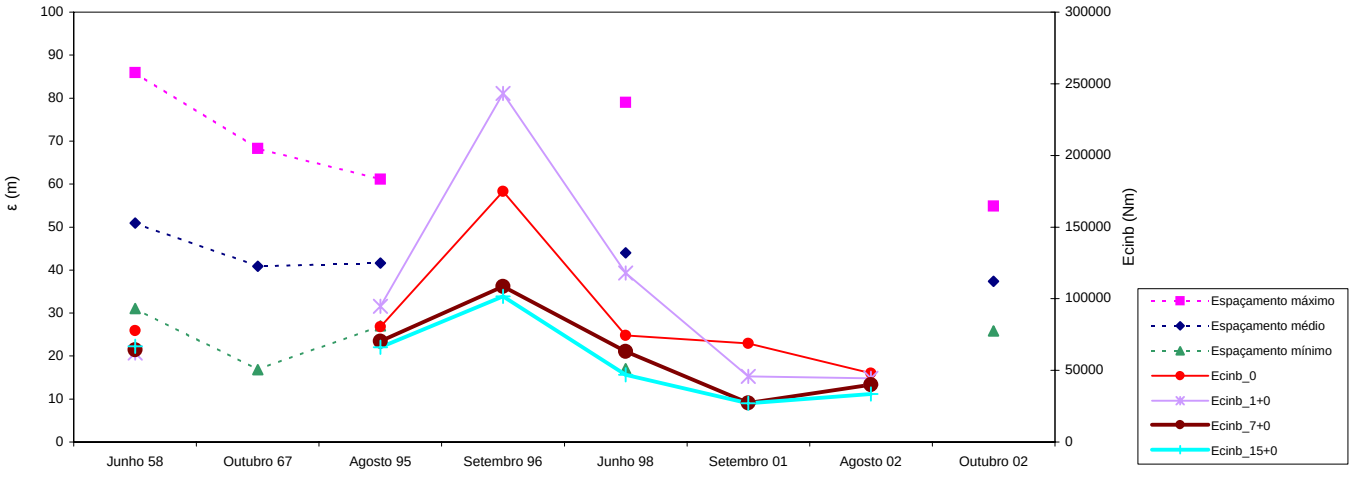


Figura D26 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Teixeira, 1994

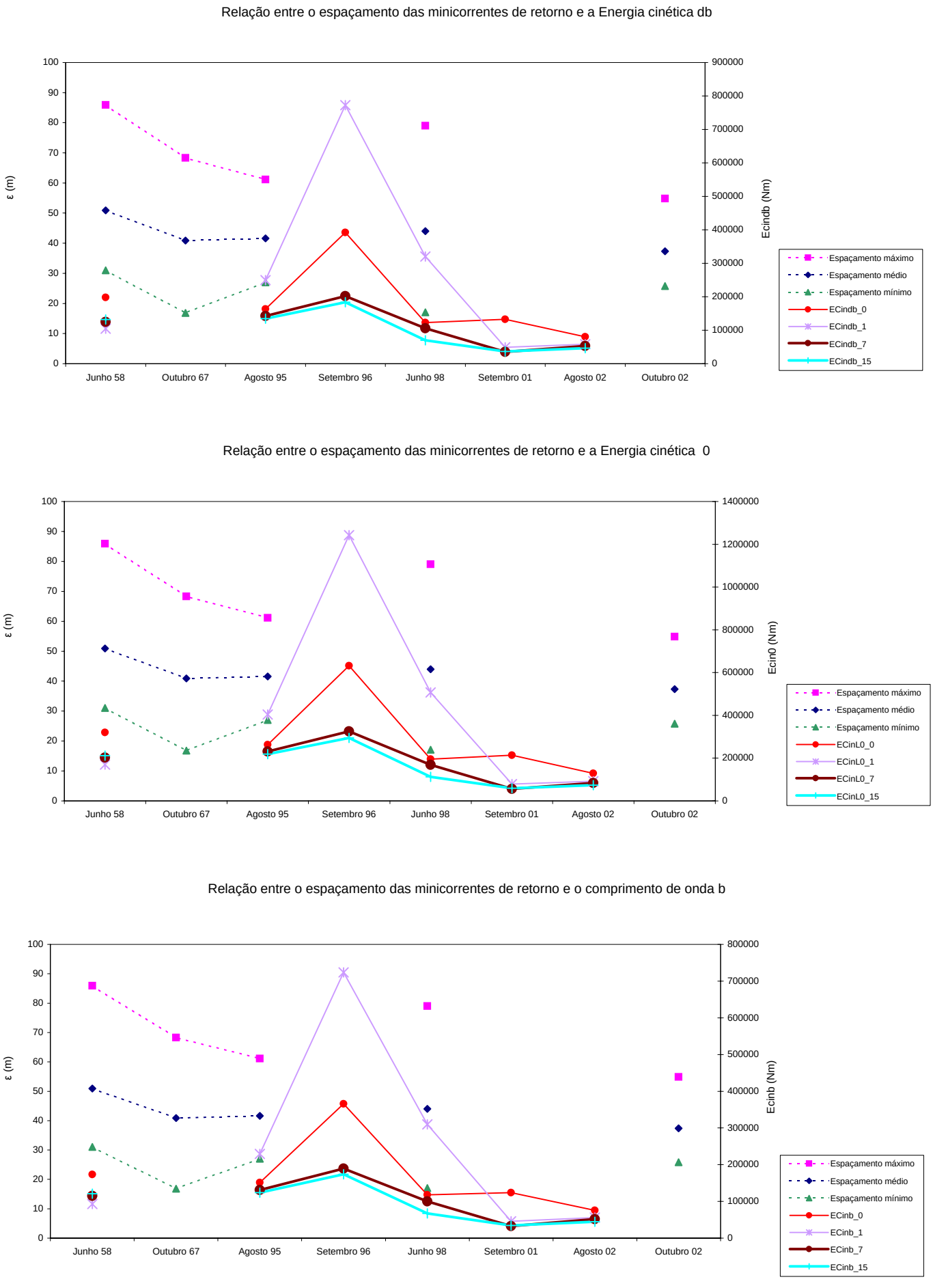
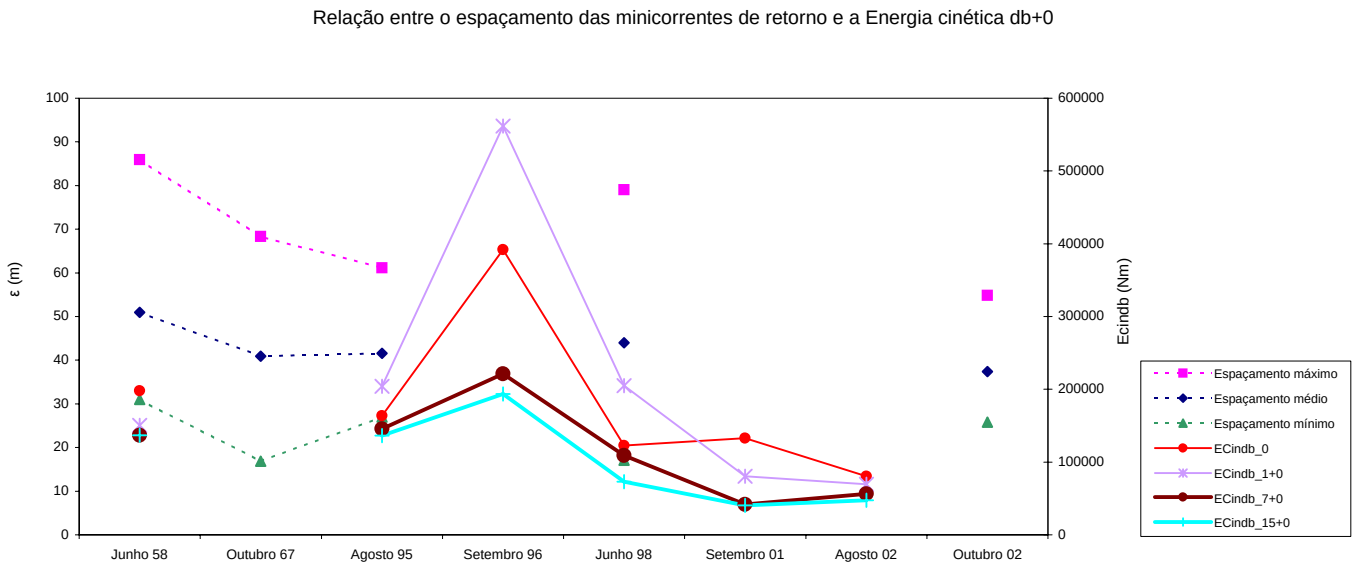
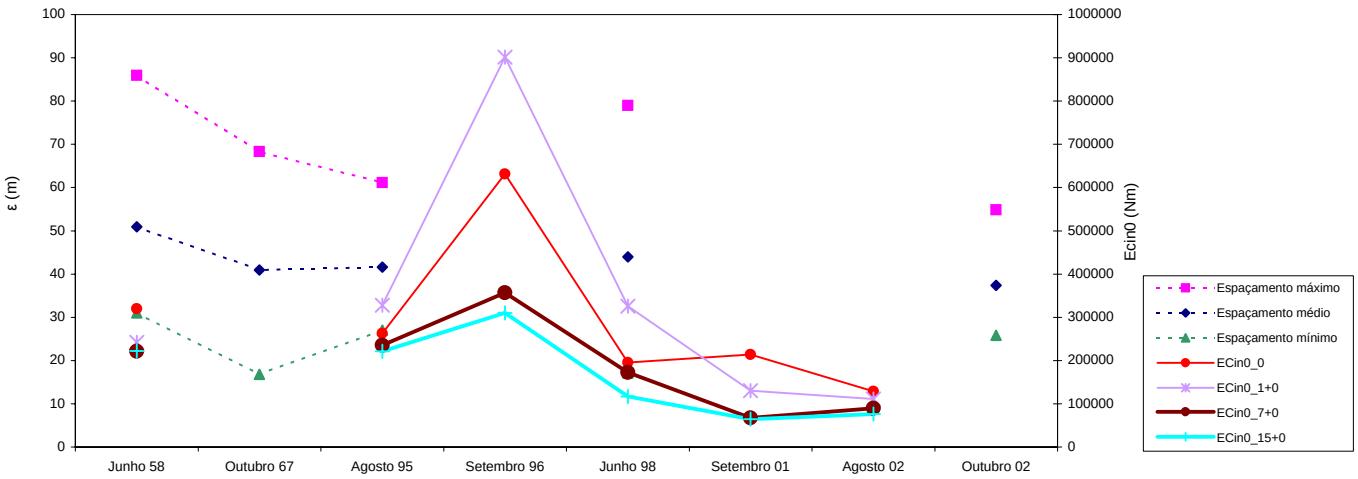


Figura D27 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974





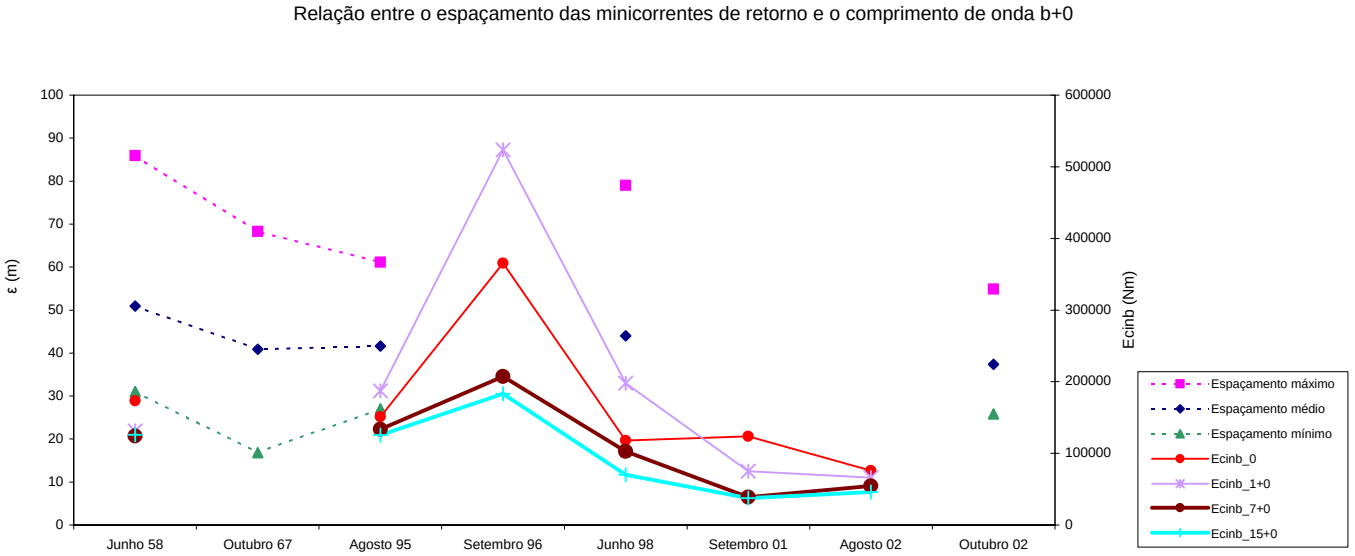
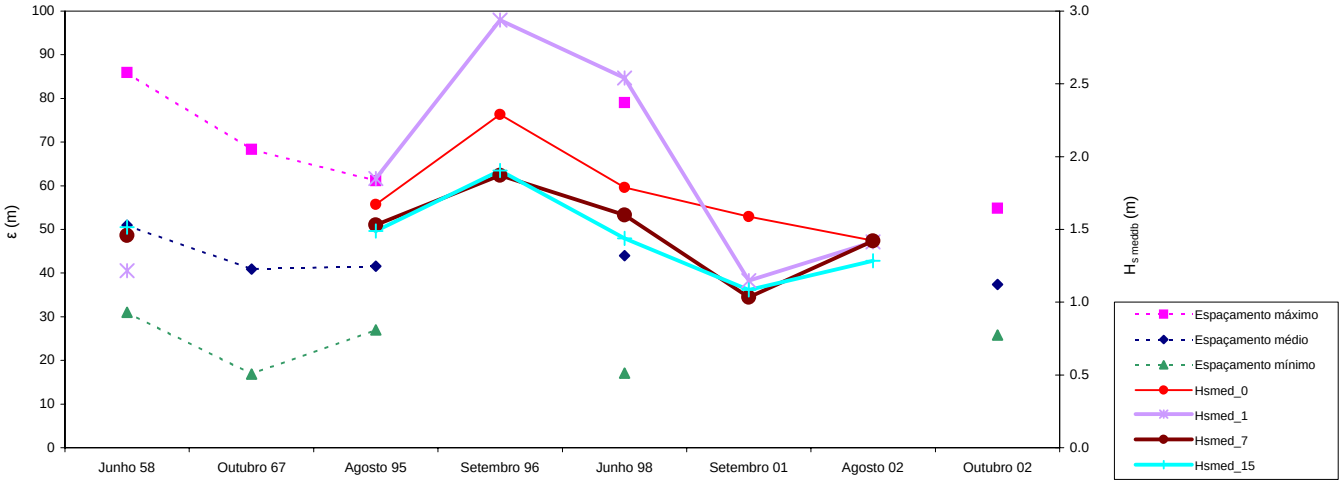
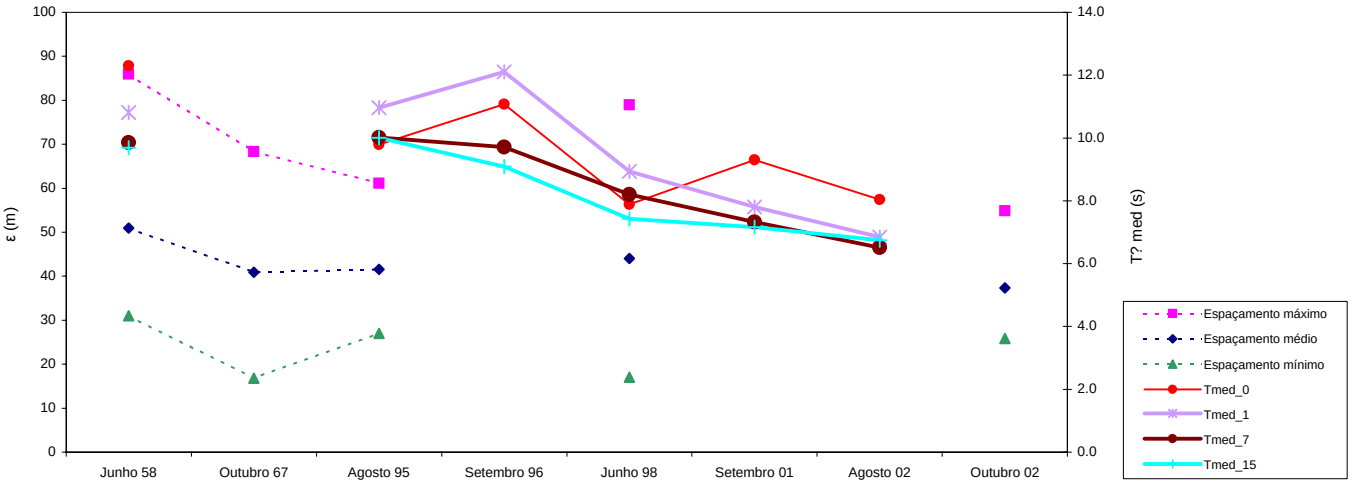


Figura D28 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974

Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Altura de Onda Significafiva média



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Periodo pico médio



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o rumo médio

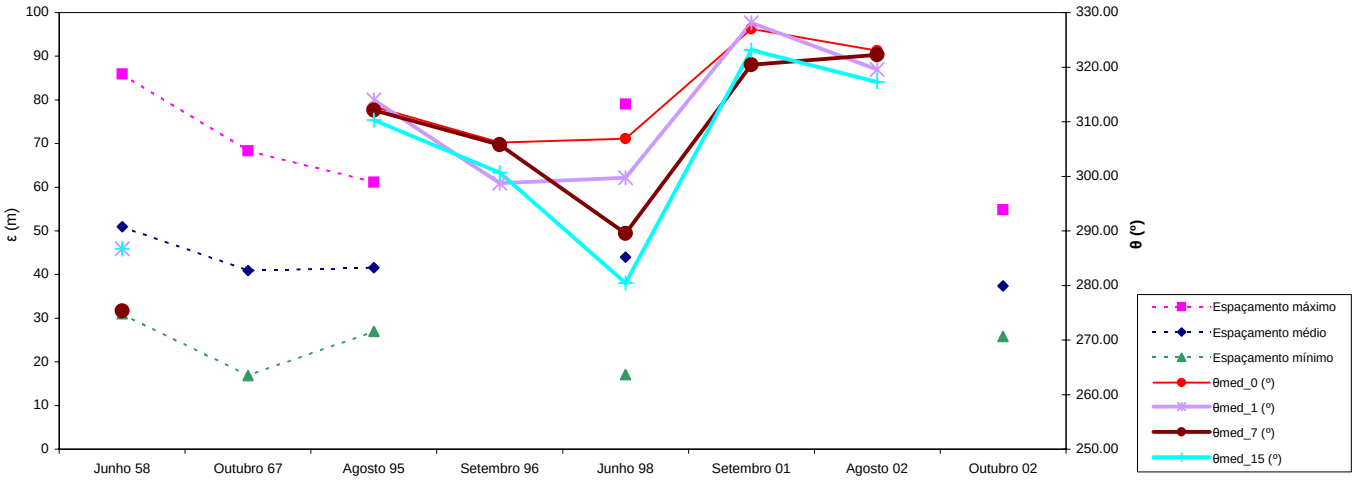
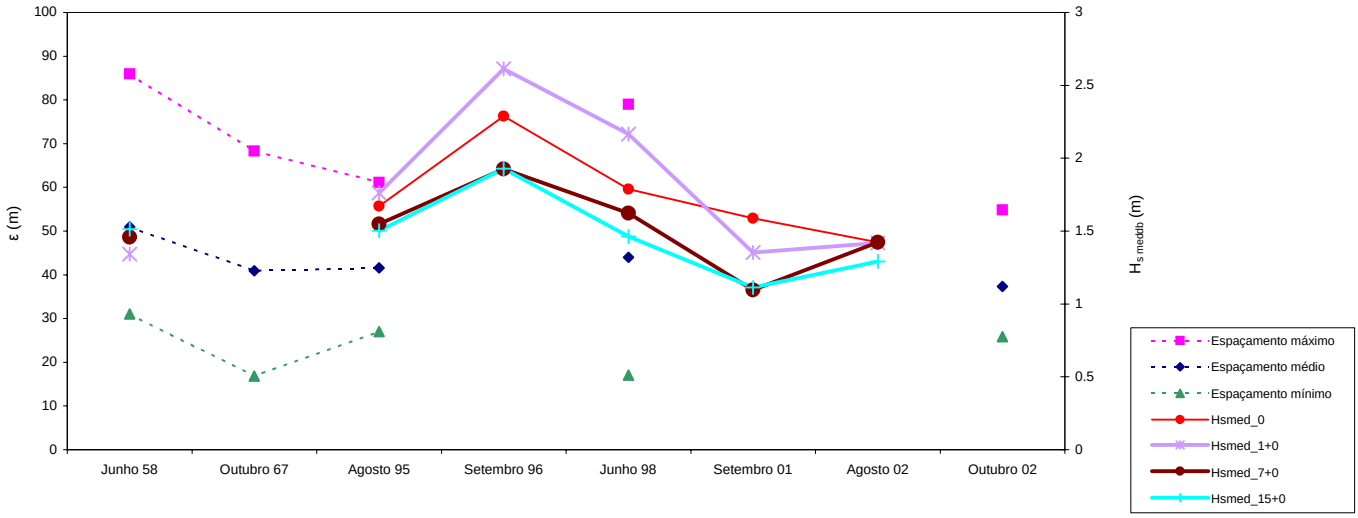
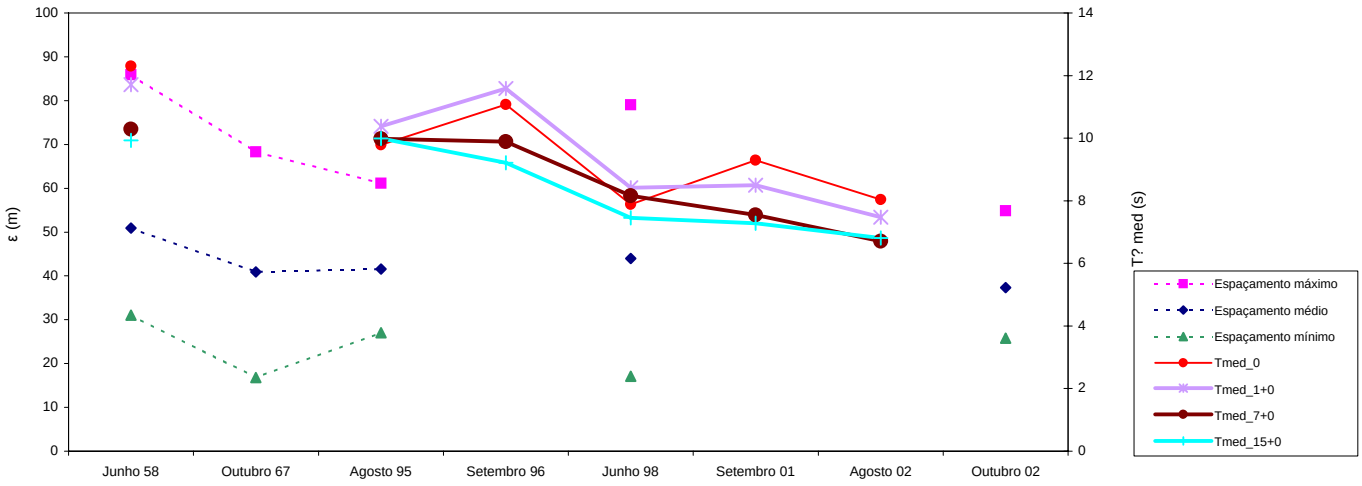


Figura D20 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a agitação

Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Altura de Onda Significafiva média+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Periodo pico médio+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o rumo médio+0

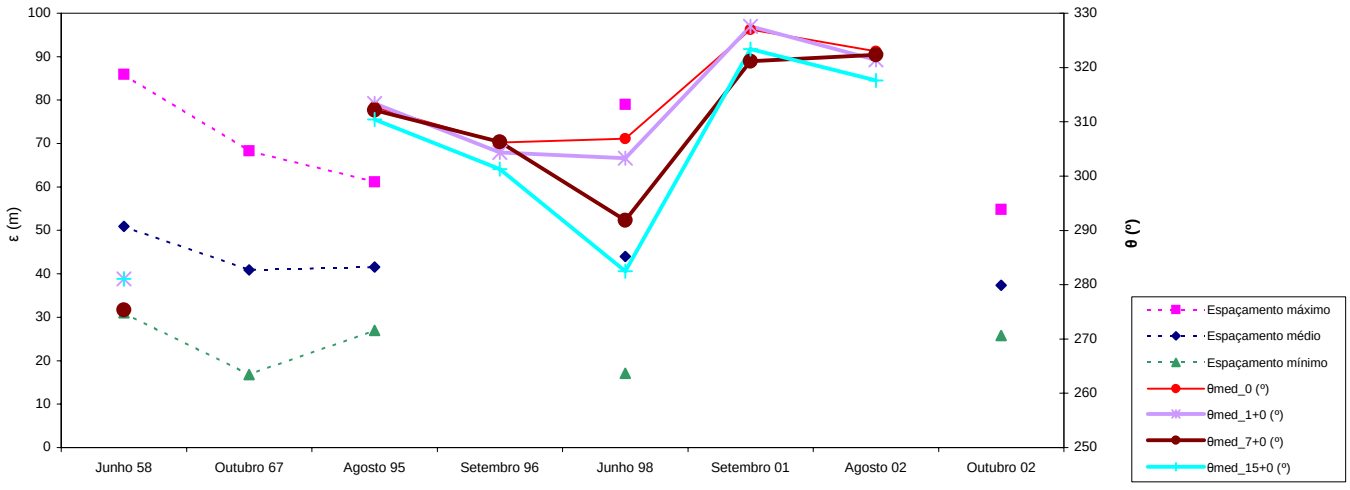
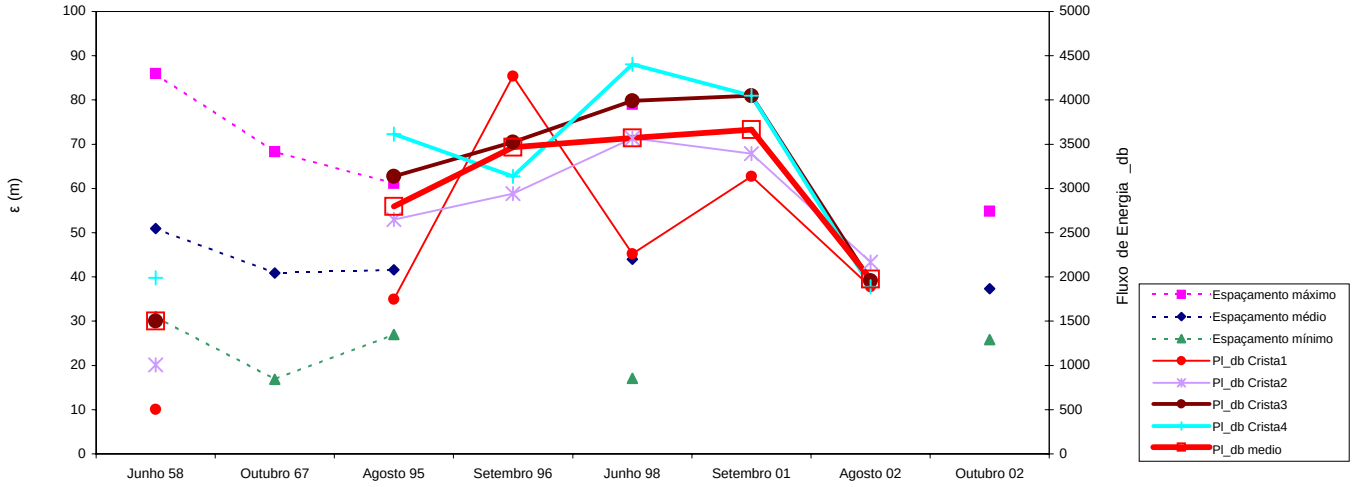


Figura D21 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a agitação

Relação entre o espaçamento de miniretornos e a Fluxo de Energia db



Relação entre o espaçamento de miniretornos e a Fluxo de Energia b

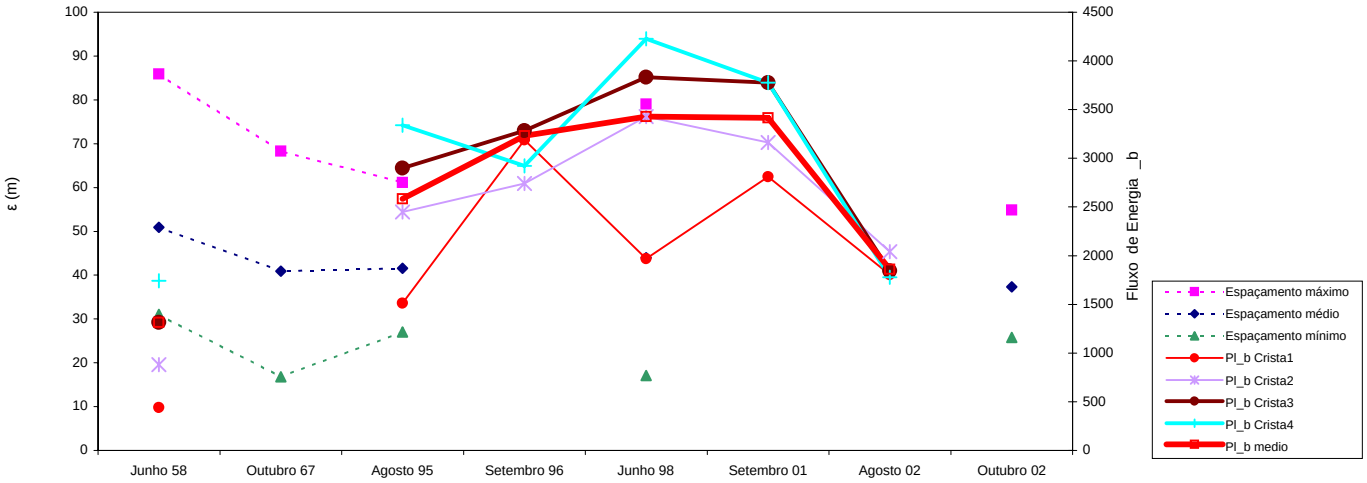


Figura D37 - Relação entre o espaçamento de miniretornos e a fluxo de energia - Teixeira, 1994

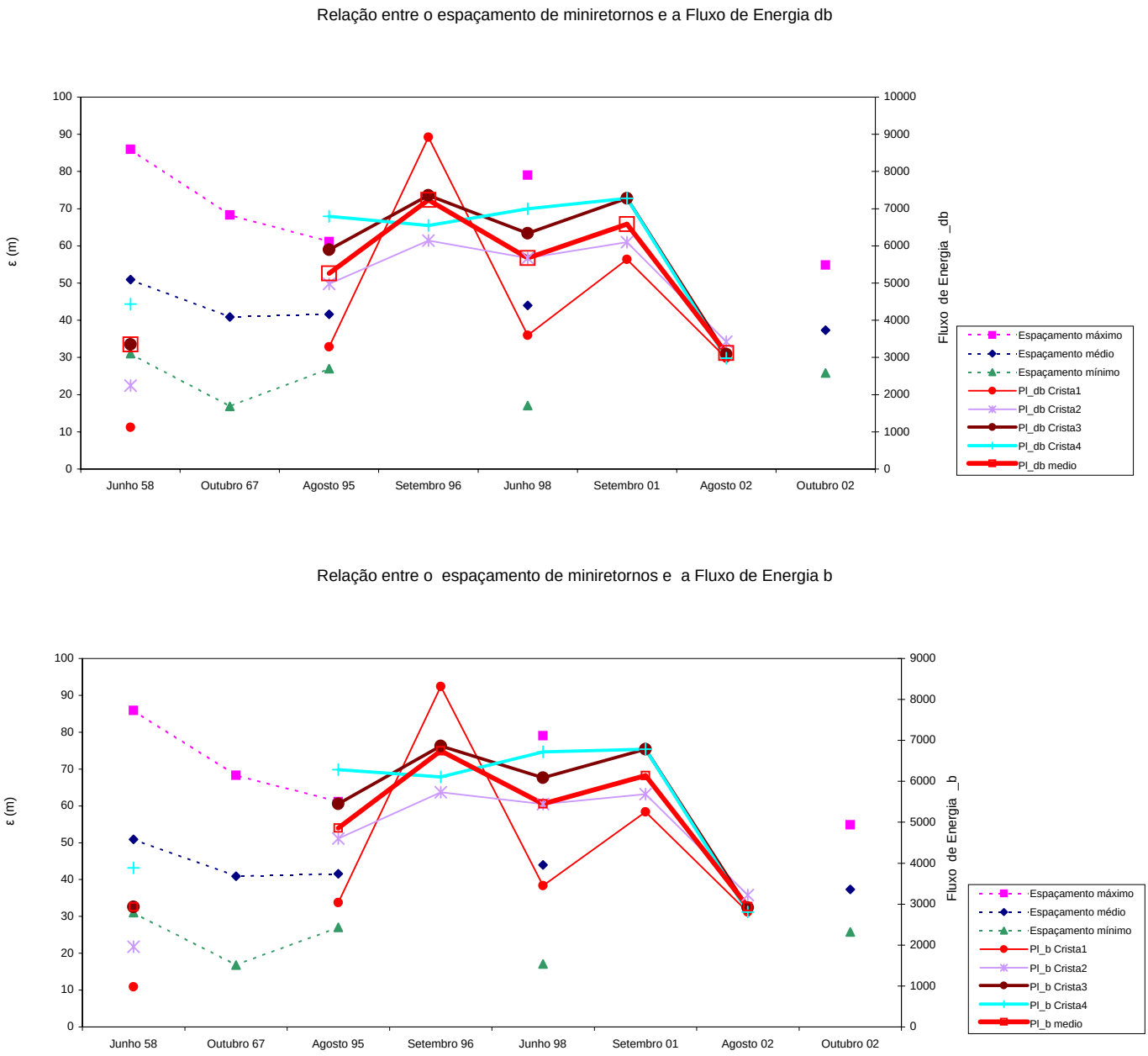
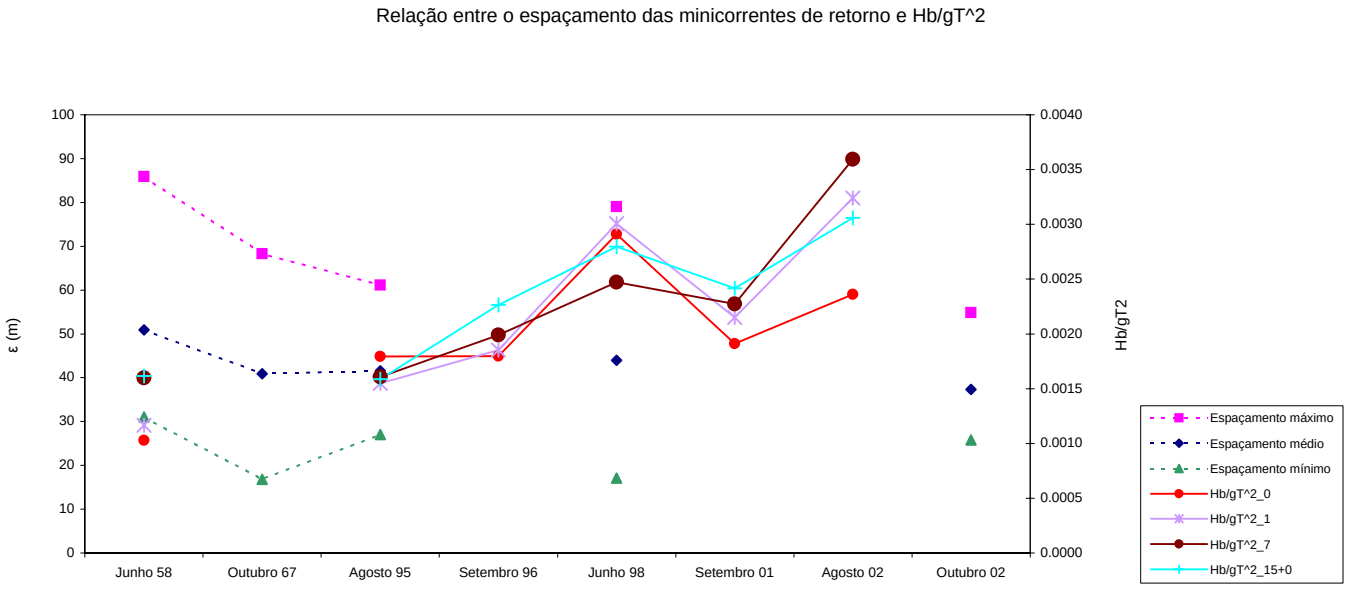


Figura D38 - Relação entre o espaçamento de miniretornos e a fluxo de energia - Komar e Gaughan, 1974



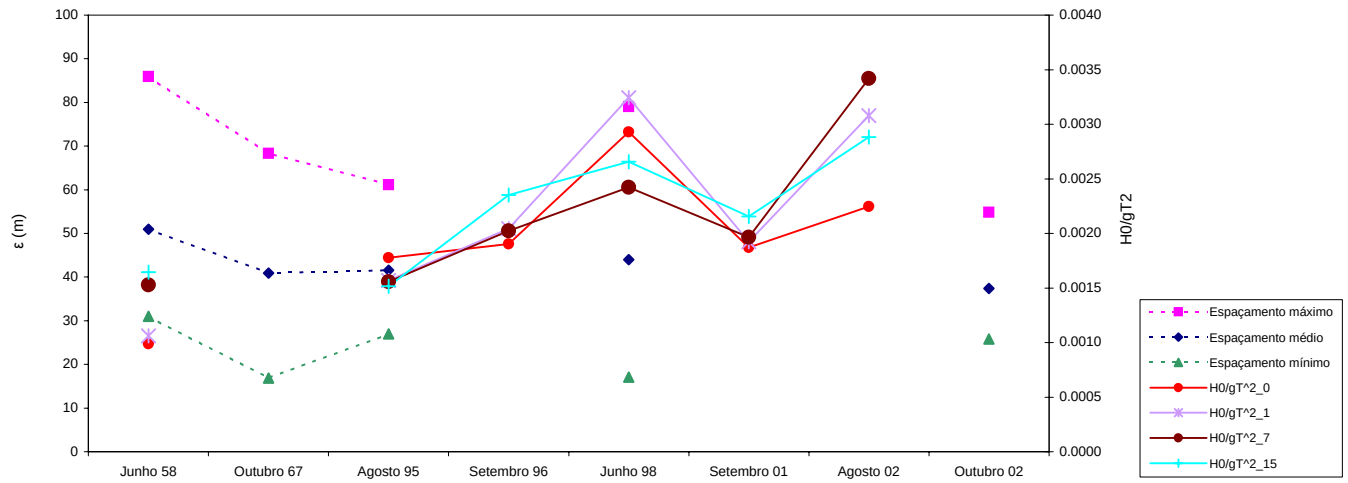
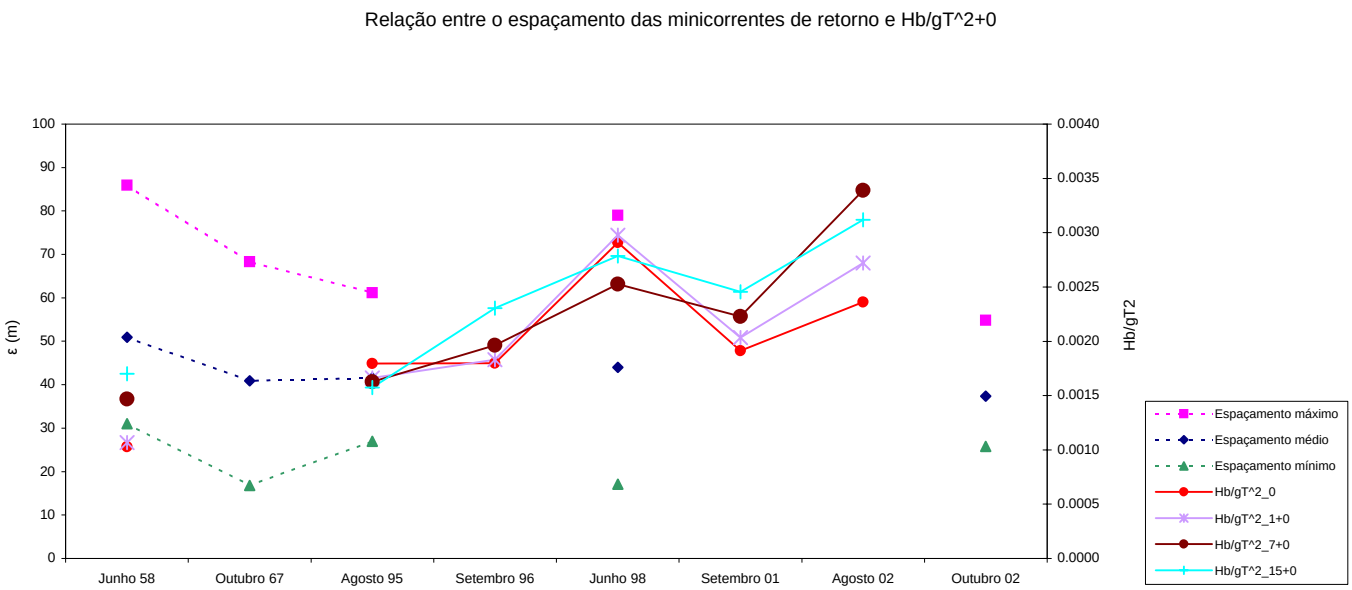


Figura D33 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



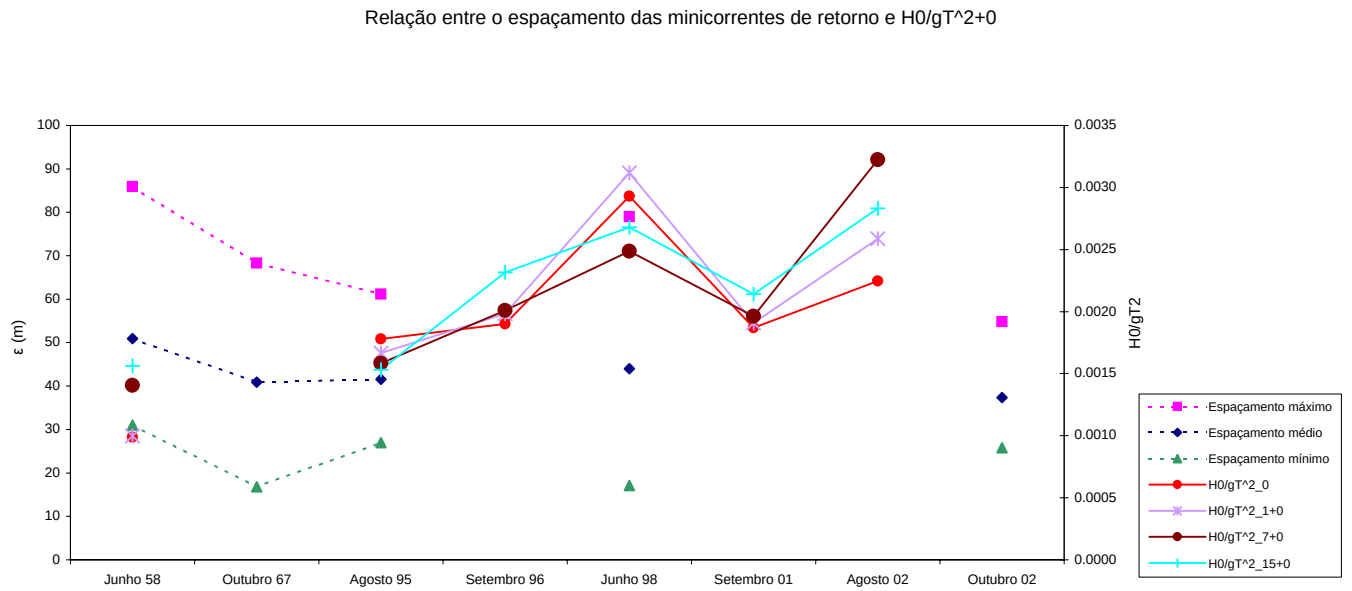
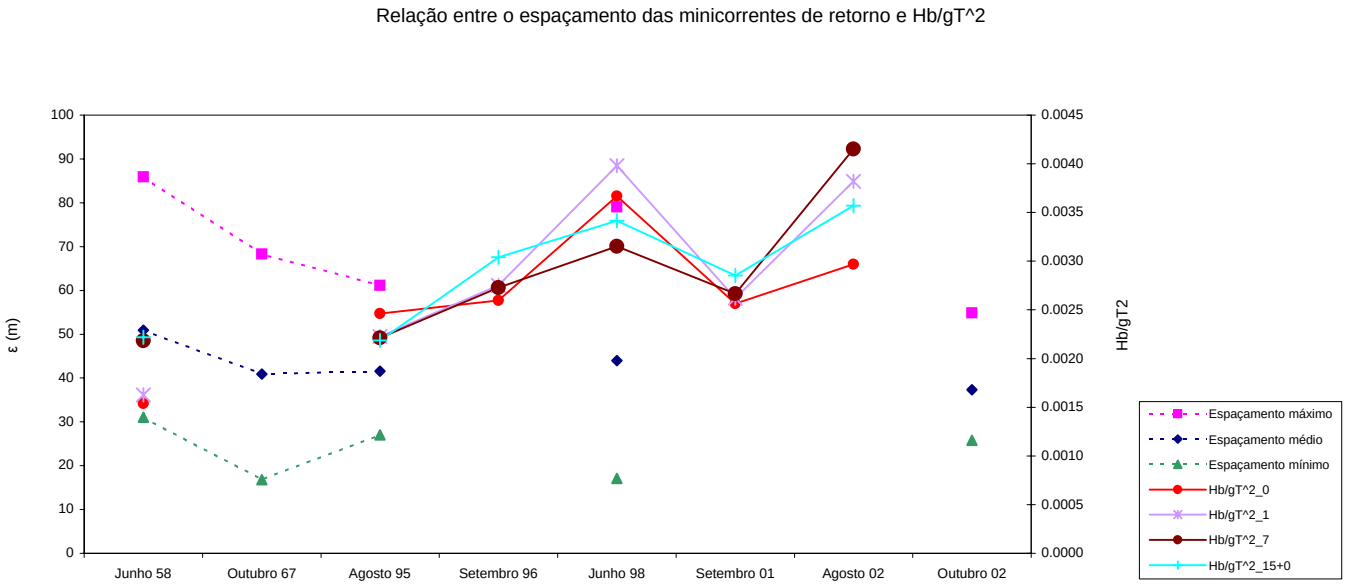


Figura D34 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



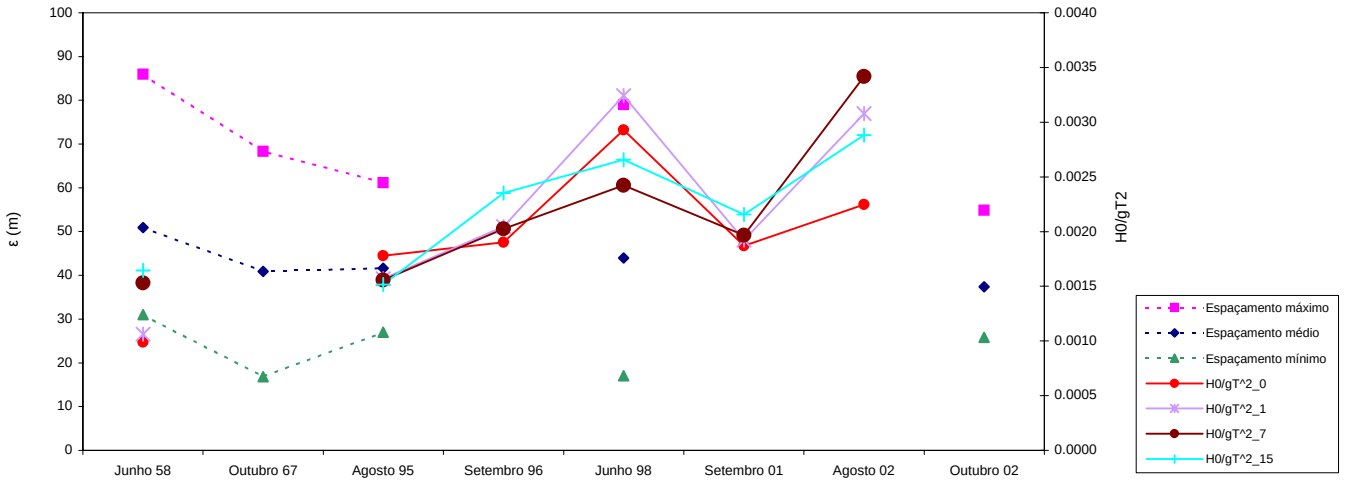
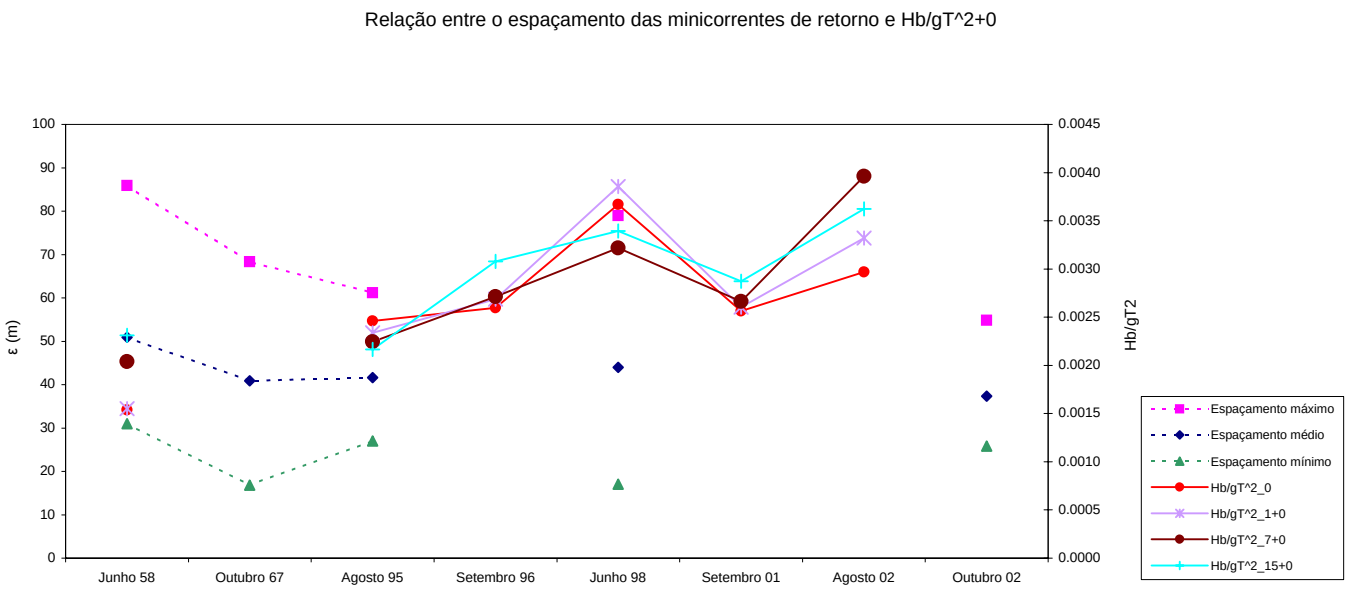


Figura D35 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



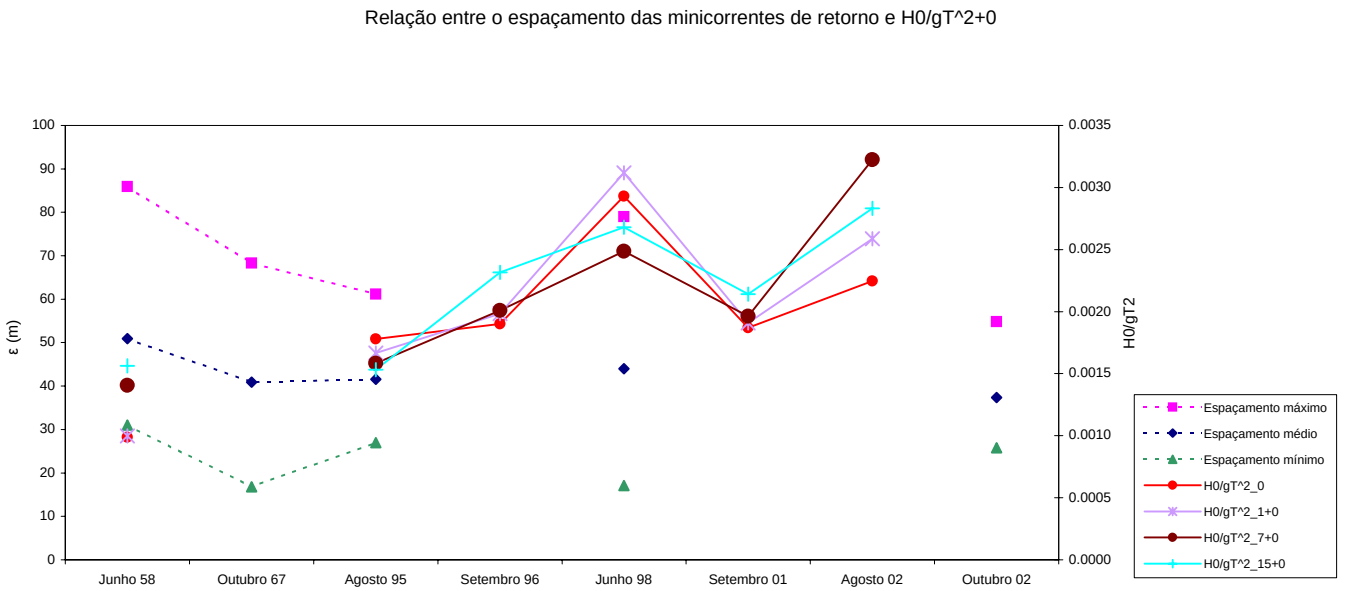


Figura D36 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

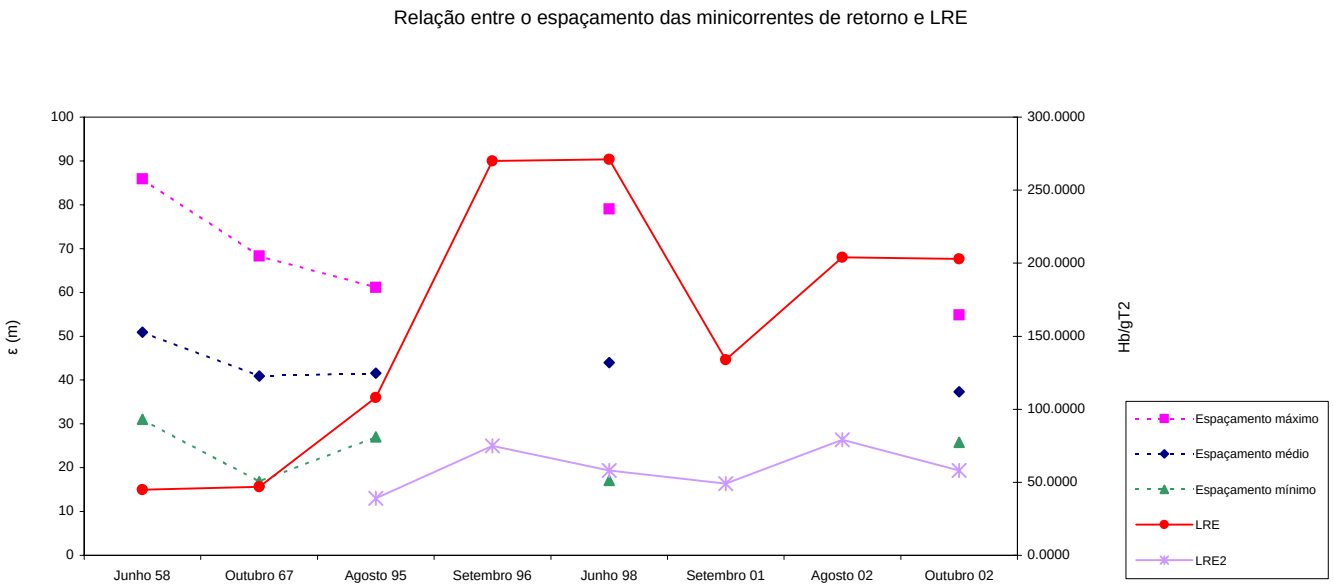


Figura D24 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e LRE

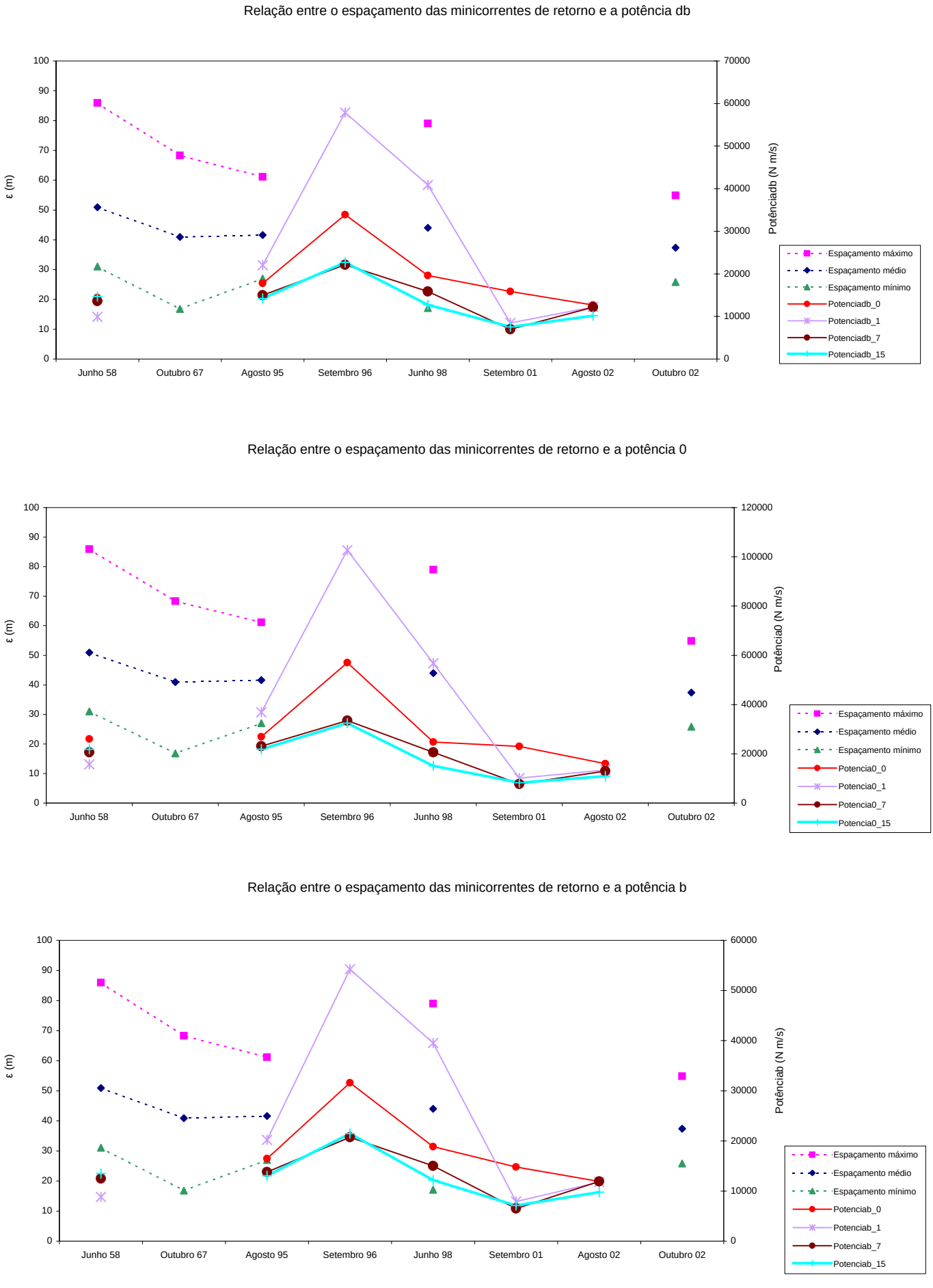
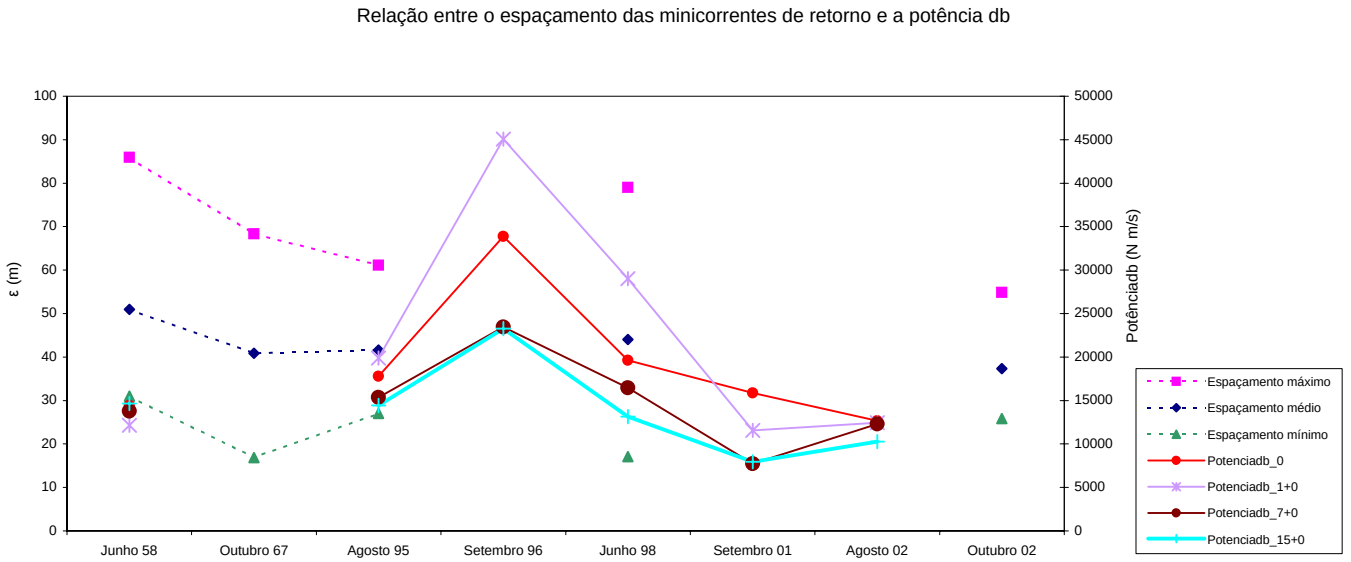
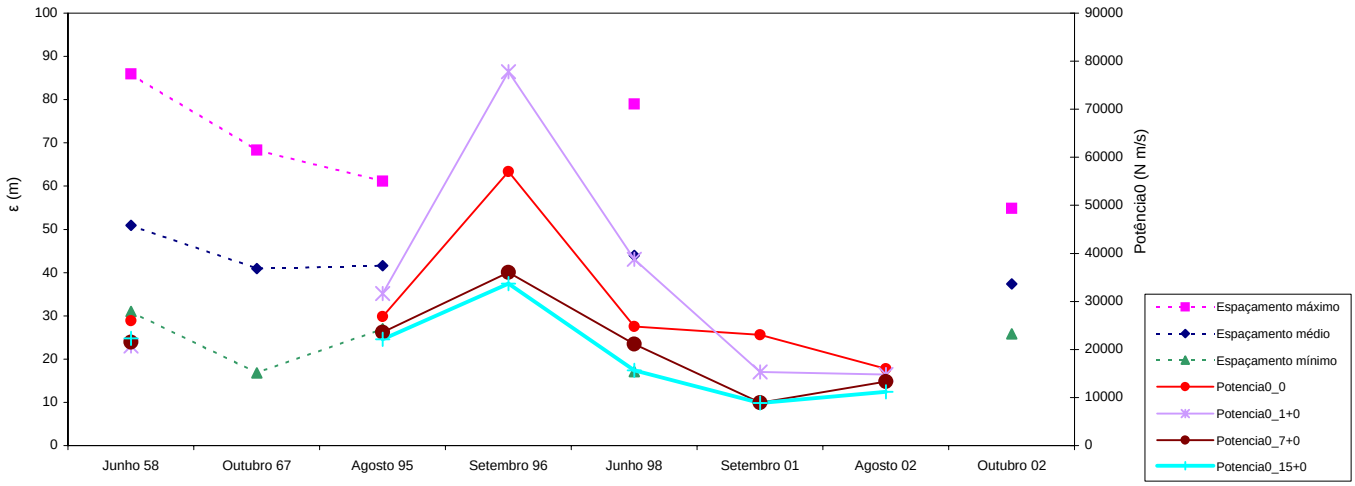


Figura D29 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a potência - Teixeira, 1994





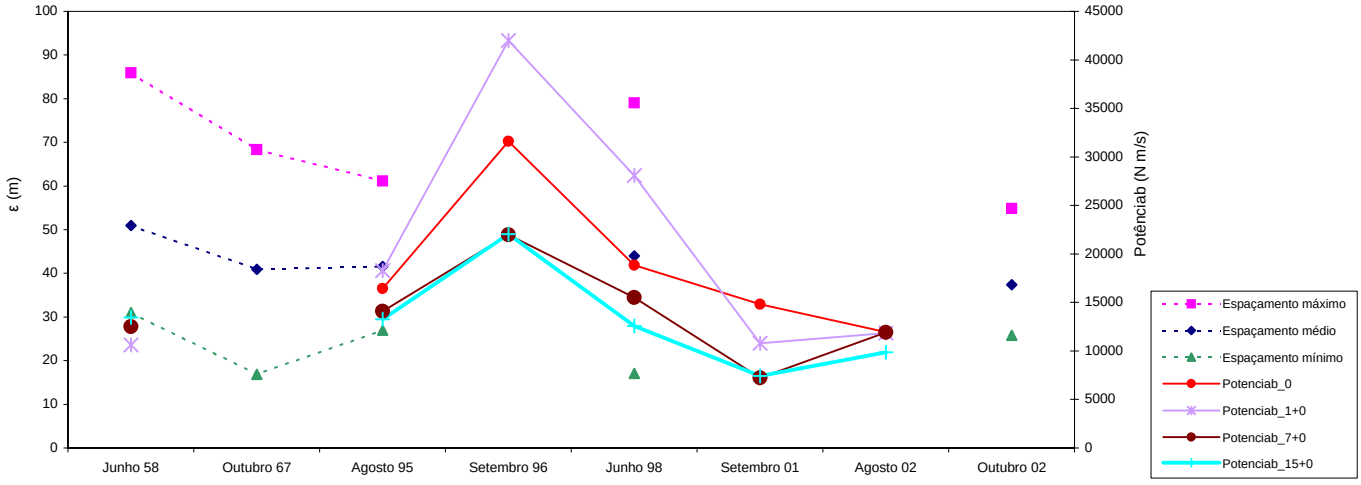
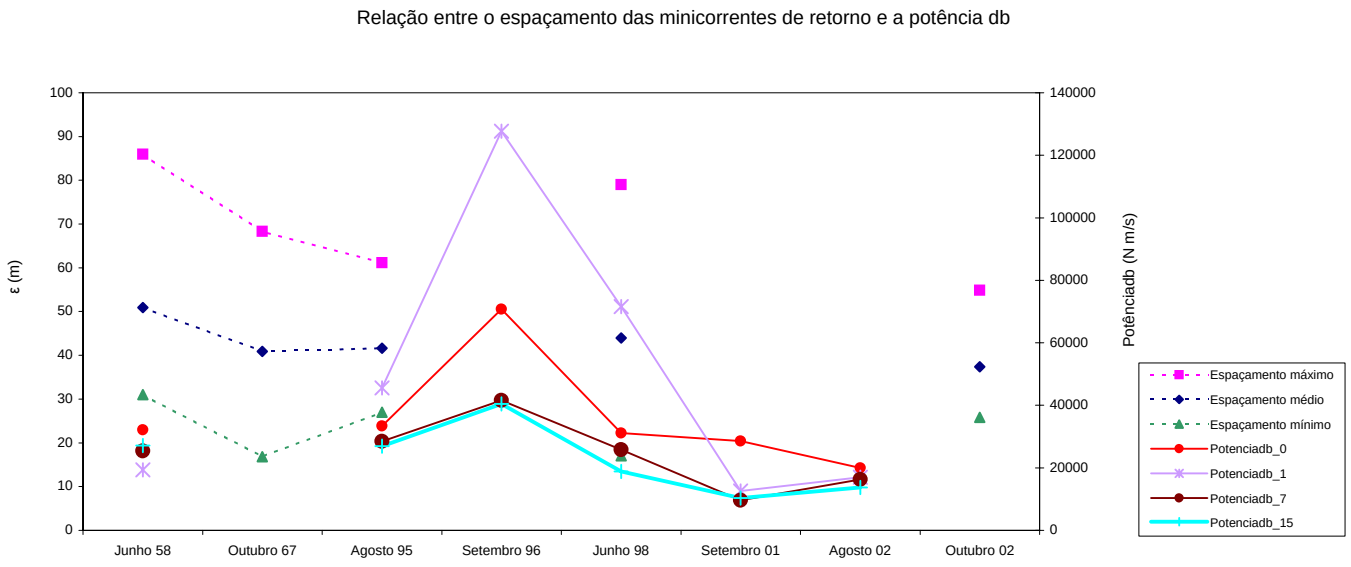
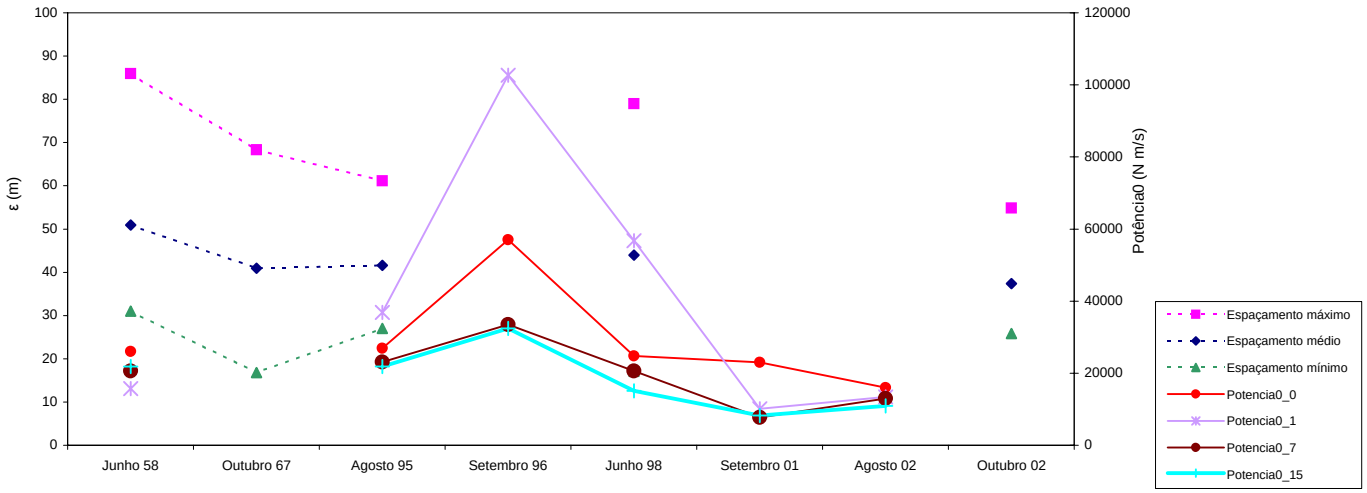


Figura D30 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a potência - Teixeira, 1994





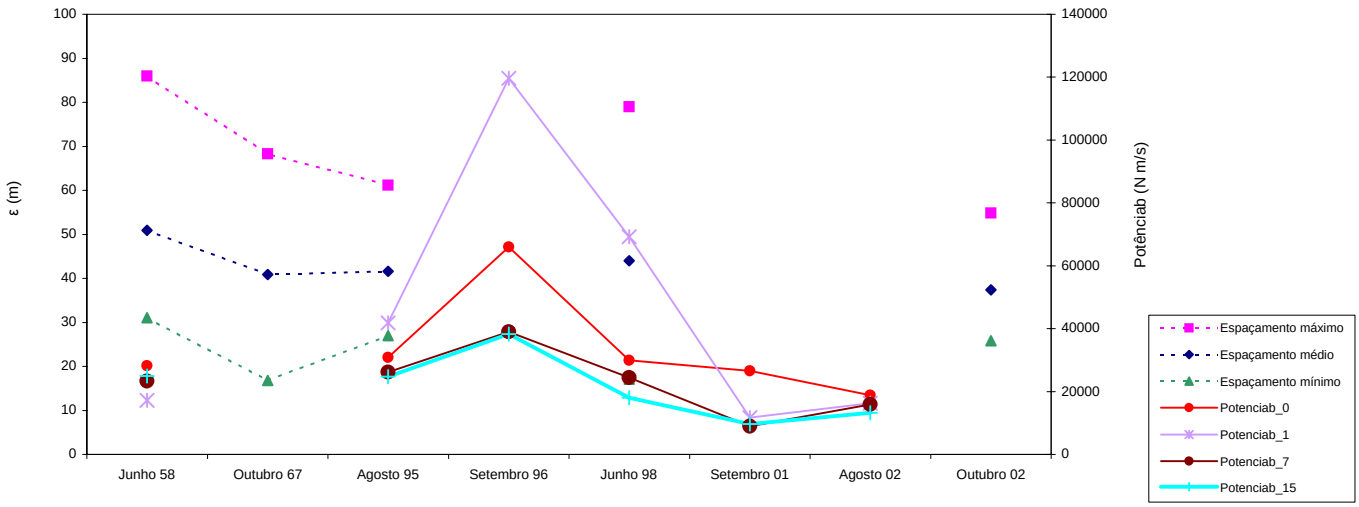
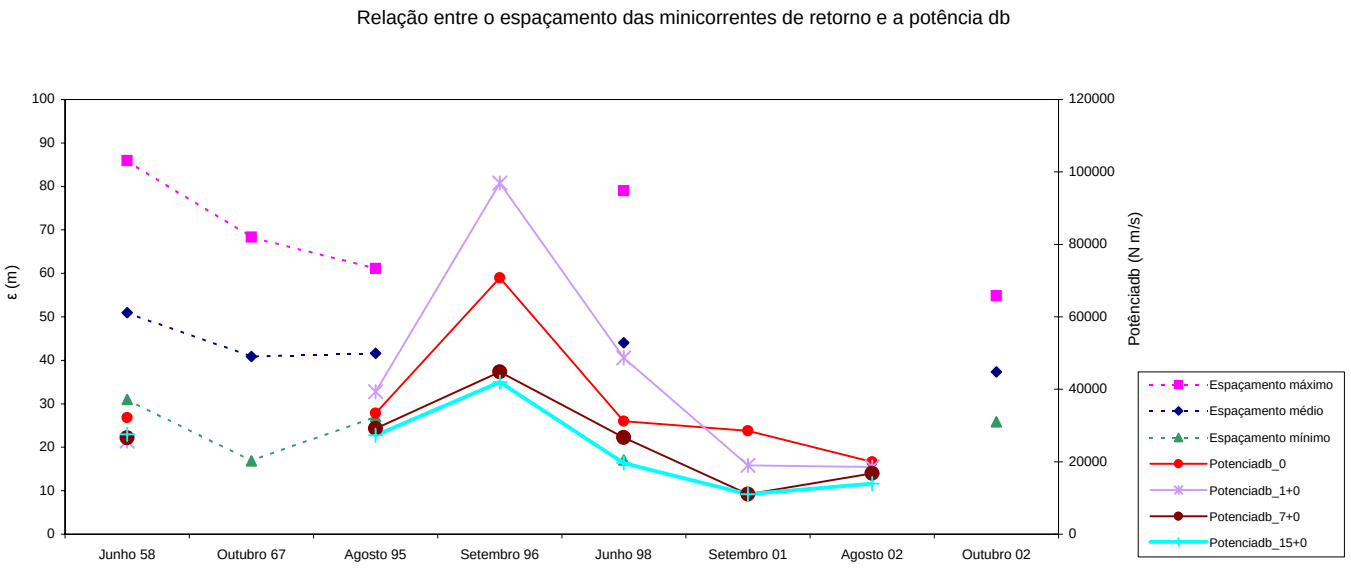
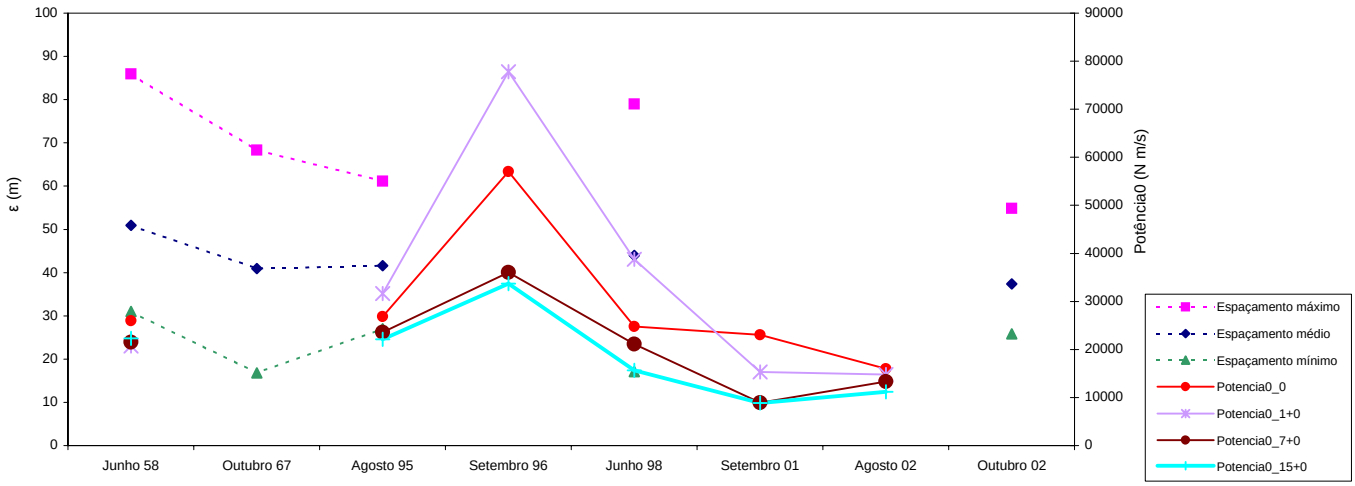


Figura D31 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a potência - Komar e Goughan,1974





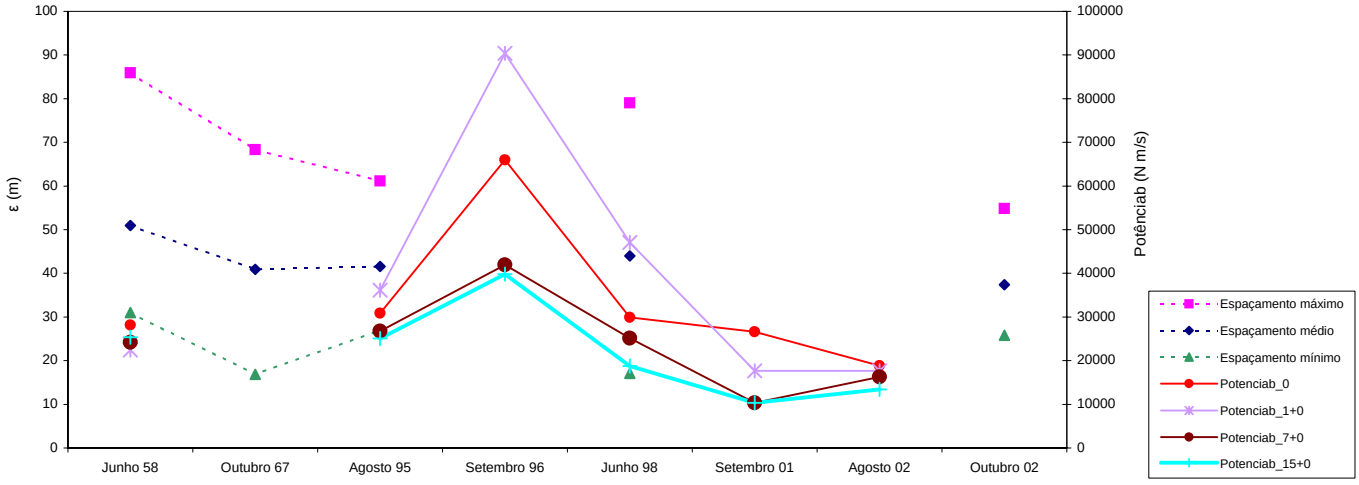
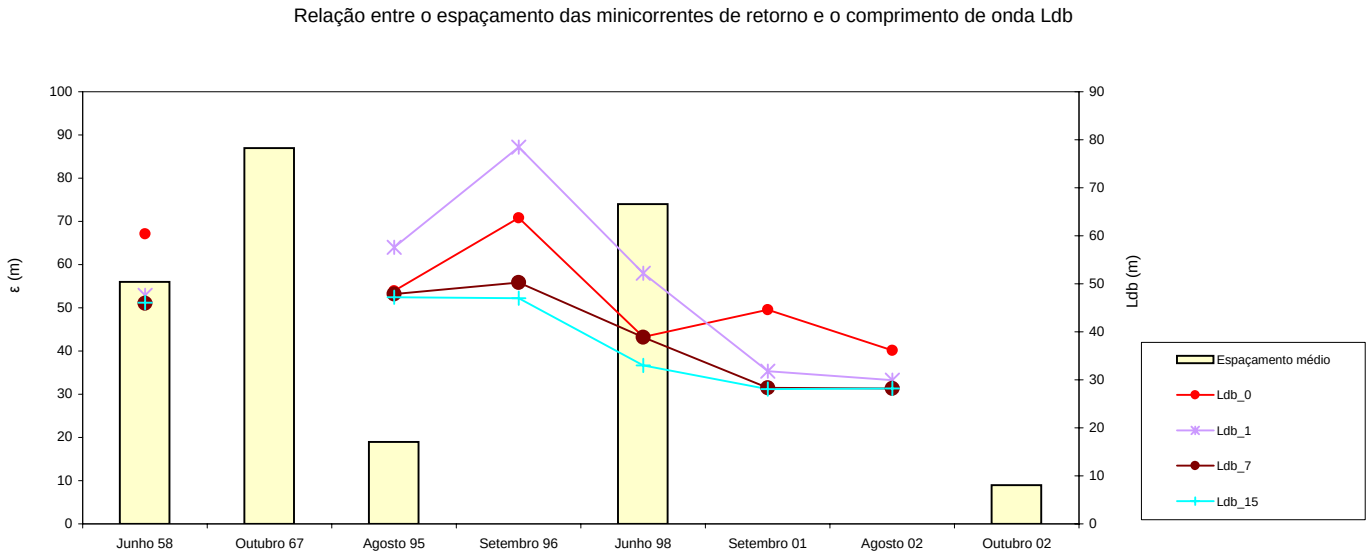
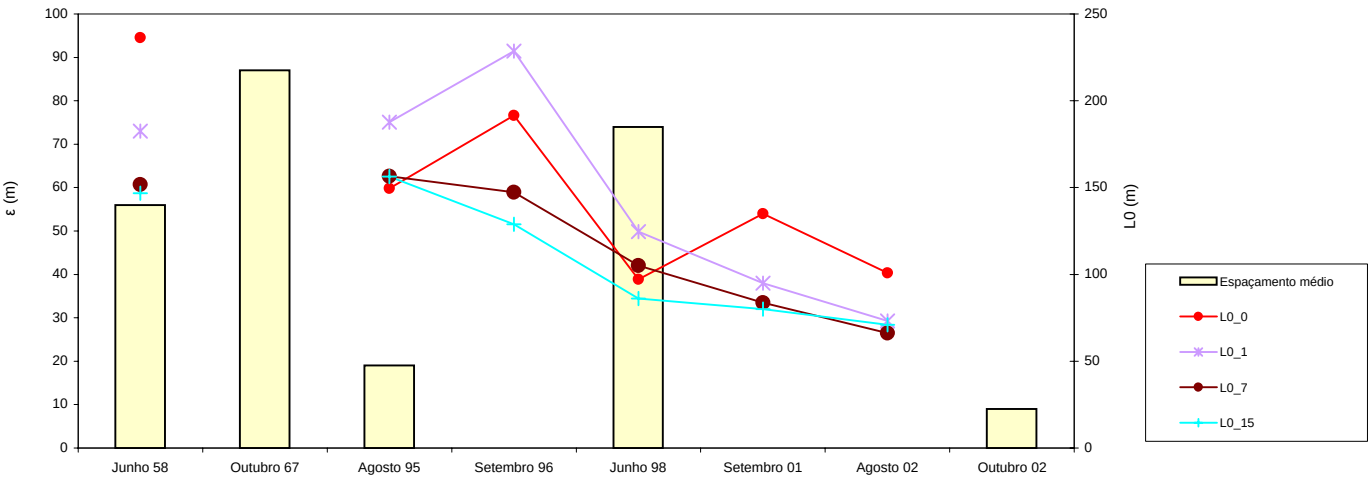


Figura D32 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a potência - Komar e Goughan,1974





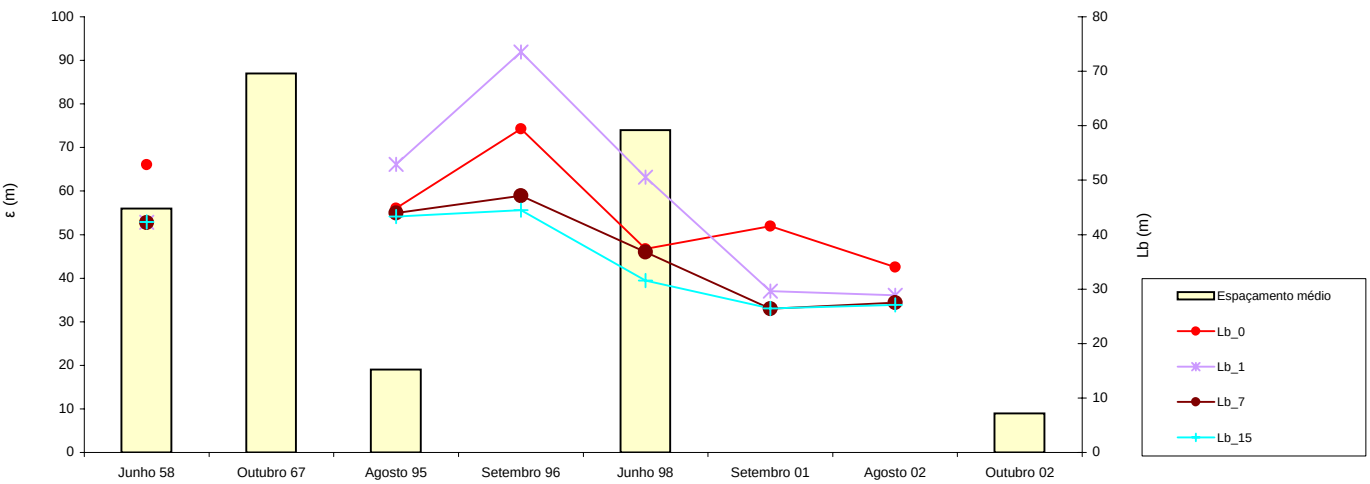
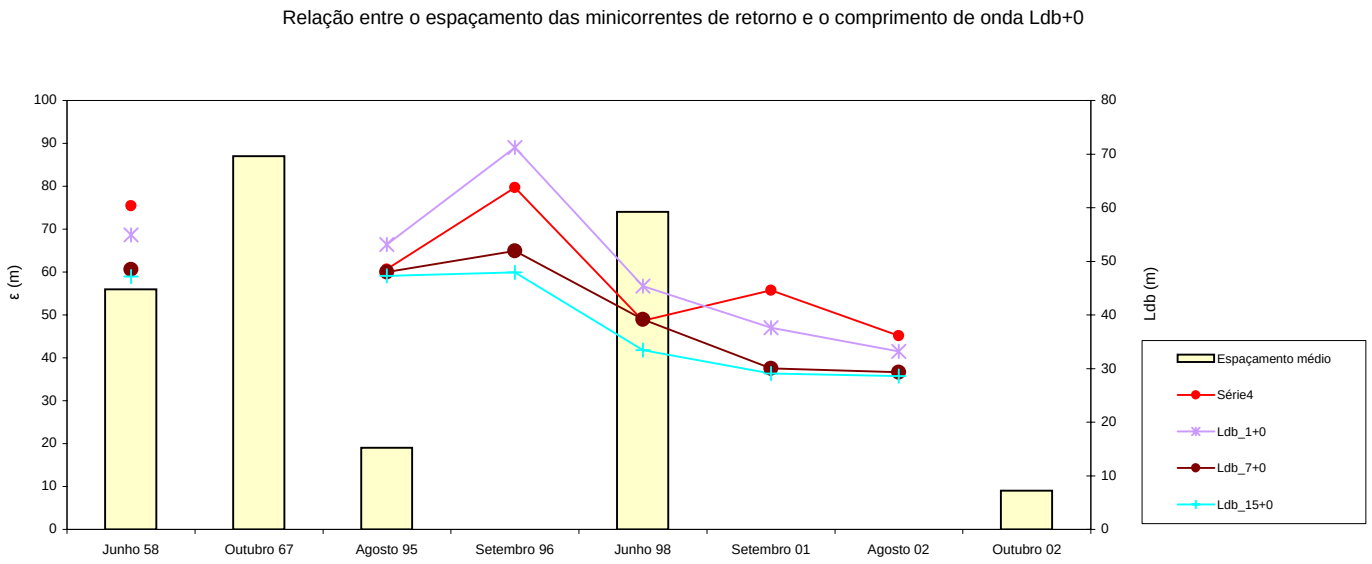
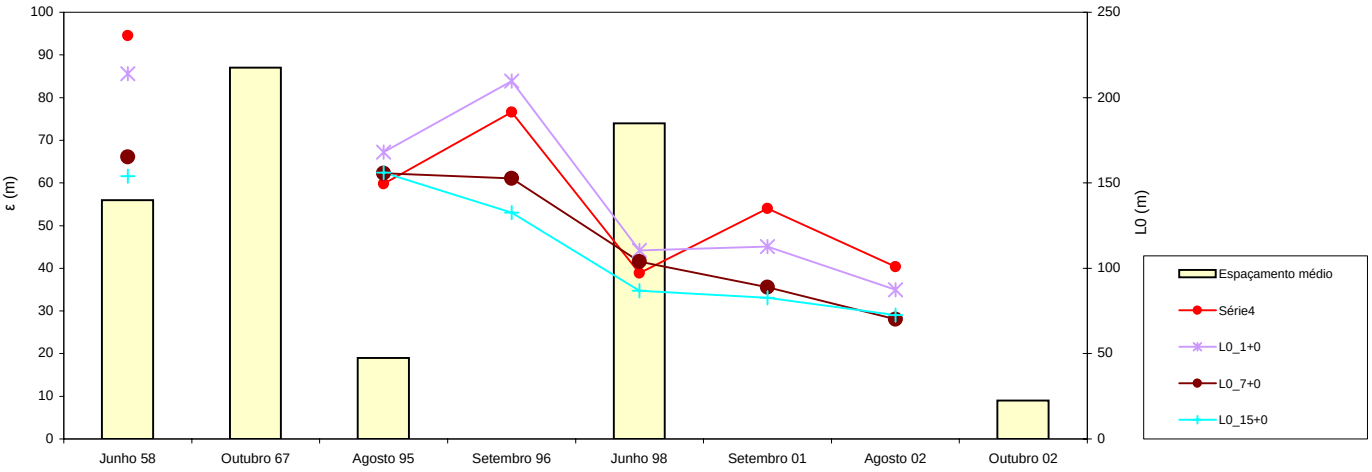


Figura D3 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda





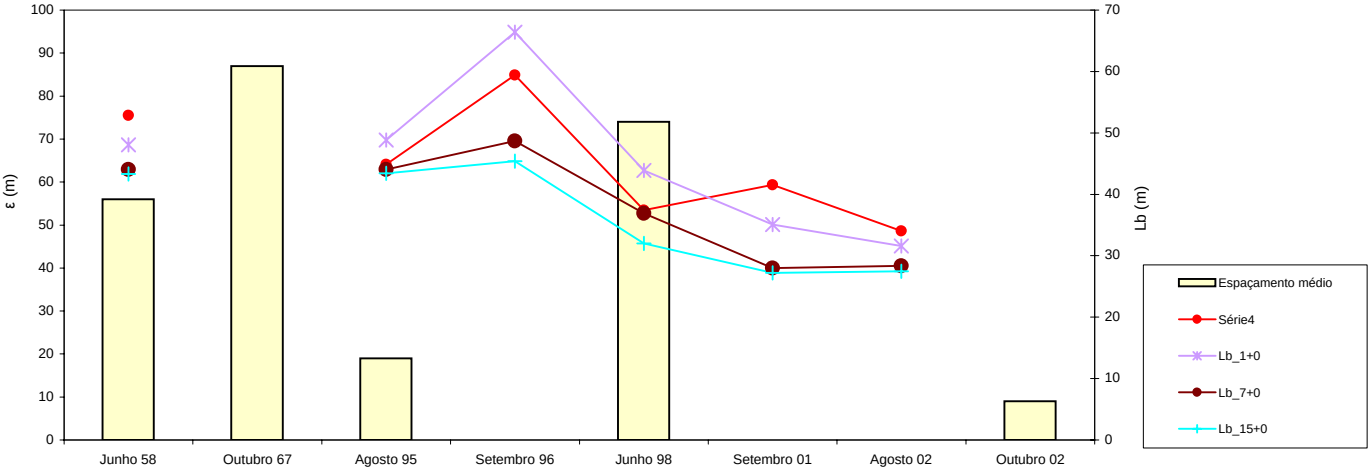
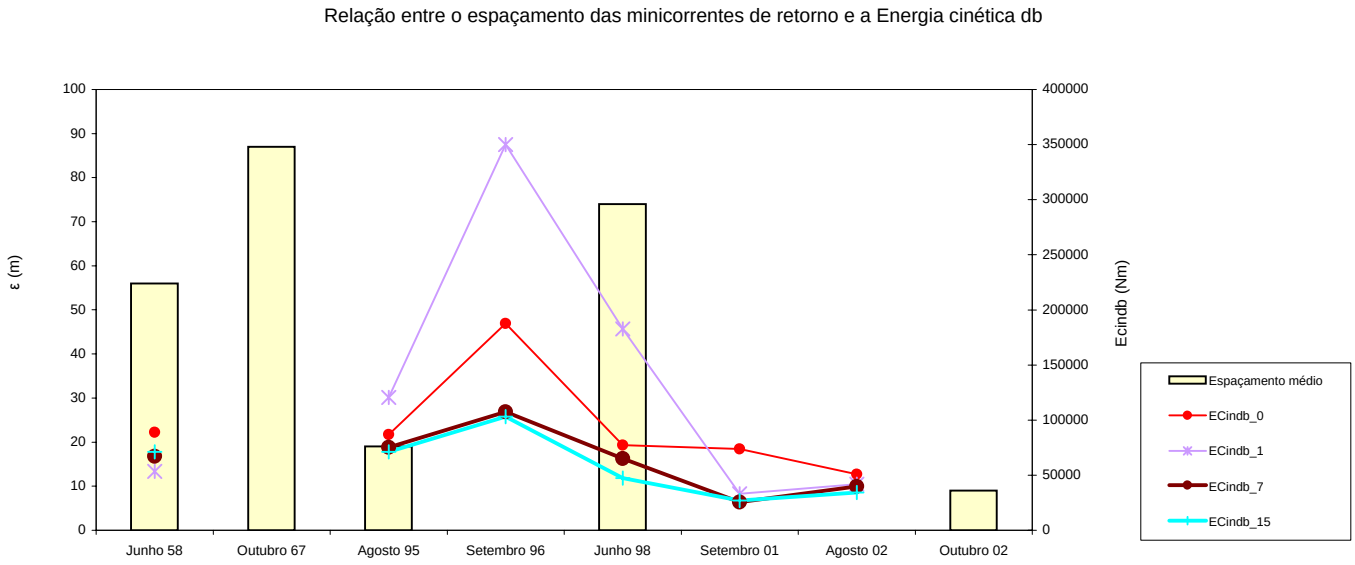
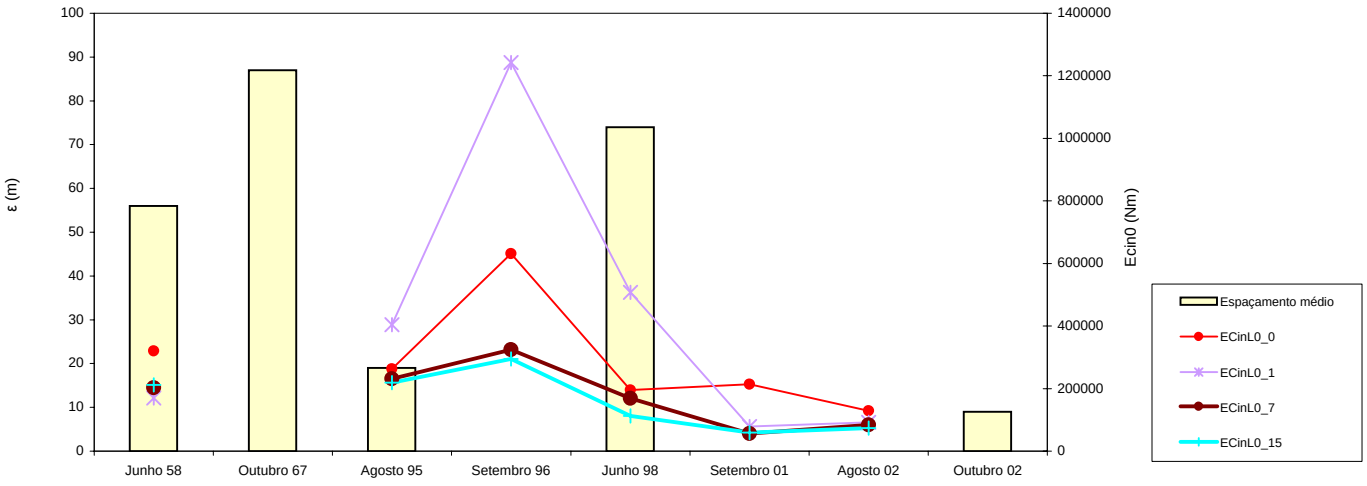


Figura D4 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda





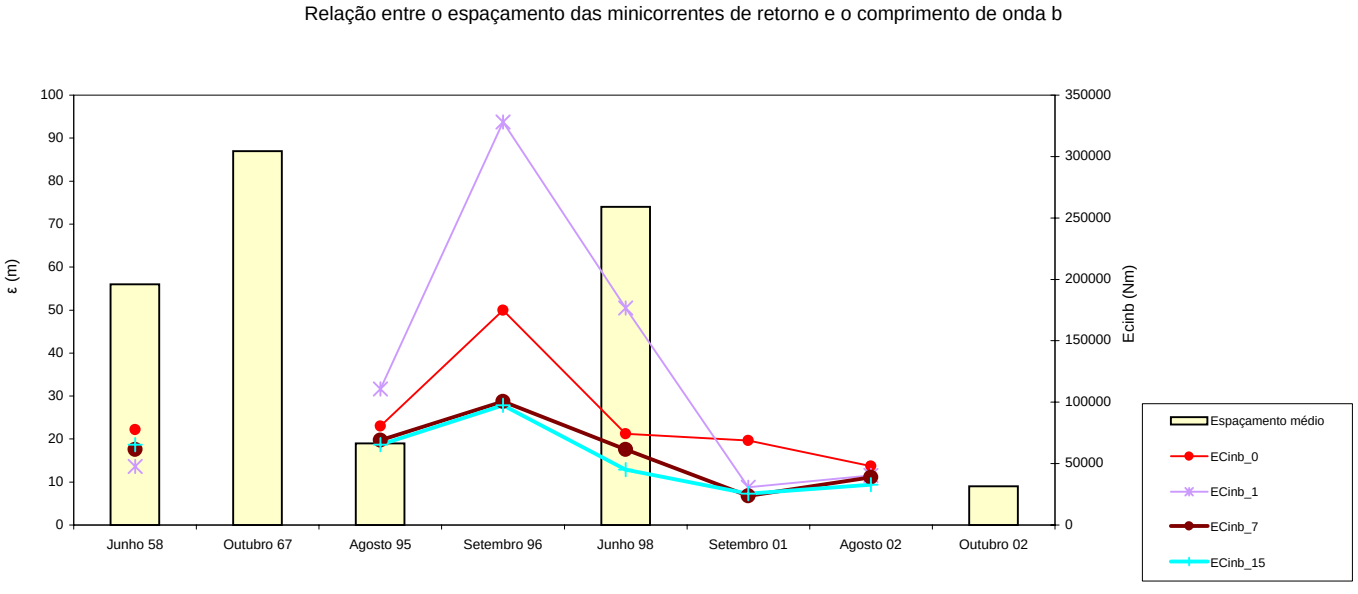
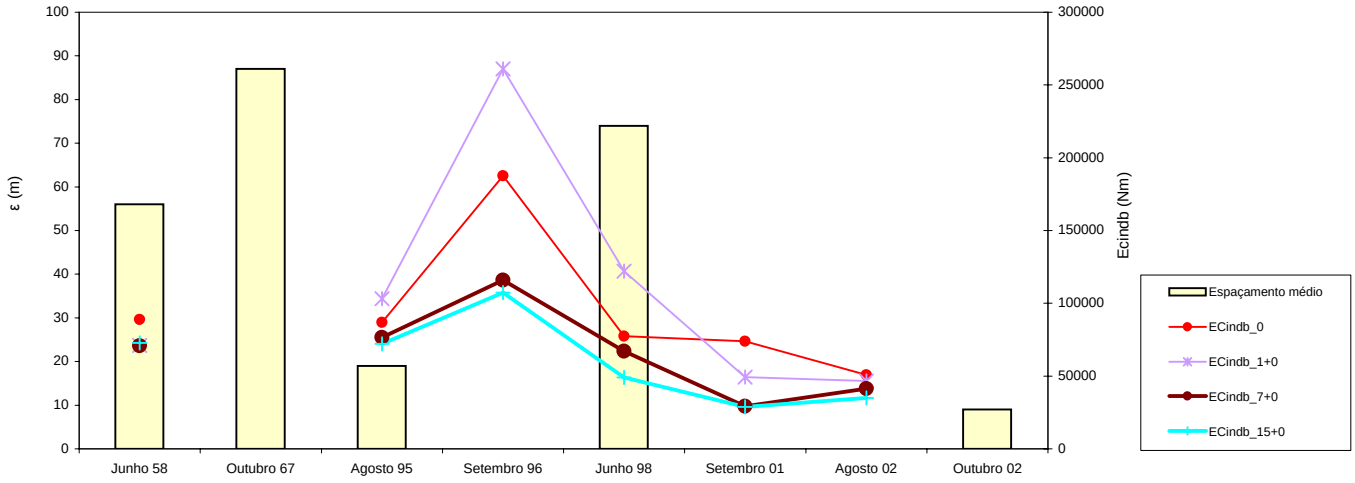
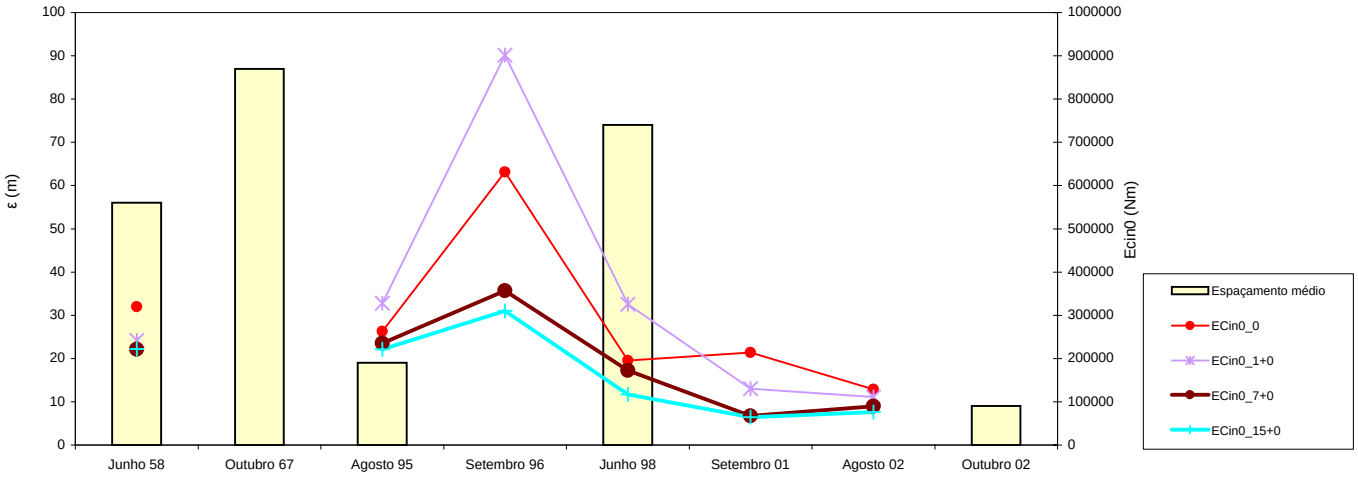


Figura D6 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética -Teixeira, 1994

Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Energia cinética db+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Energia cinética 0+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda b+0

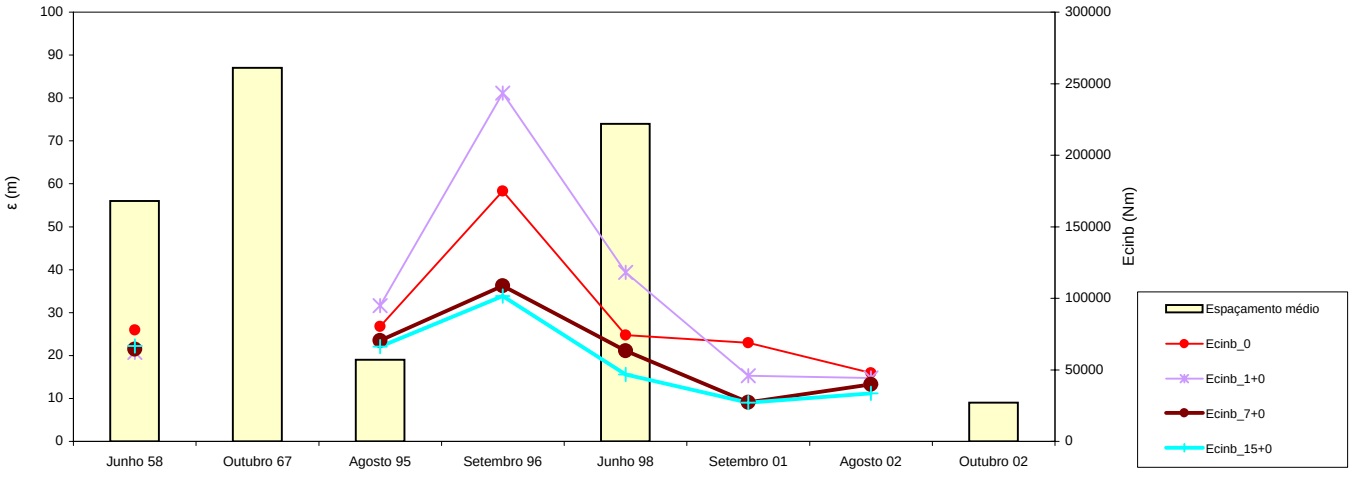
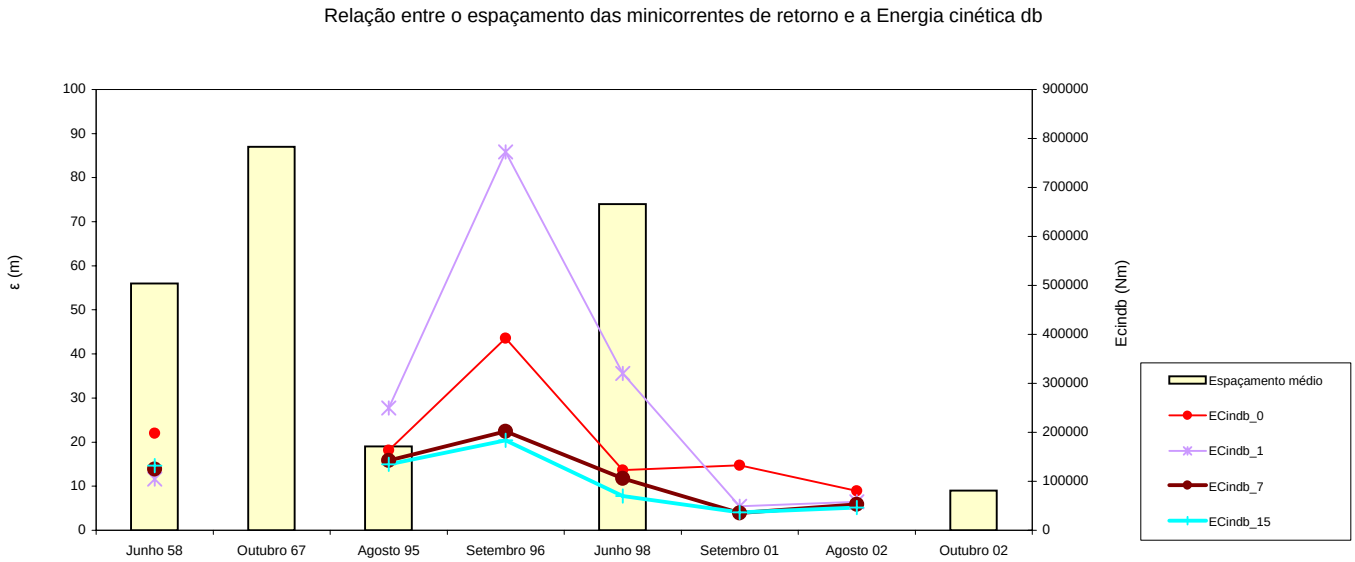
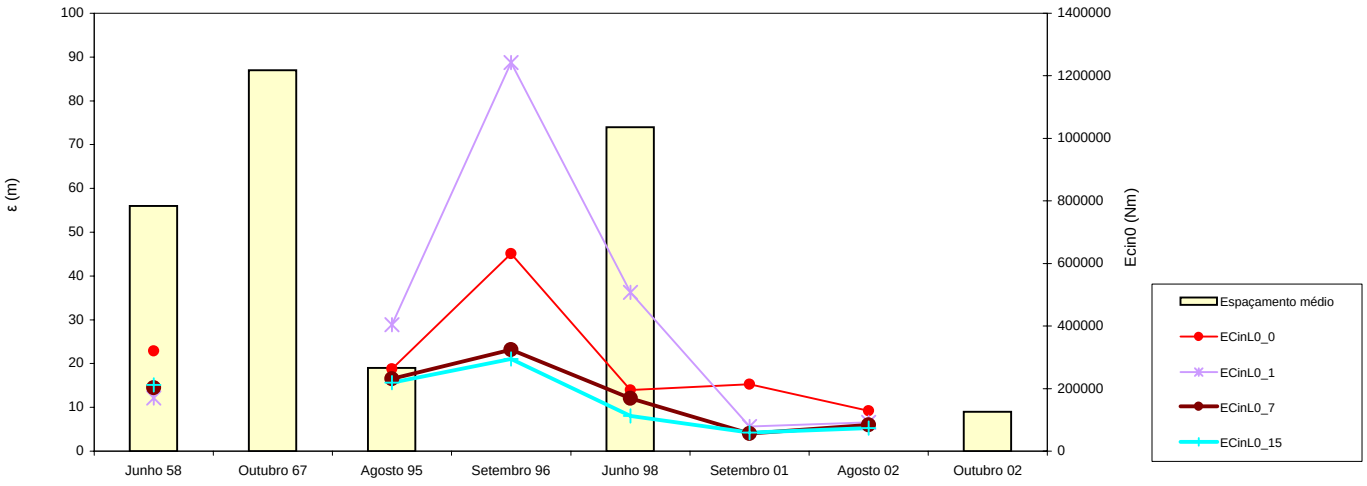


Figura D7 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Teixeira, 1994





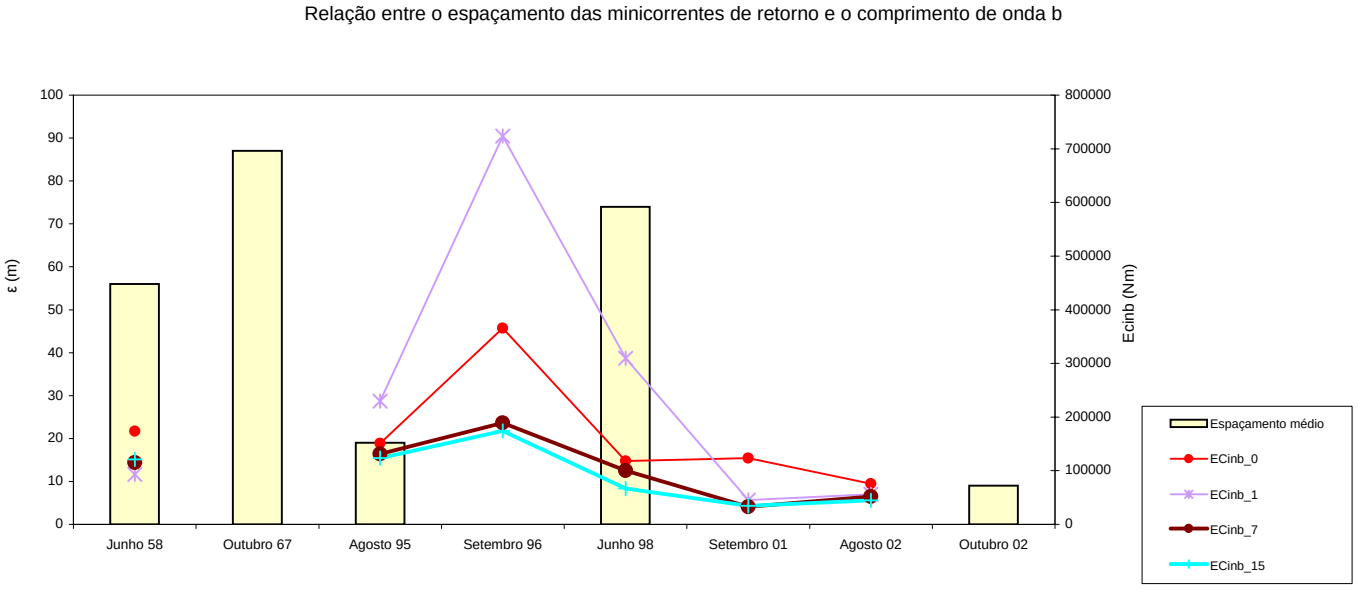
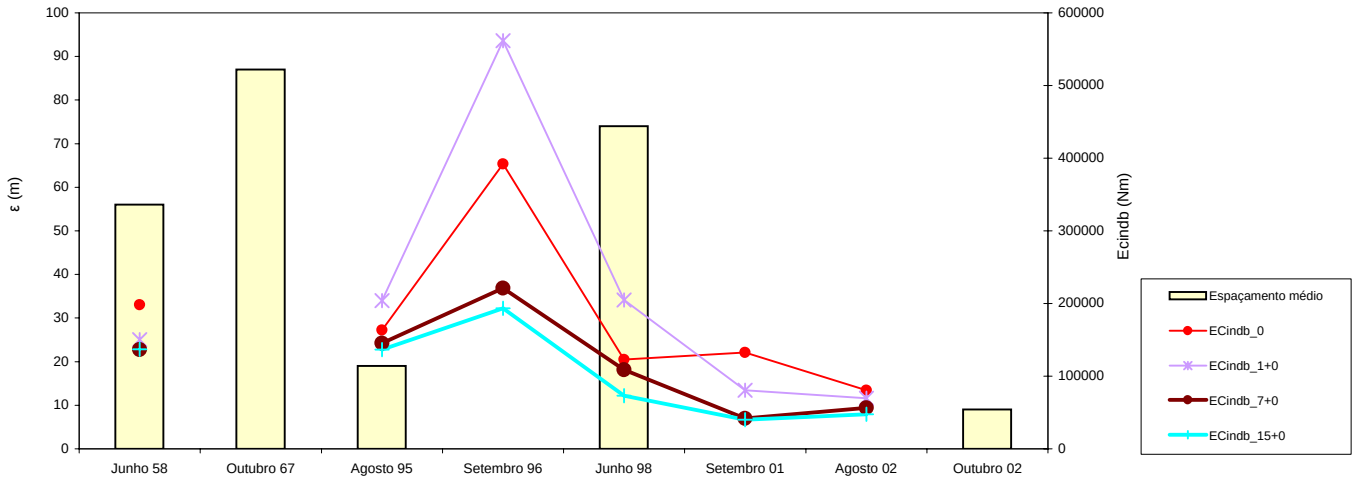
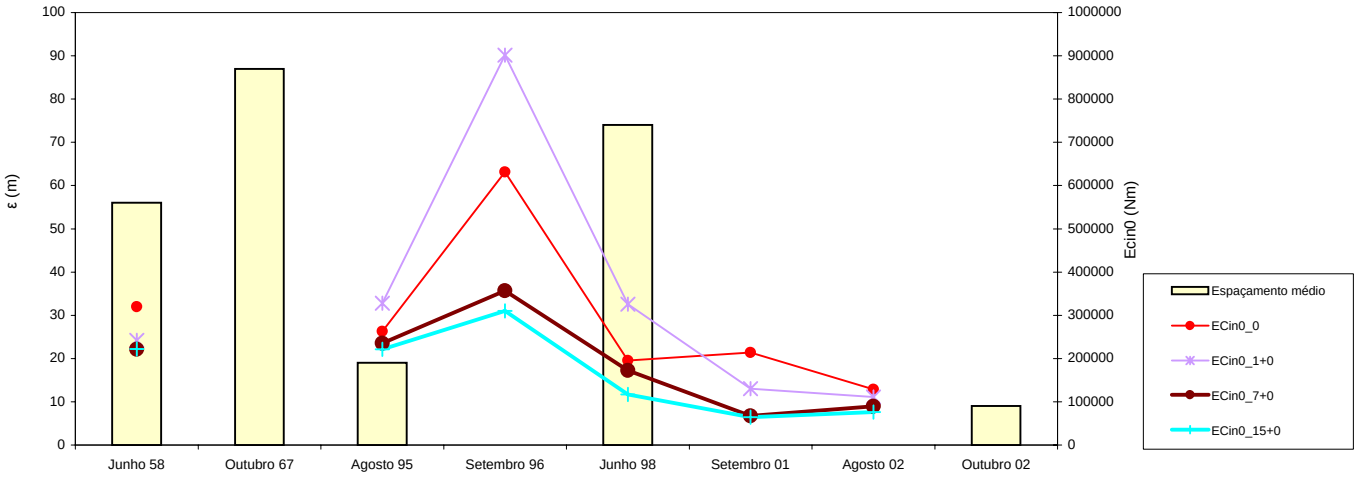


Figura D12 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974

Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Energia cinética db+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a Energia cinética 0+0



Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e o comprimento de onda b+0

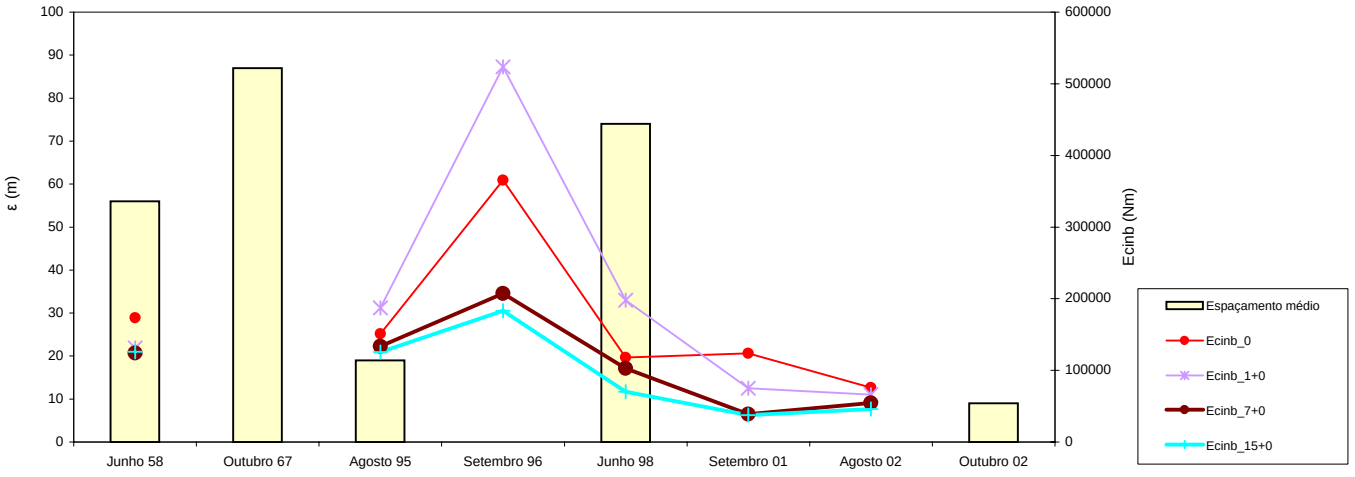
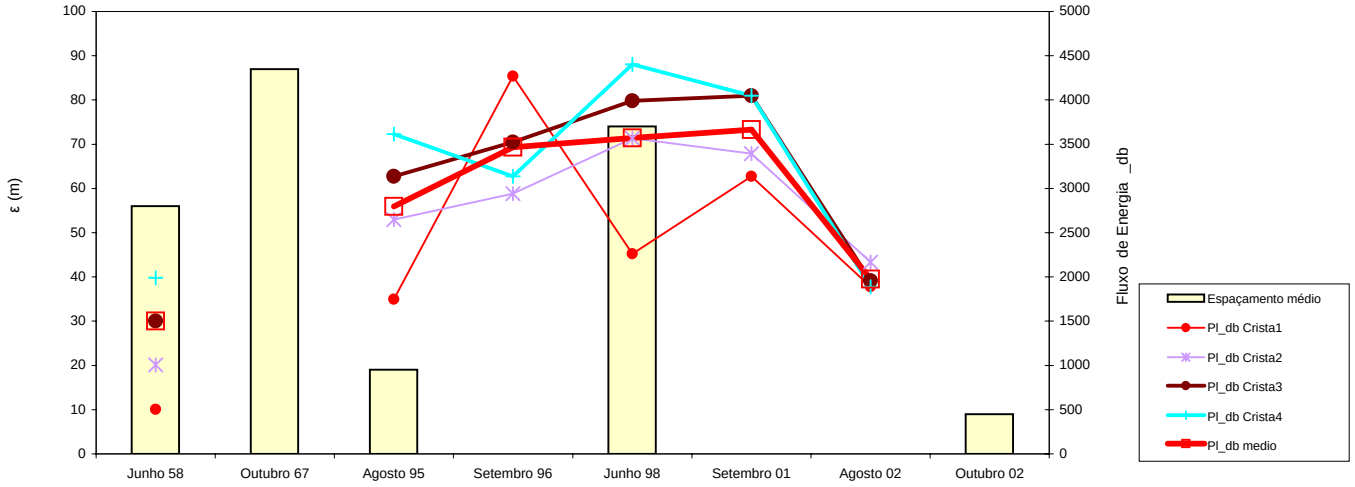


Figura D13 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a energia cinética - Komar e Gaughan, 1974

Relação entre o espaçamento de miniretornos e a Fluxo de Energia db



Relação entre o espaçamento de miniretornos e a Fluxo de Energia b

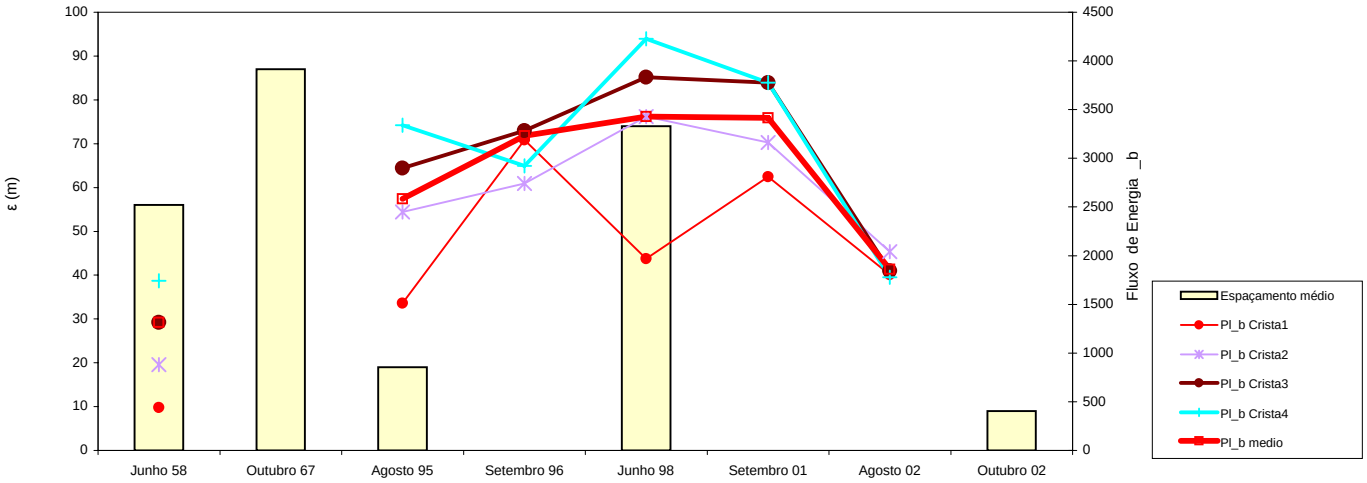


Figura D18 - Relação entre o espaçamento de miniretornos e a fluxo de energia - Teixeira, 1994

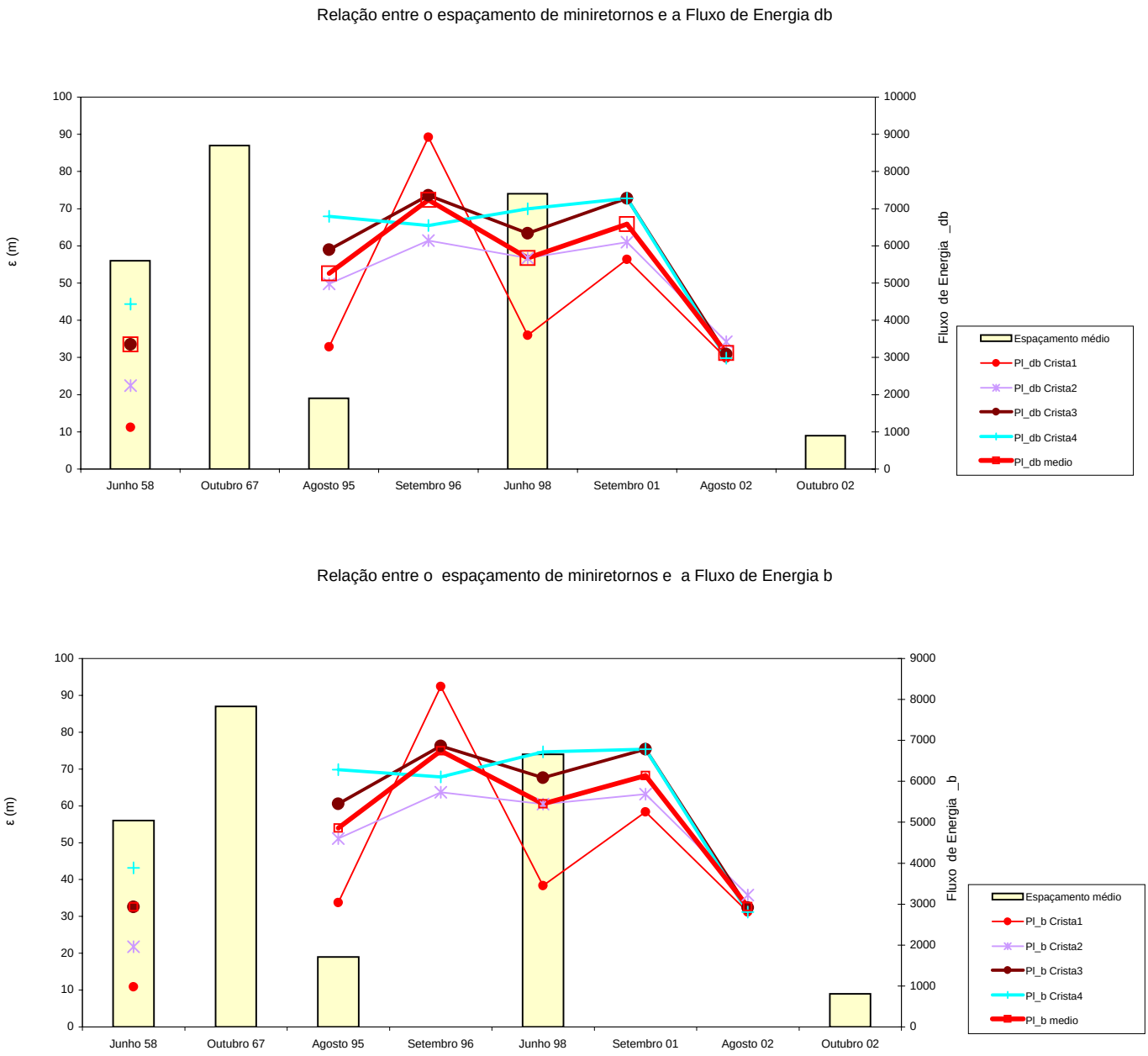
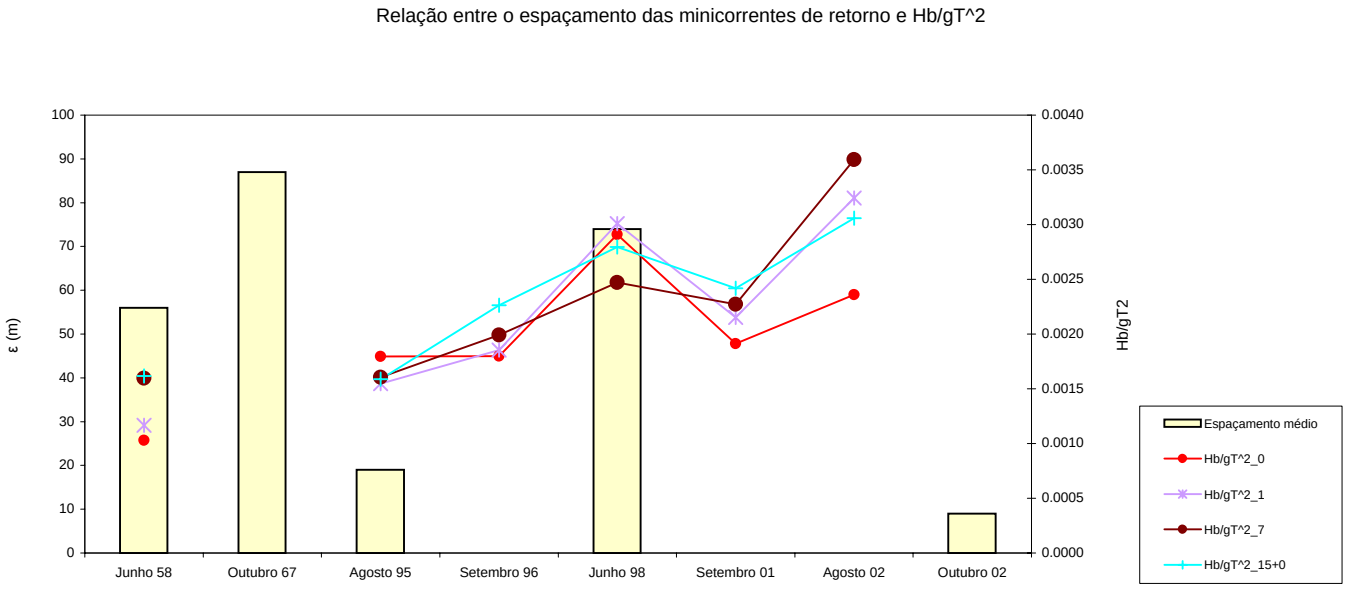


Figura D19 - Relação entre o espaçamento de miniretornos e a fluxo de energia - Komar r Gaughan, 1974



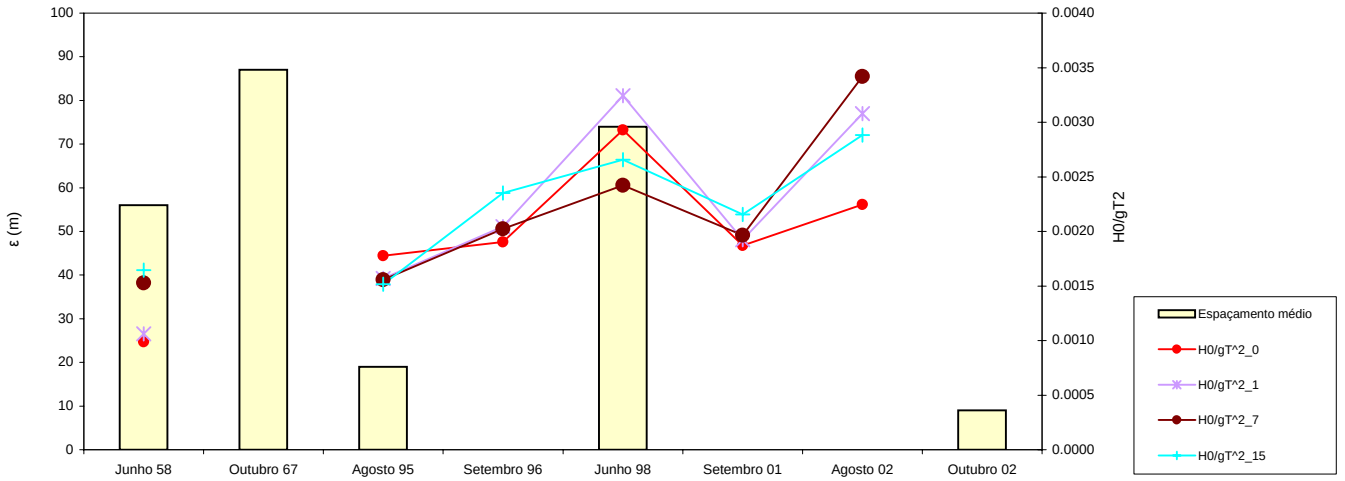
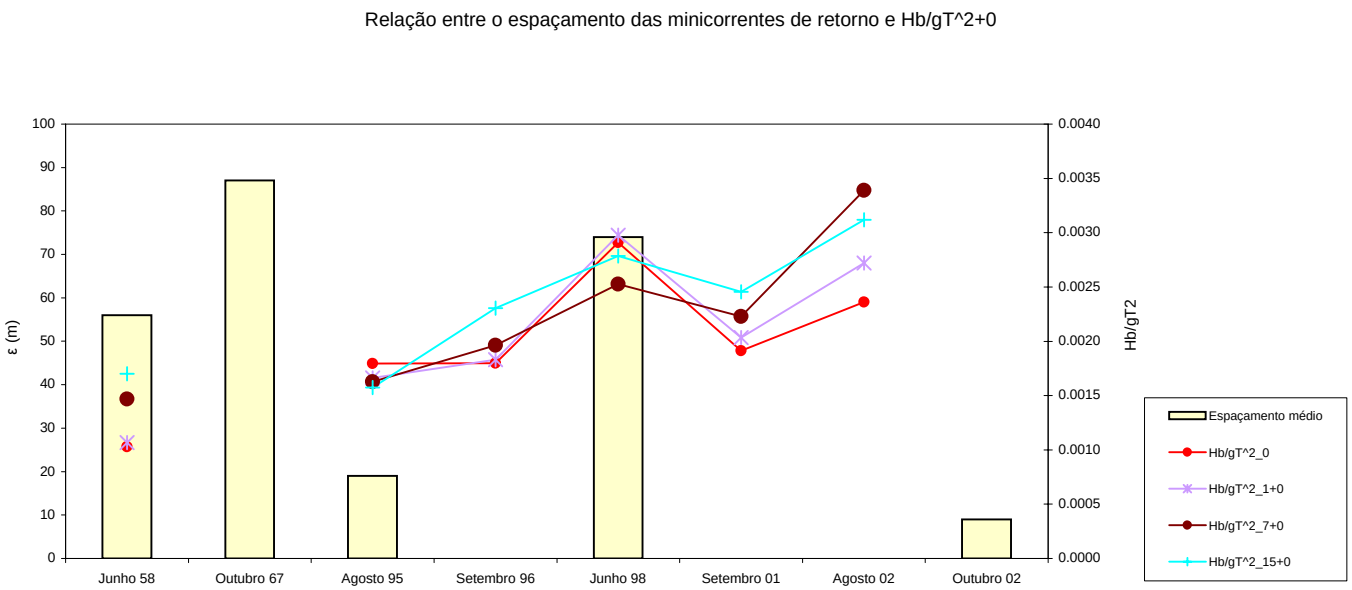


Figura D 14 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



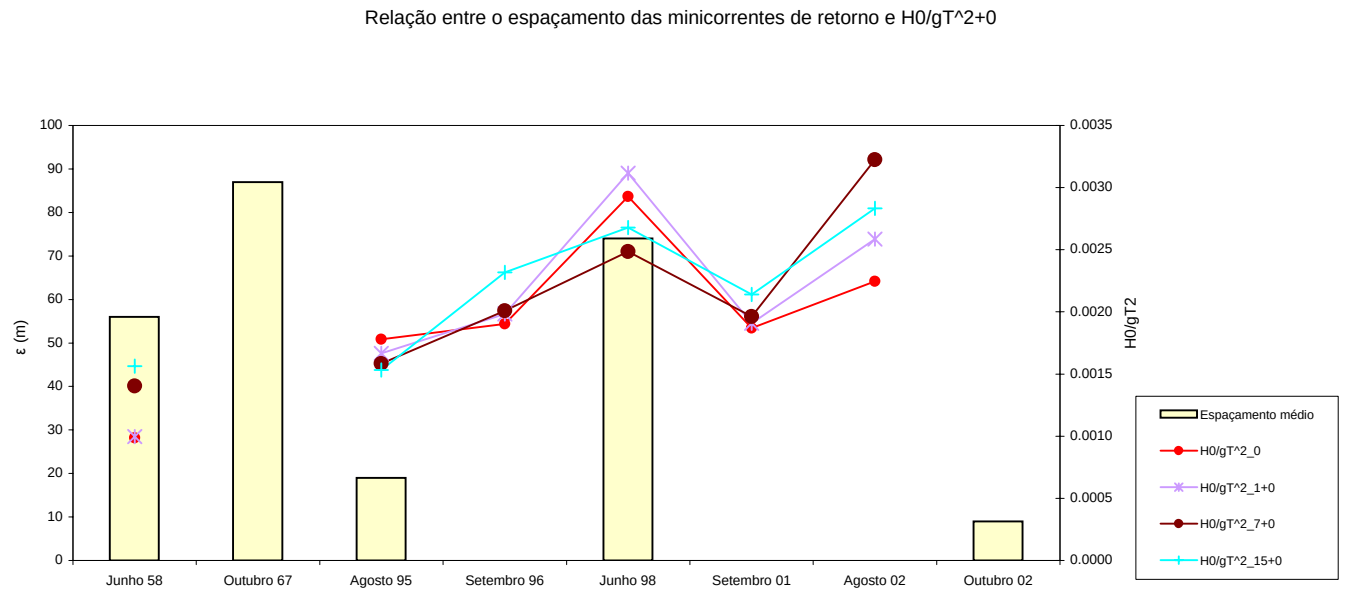
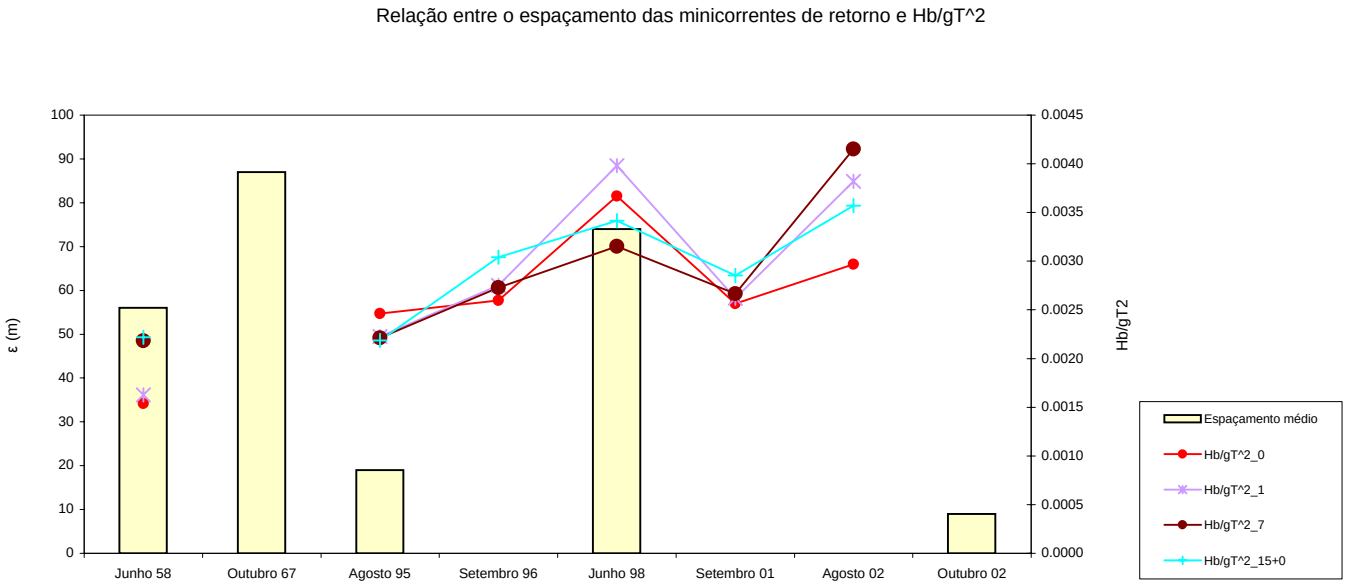


Figura D 15 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Teixeira, 1994



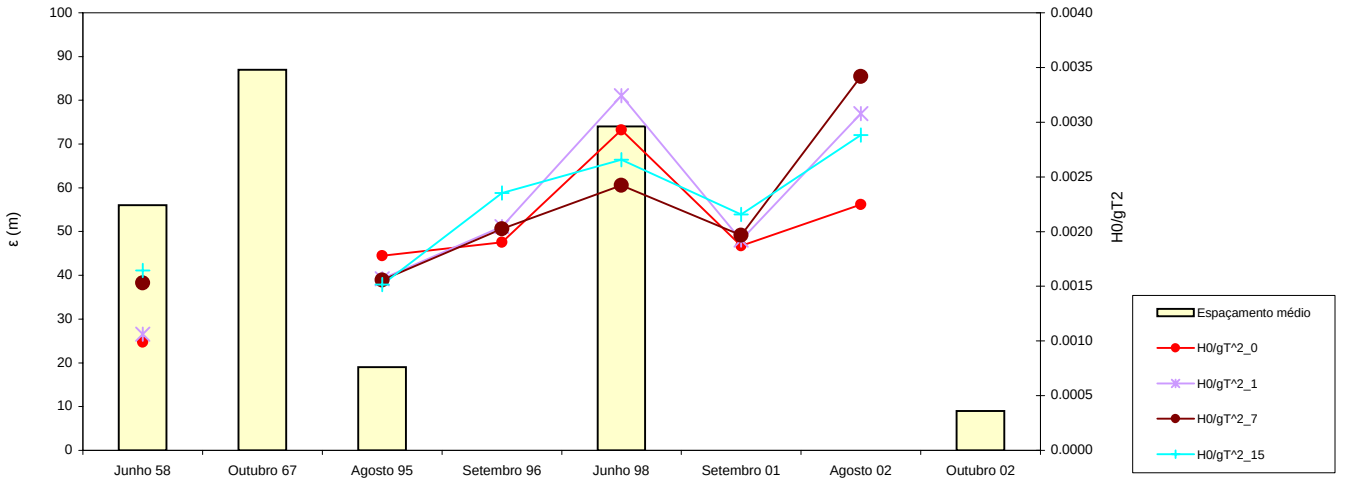
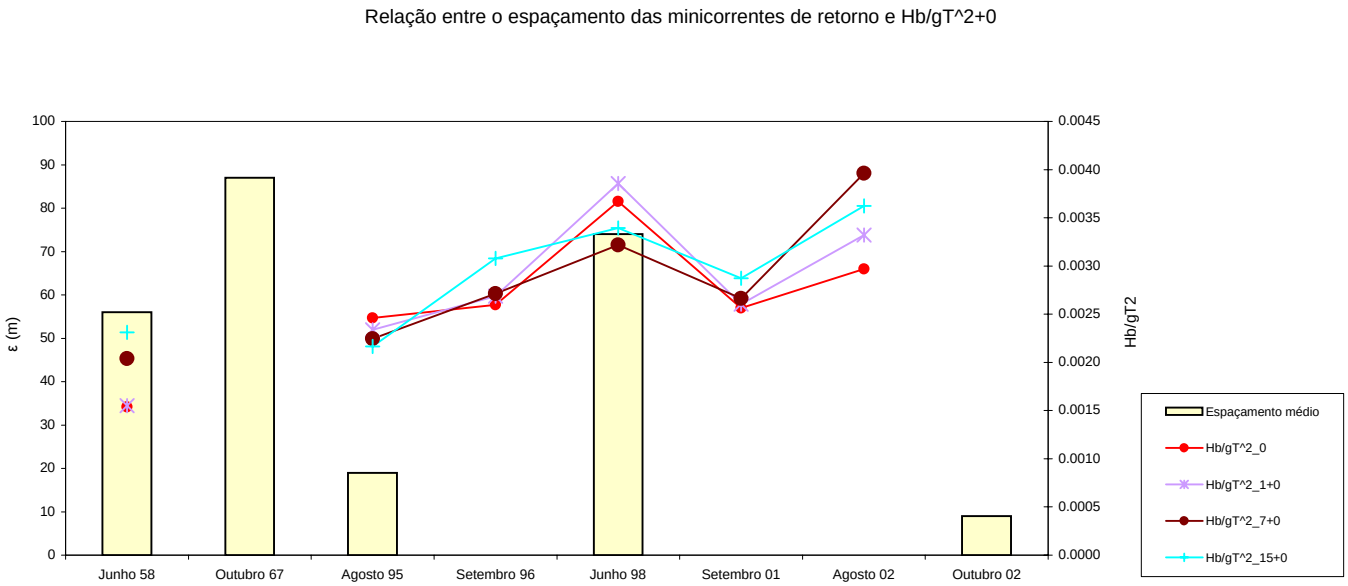


Figura D16 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974



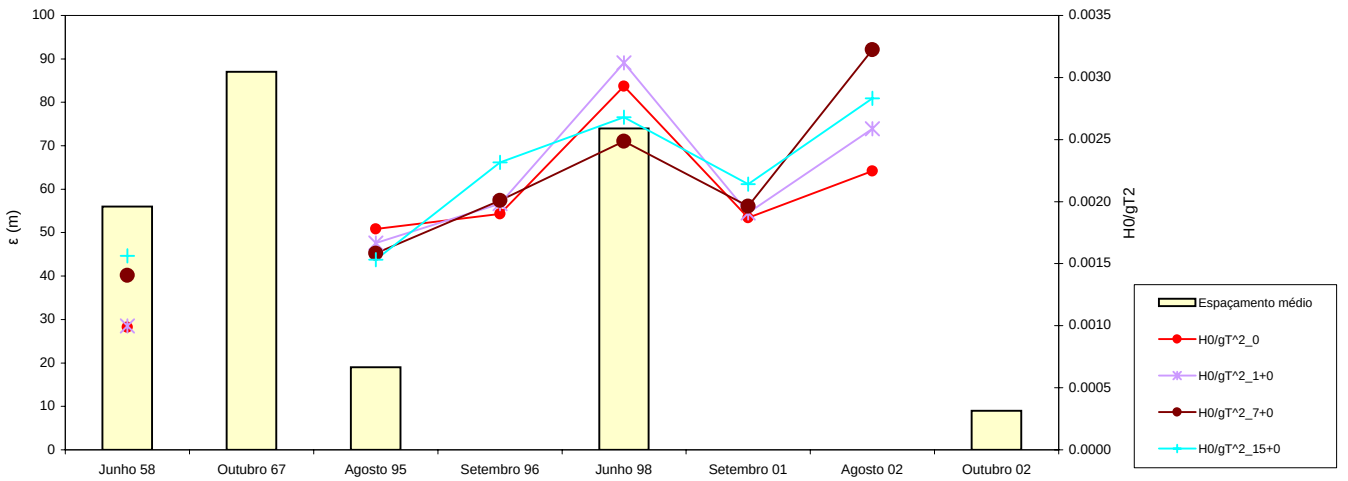


Figura D16 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e Hb/gT^2 - Komar e Gaughan, 1974

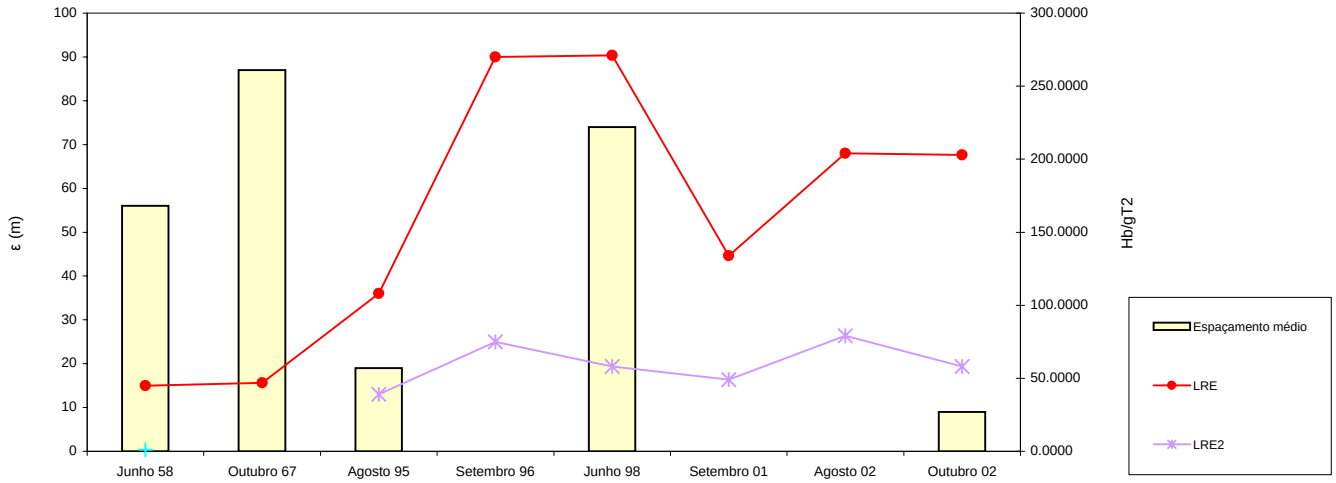
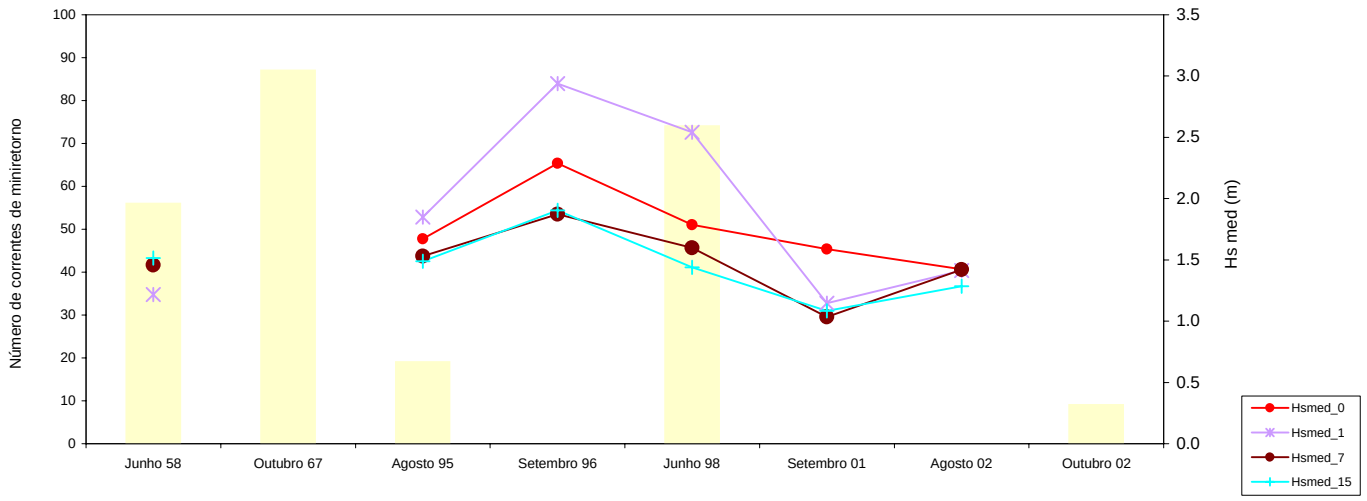
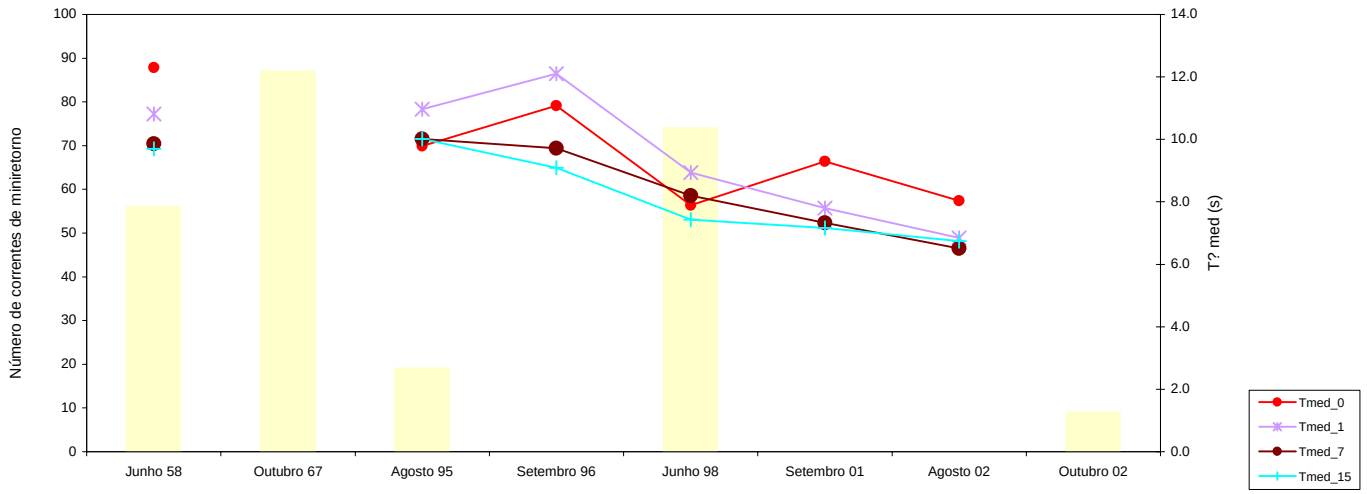


Figura D5 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e LRE

Relação entre o número de minicorrentes de retorno e a Altura de Onda Significafiva média



Relação entre o número de minicorrentes de retorno e a Periodo pico médio



Relação entre o número de minicorrentes de retorno e o rumo médio

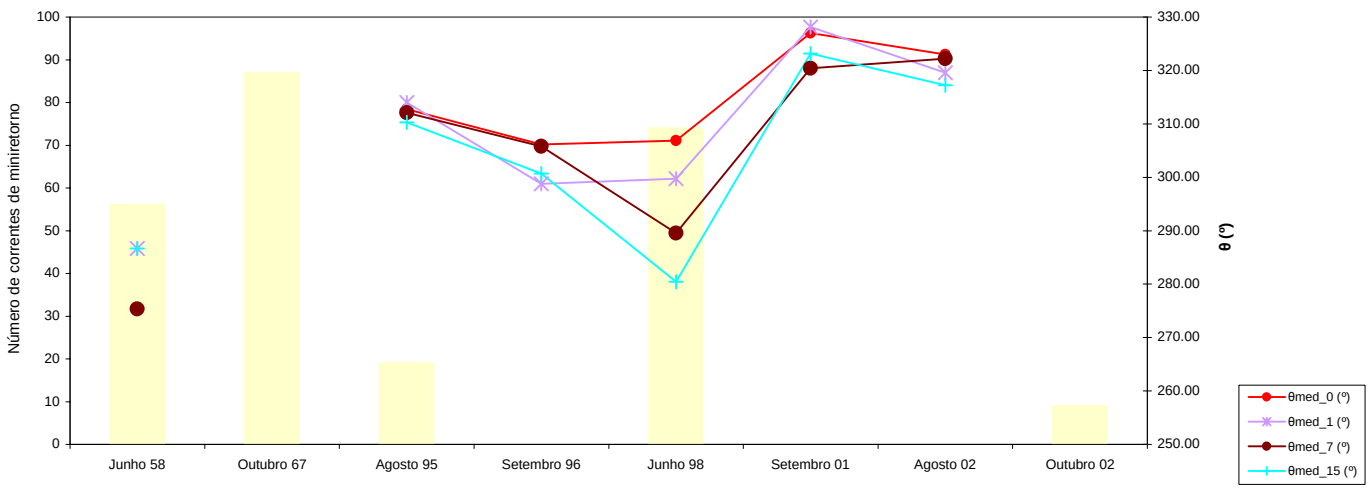
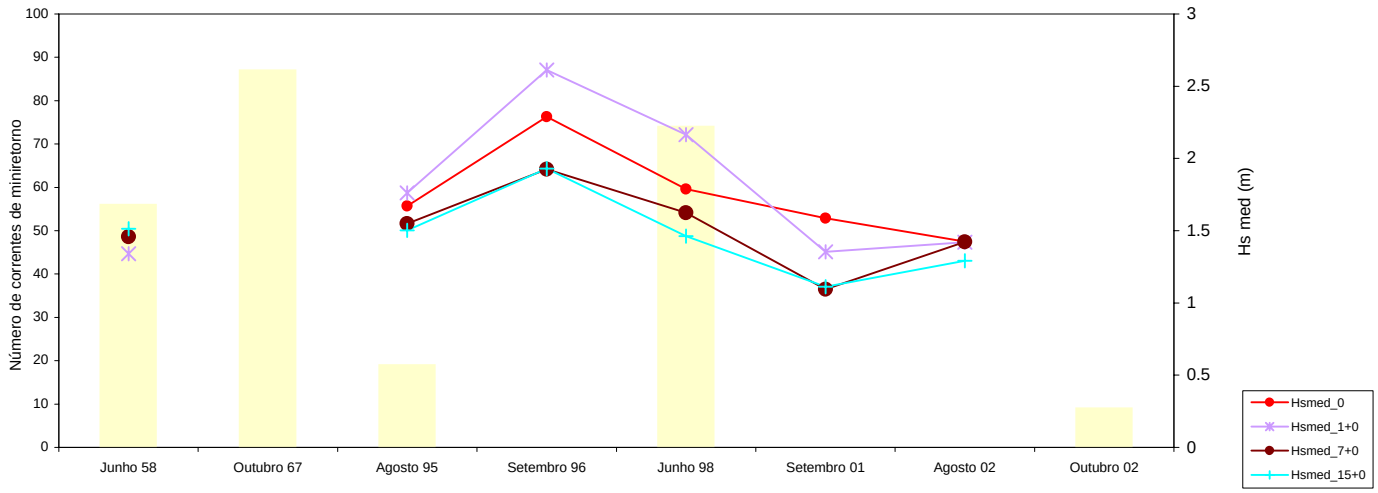
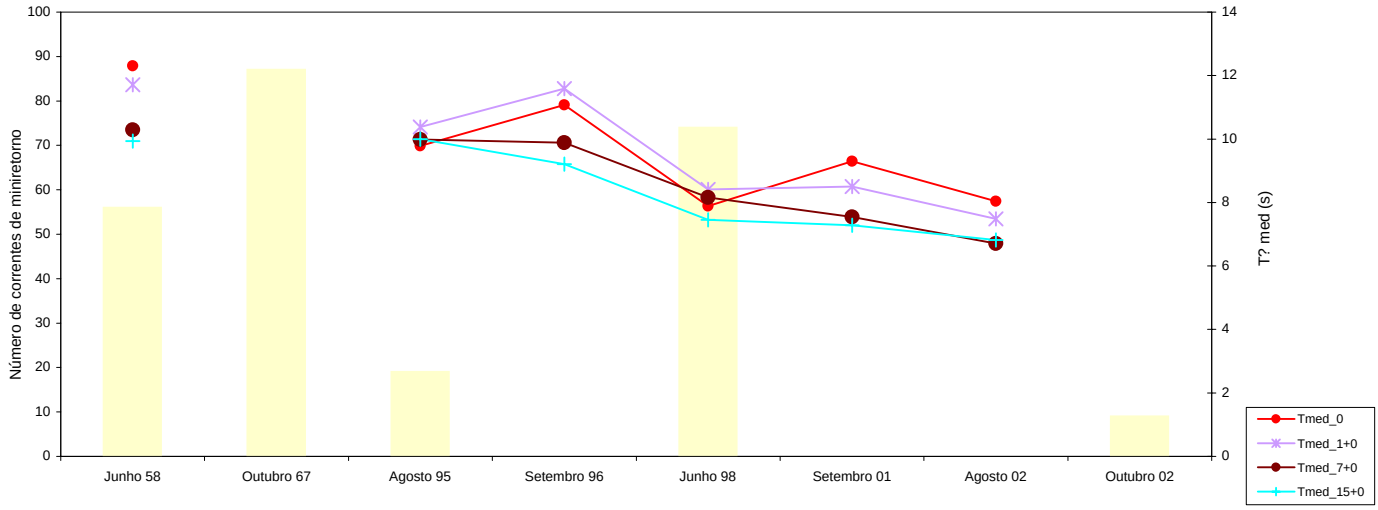


Figura D1 - Relação entre o número de minicorrentes de retorno e a agitação média

Relação entre o número de minicorrentes de retorno e a Altura de Onda Significafiva média+0



Relação entre o número de minicorrentes de retorno e a Periodo pico médio+0



Relação entre o número de minicorrentes de retorno e o rumo médio+0

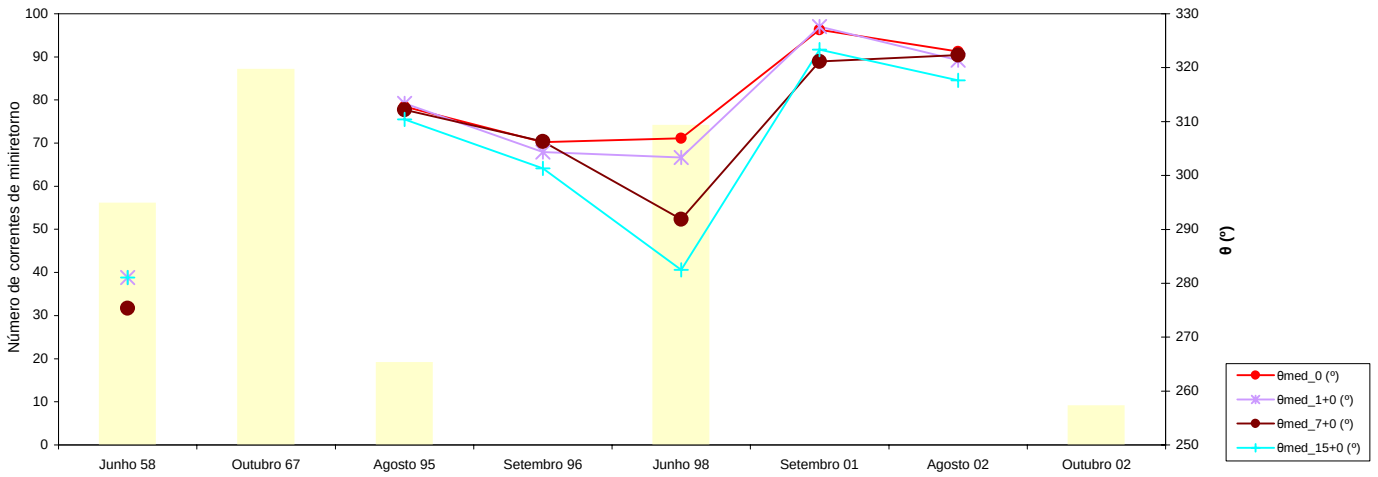
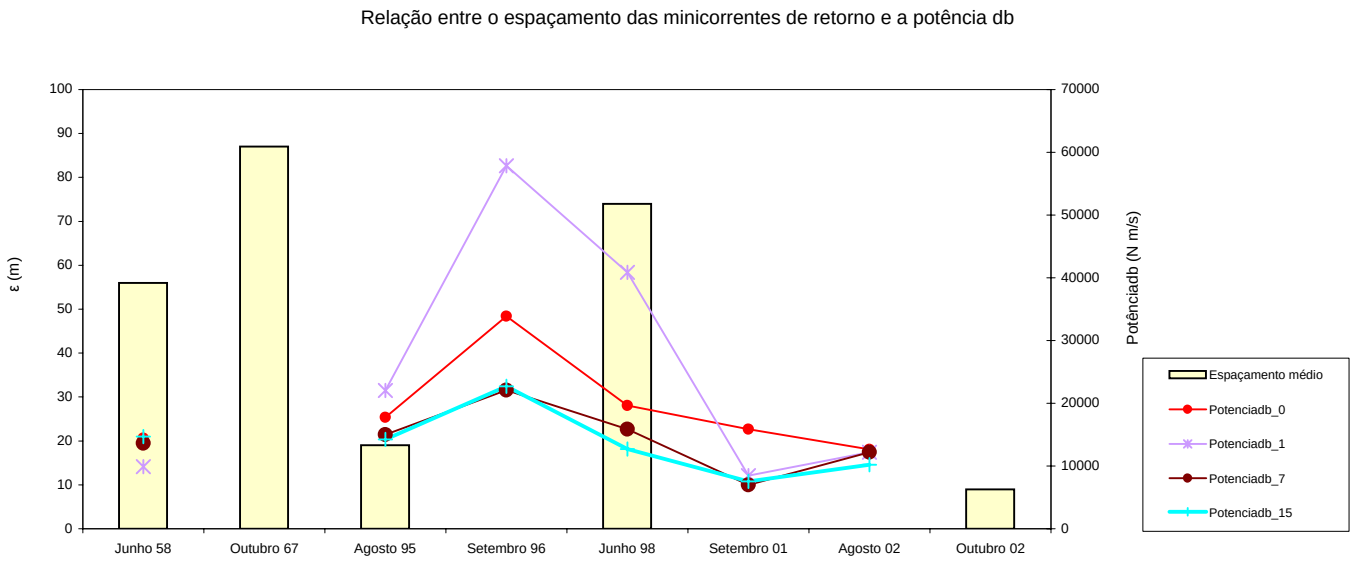
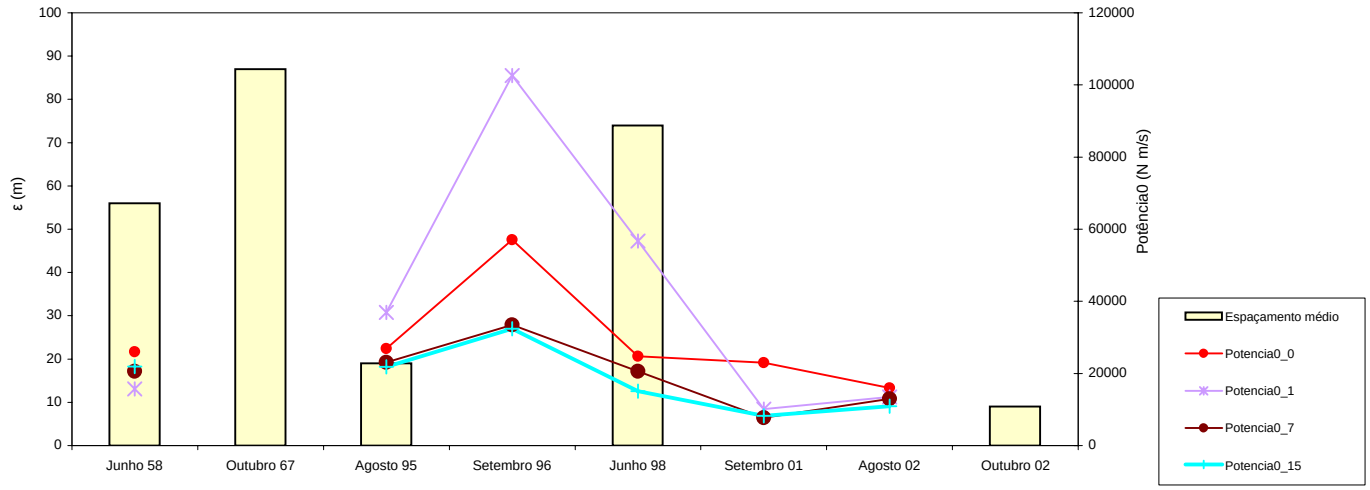


Figura D2 - Relação entre o número de minicorrentes de retorno e a agitação média





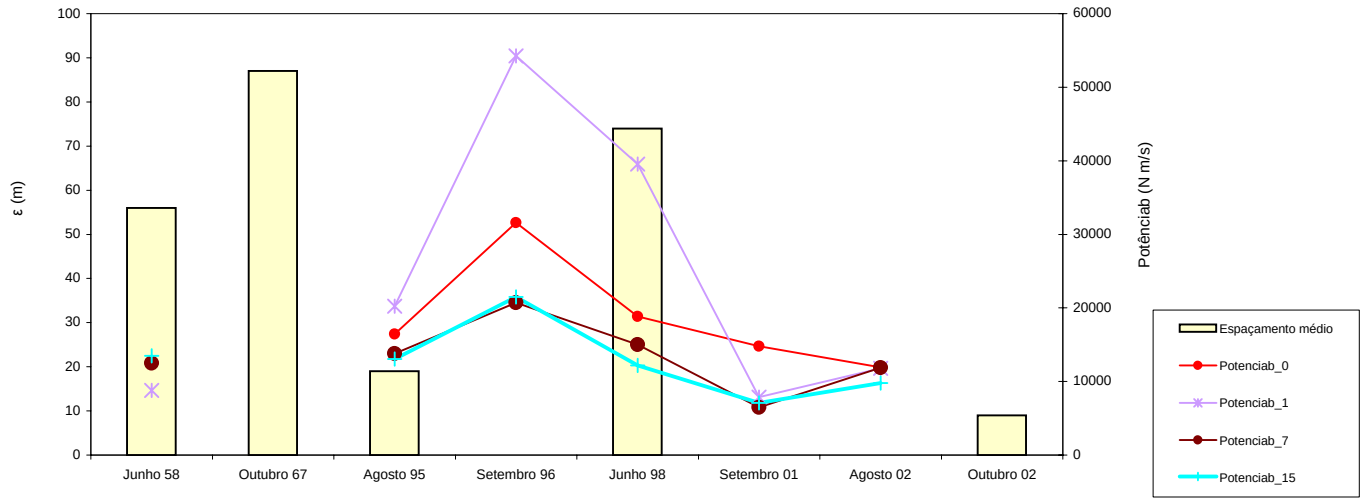


Figura D10 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a potência - Teixeira, 1994

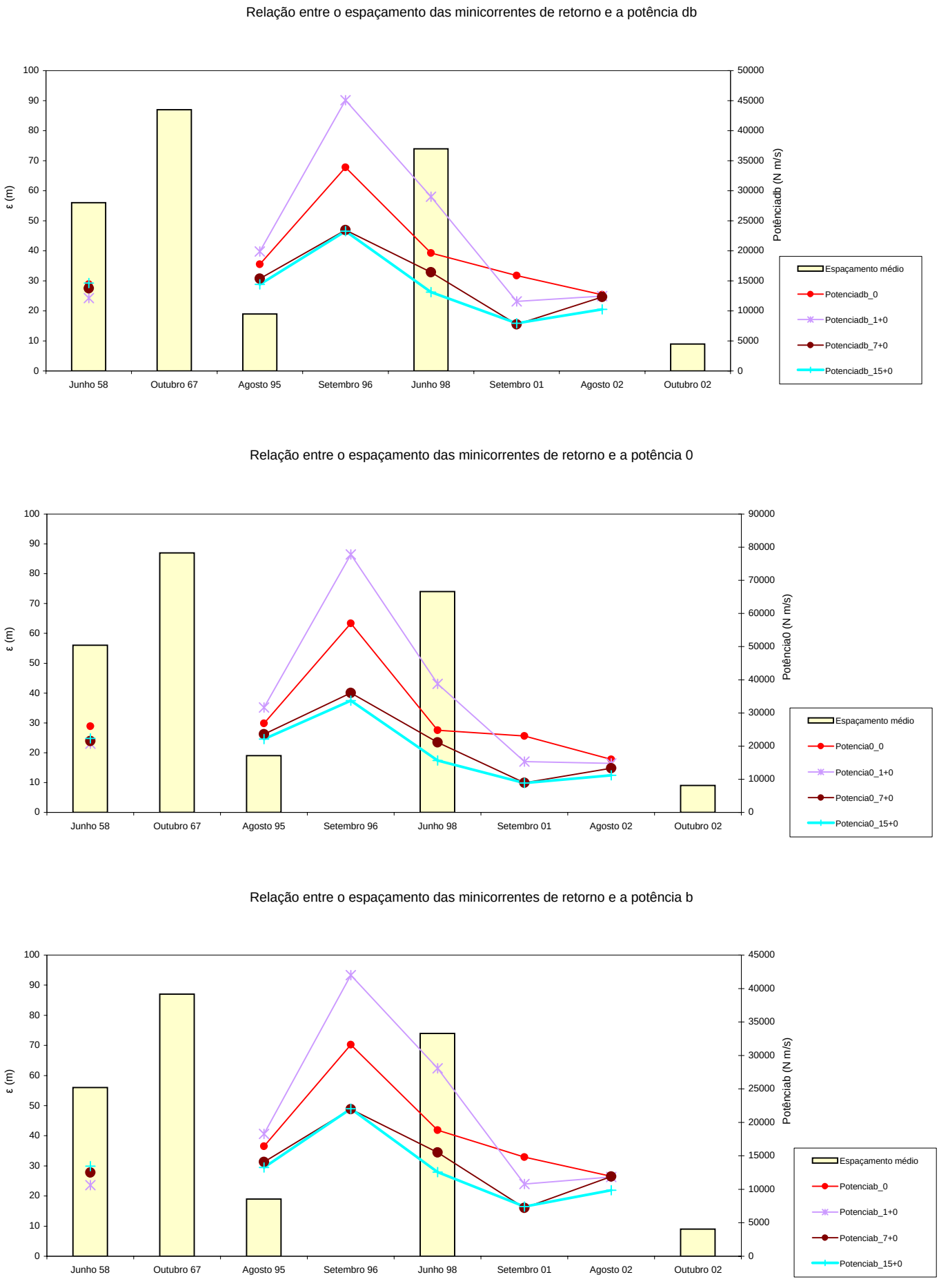
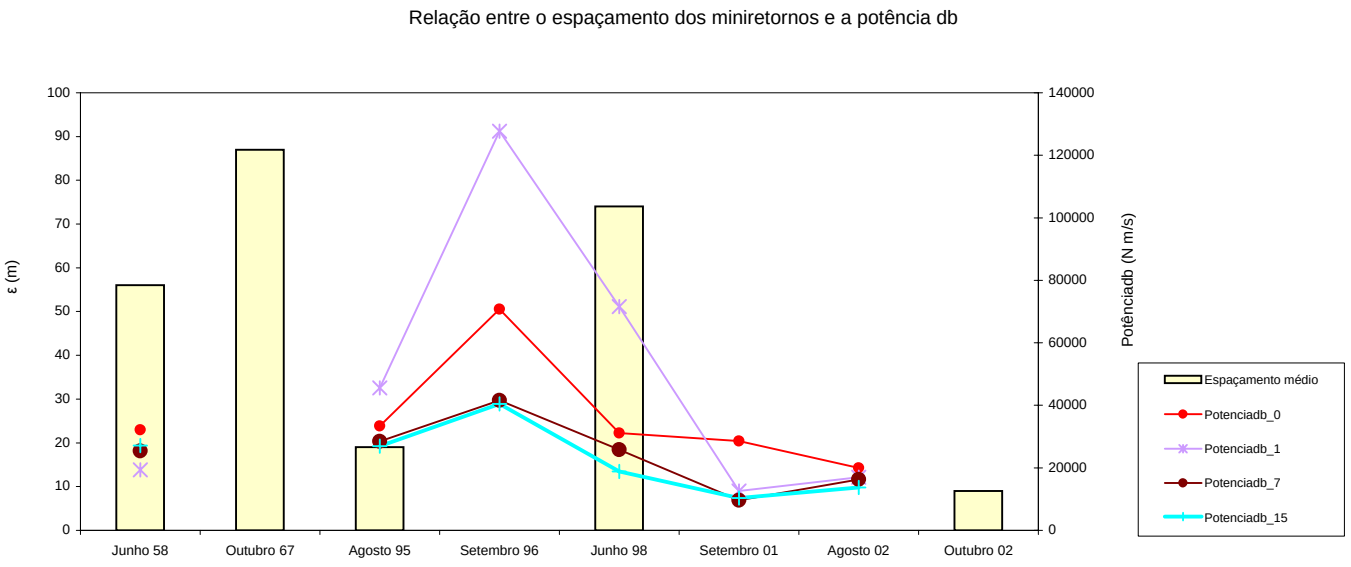
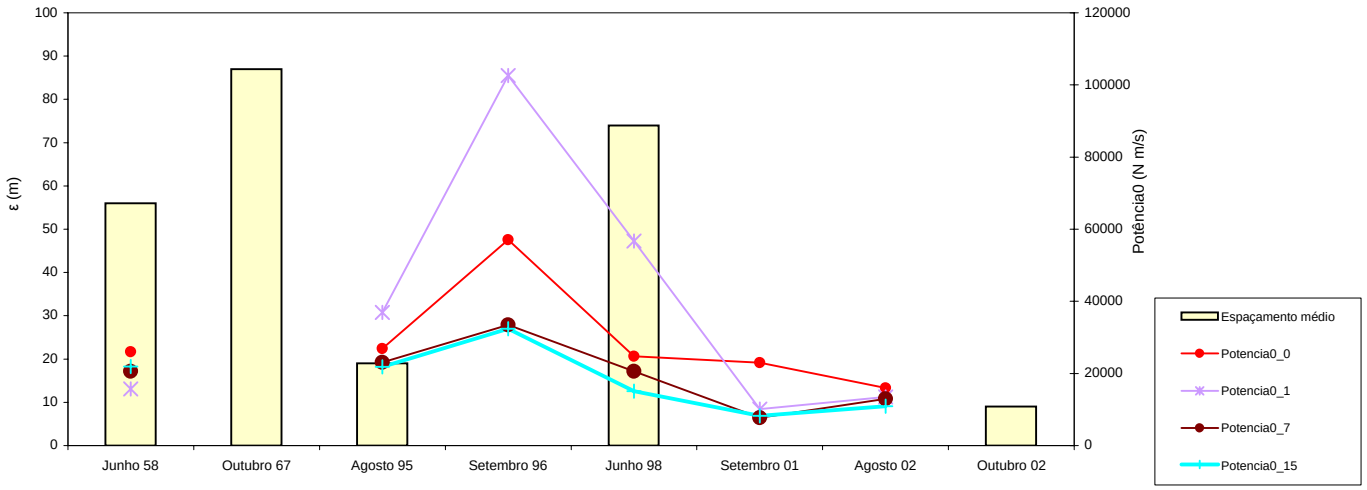


Figura D11 - Relação entre o espaçamento das minicorrentes de retorno e a potência - Teixeira, 1994





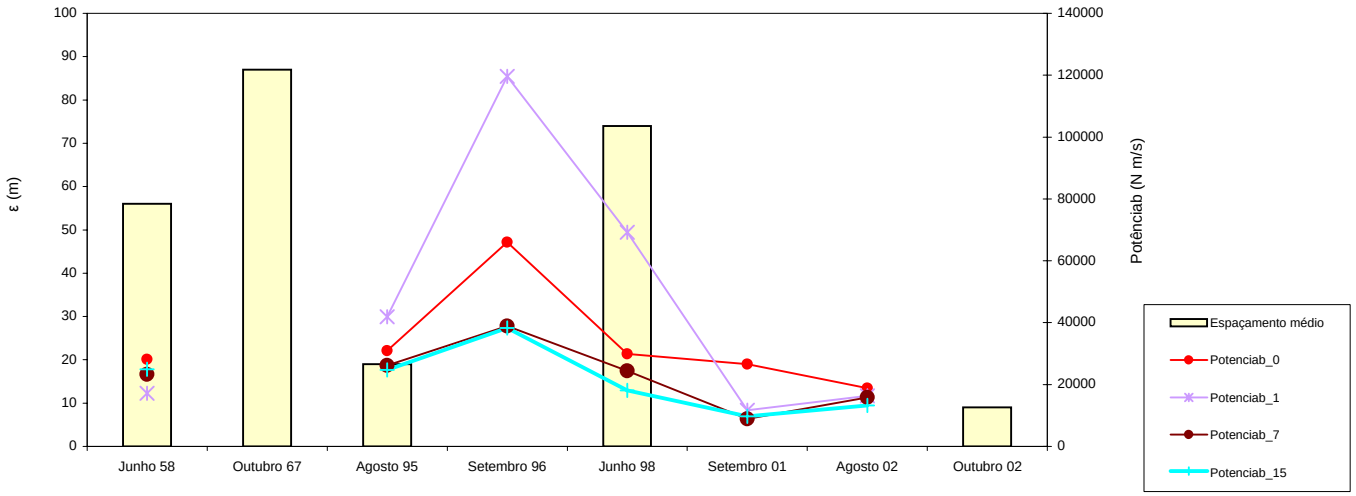


Figura D16 - Relação entre o espaçamento dos miniretornos e a potência - Komar e Gaughan, 1974

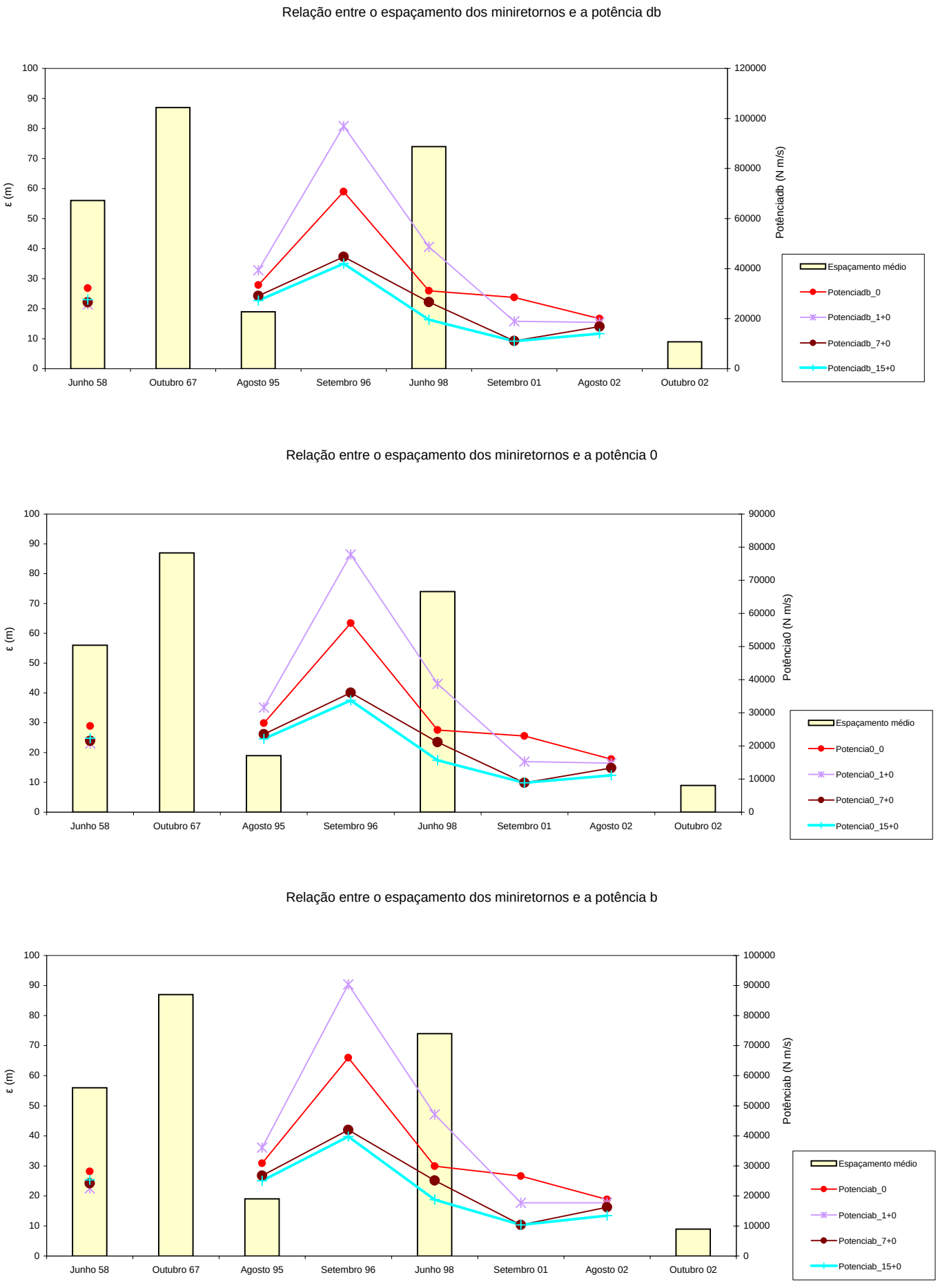
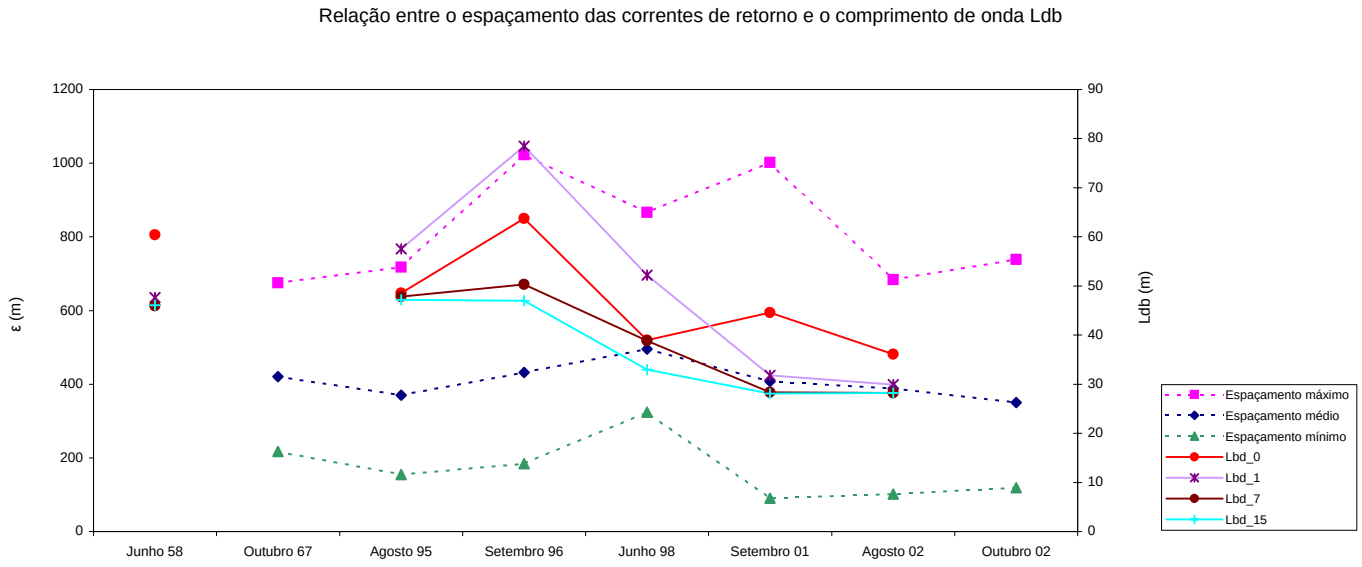
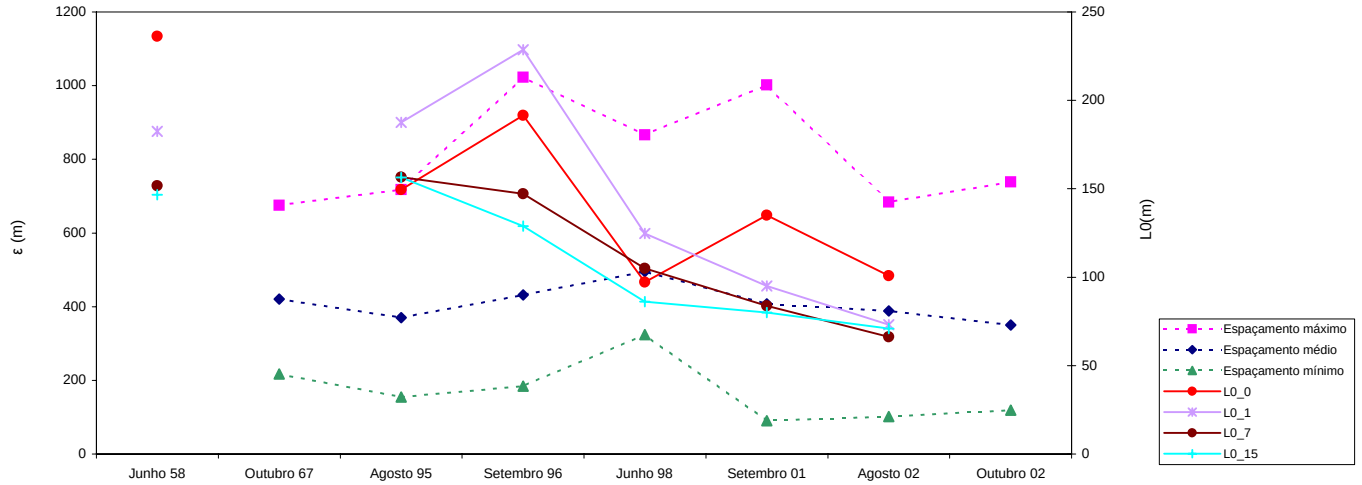


Figura D16 - Relação entre o espaçamento dos miniretornos e a potência - Komar e Gaughan, 1974





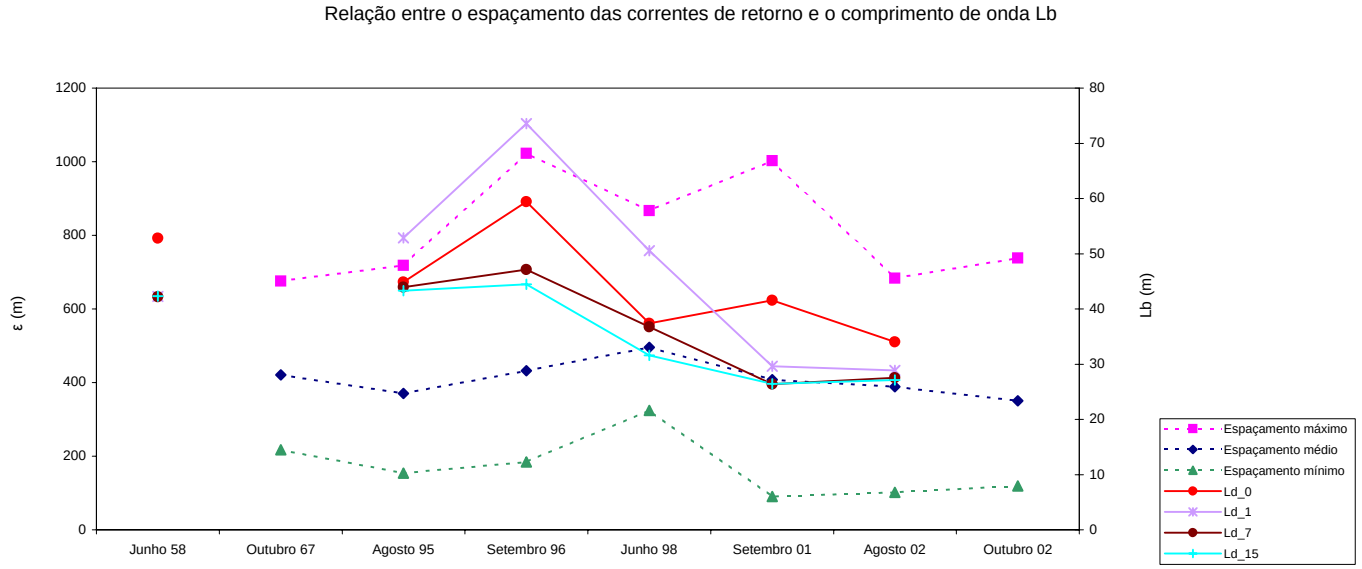
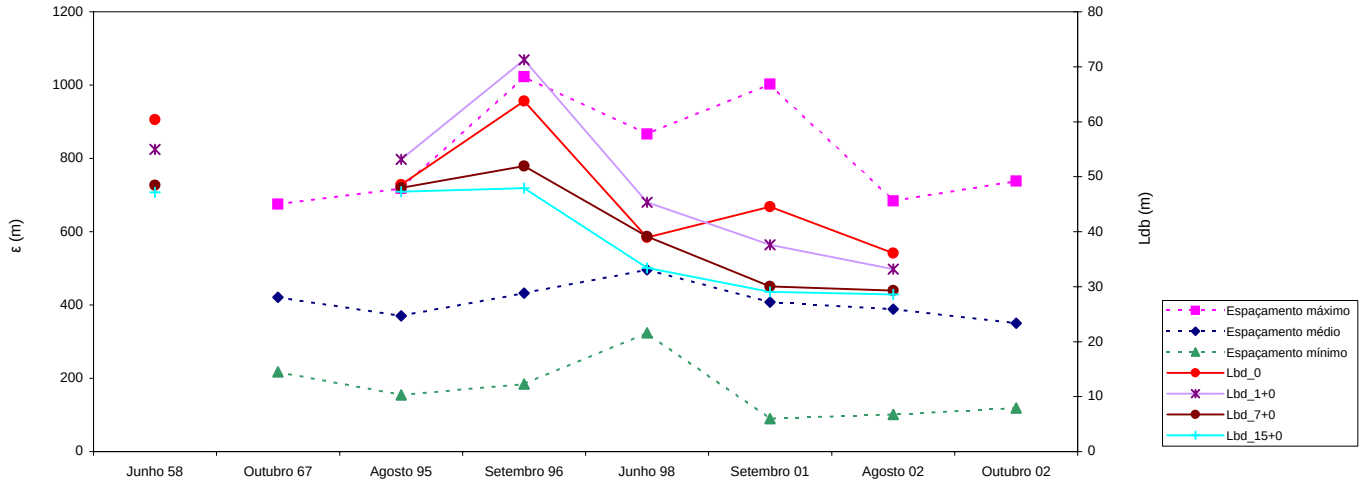
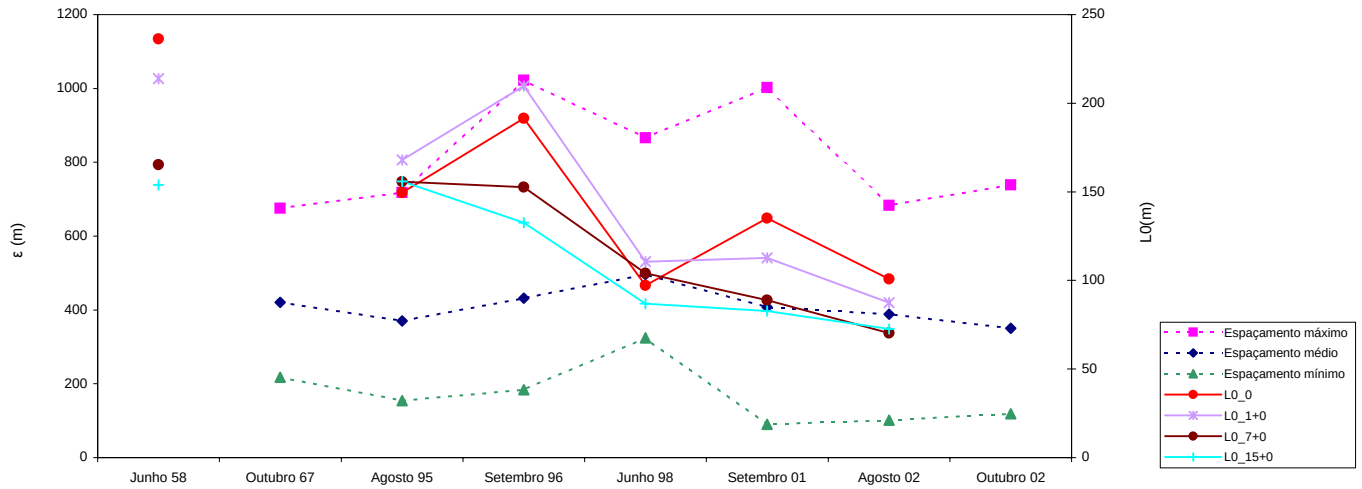


Figura D60 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda

Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda Ldb+0



Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda L0+0



Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda Lb+0

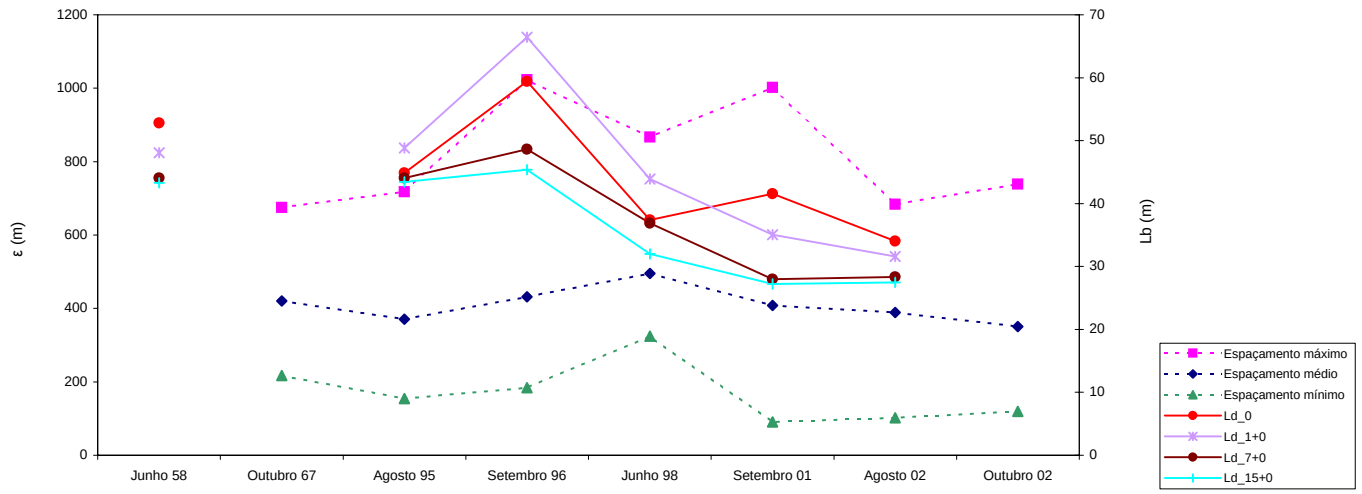


Figura D61 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda

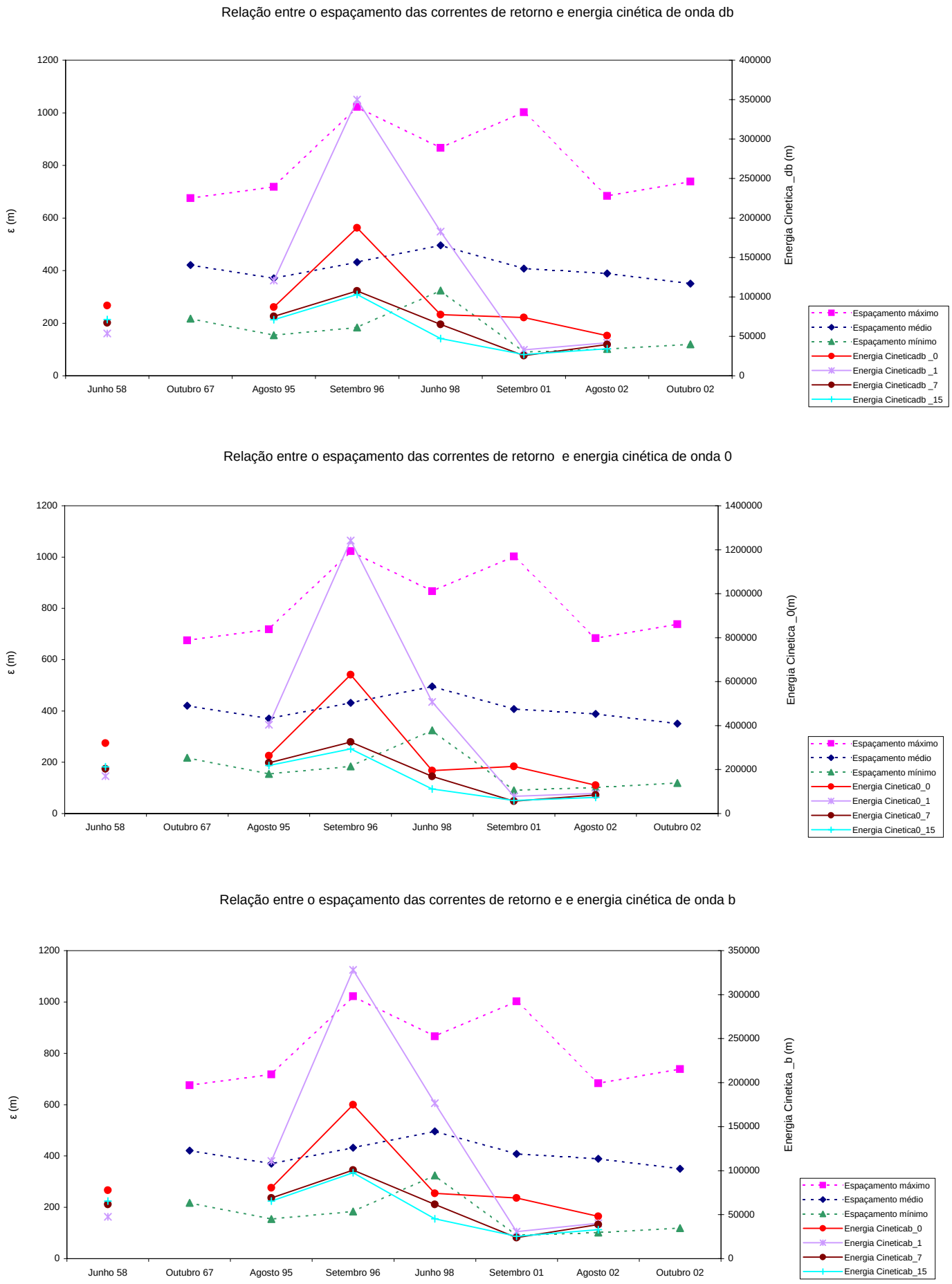


Figura D63 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e energia cinética de onda - Teixeira, 1994

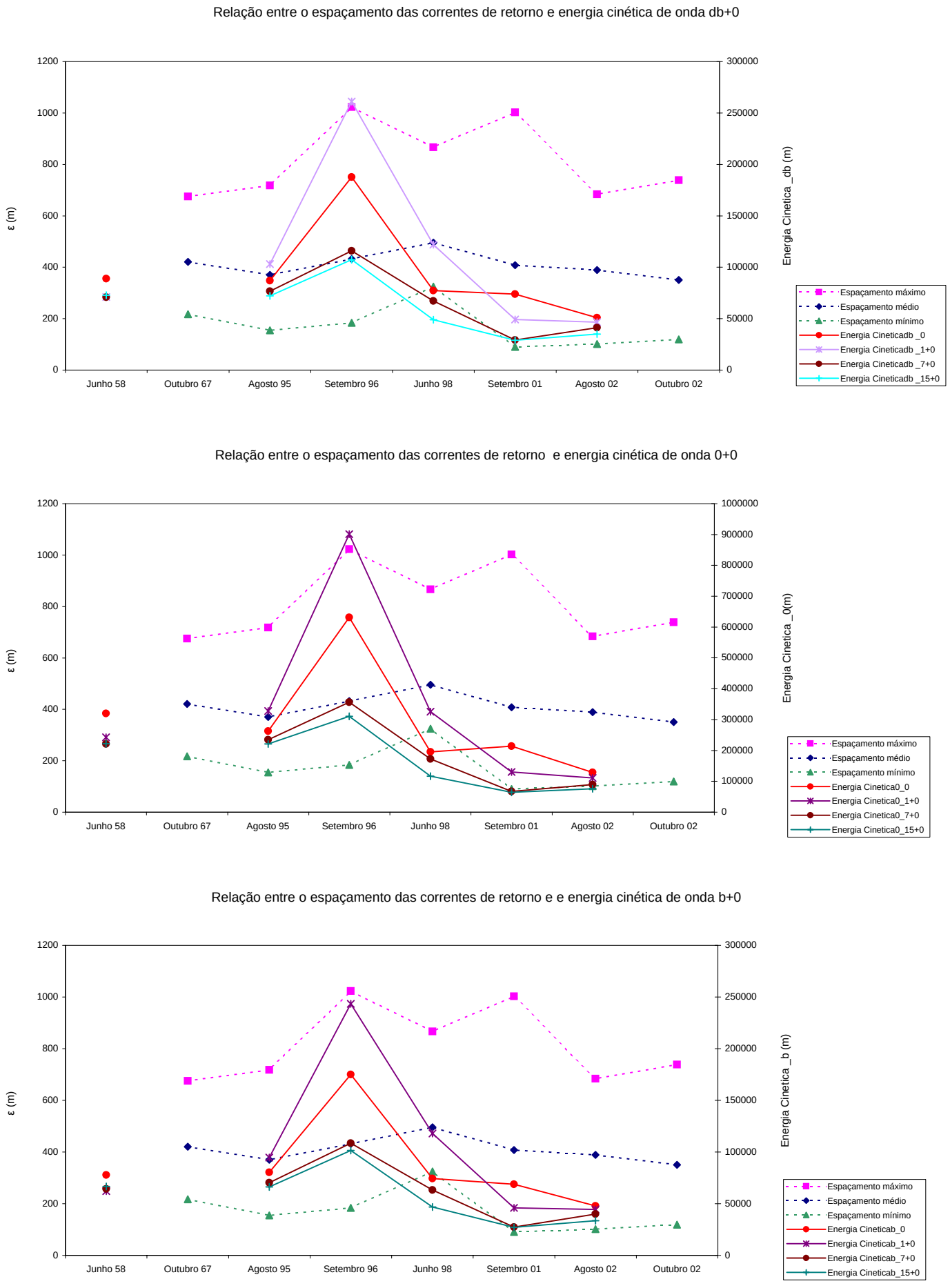


Figura D64 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e energia cinética de onda - Teixeira, 1994

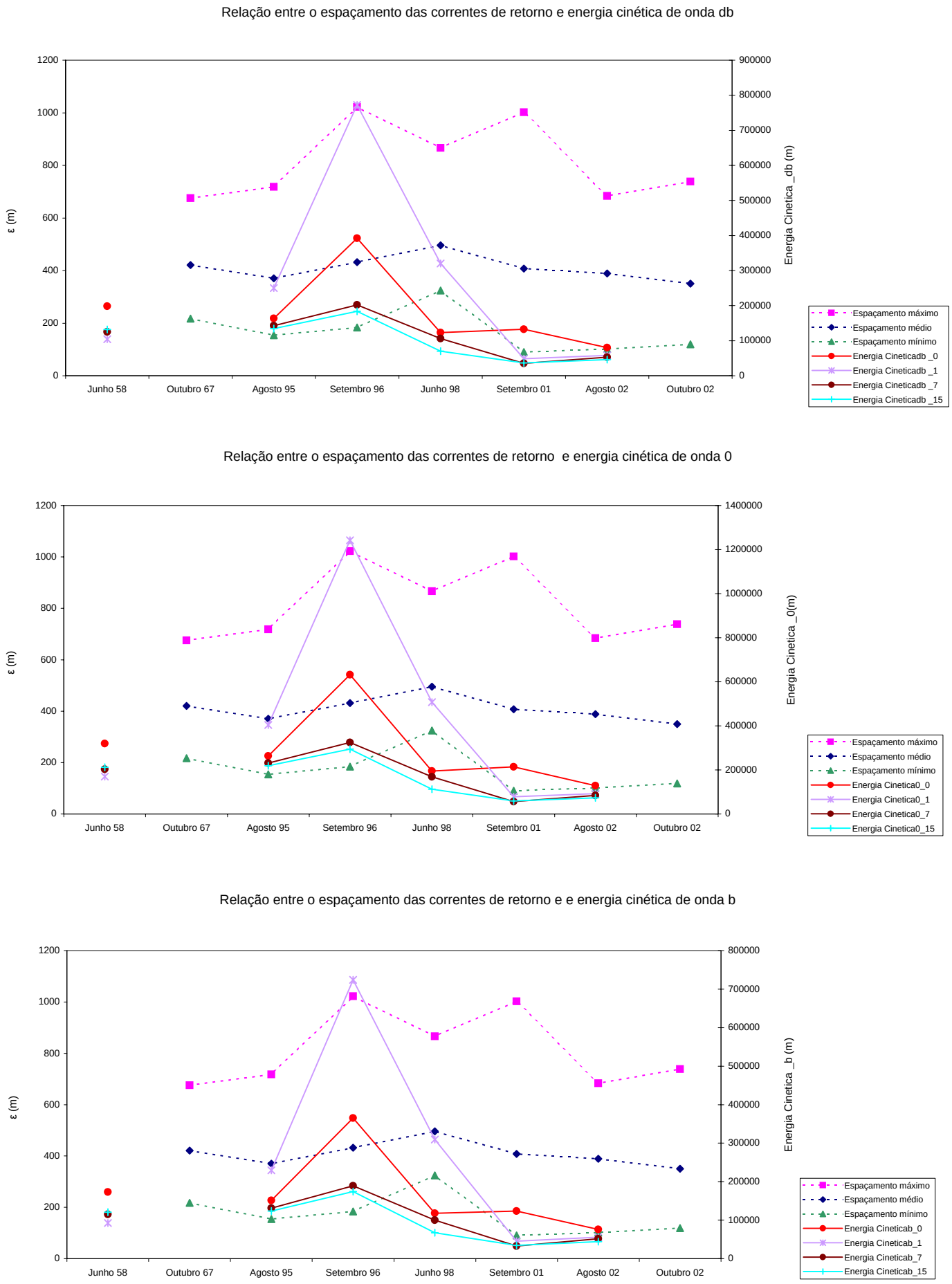
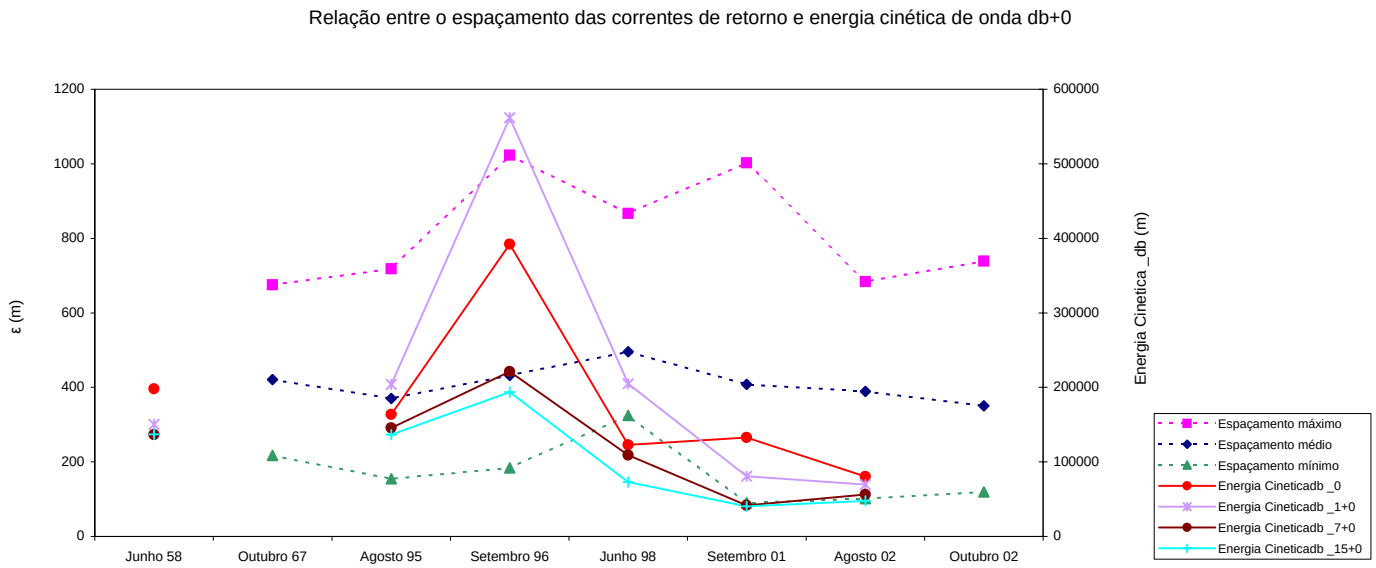
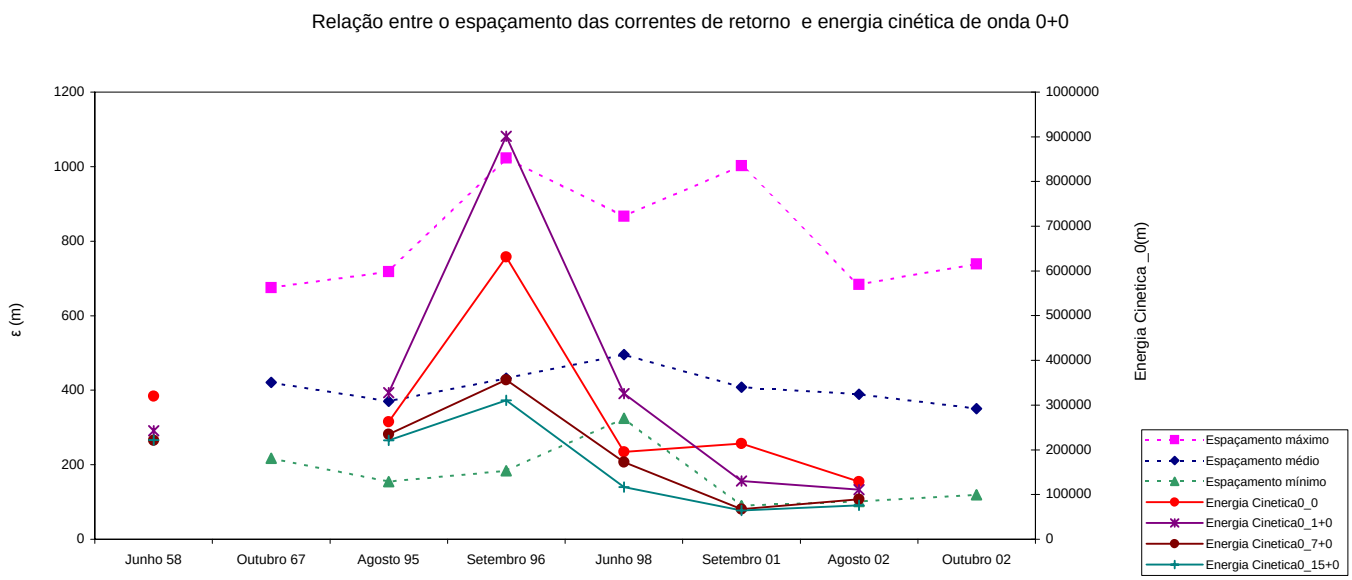


Figura D65 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e energia cinética de onda - Komar e Gaughan, 1974





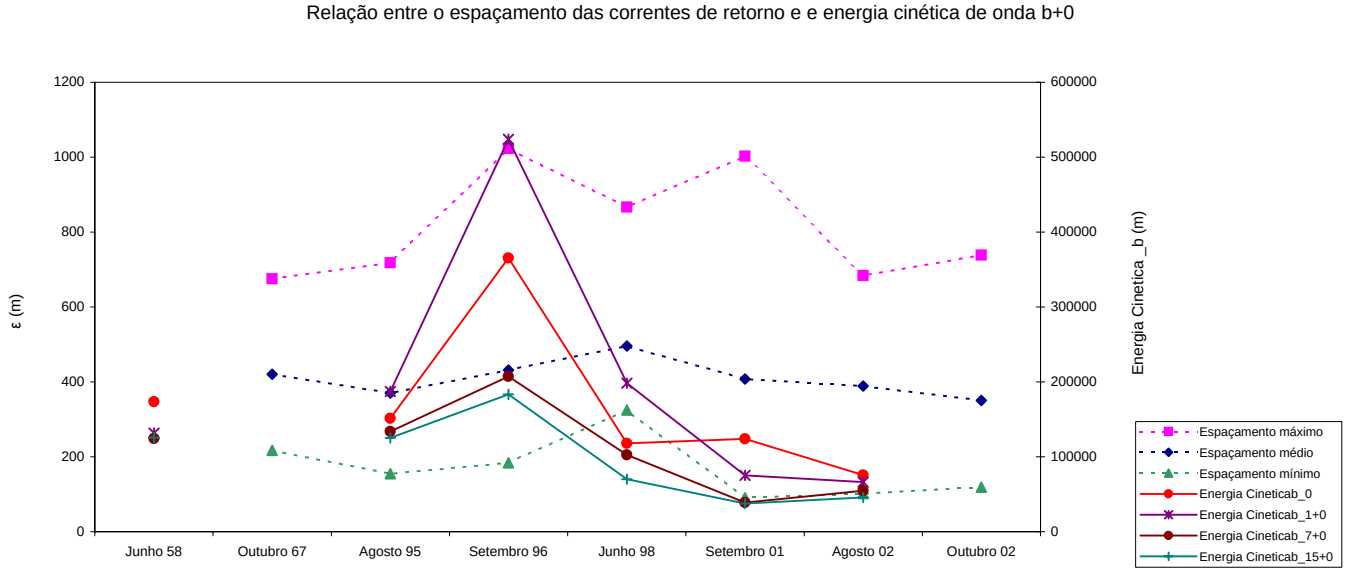
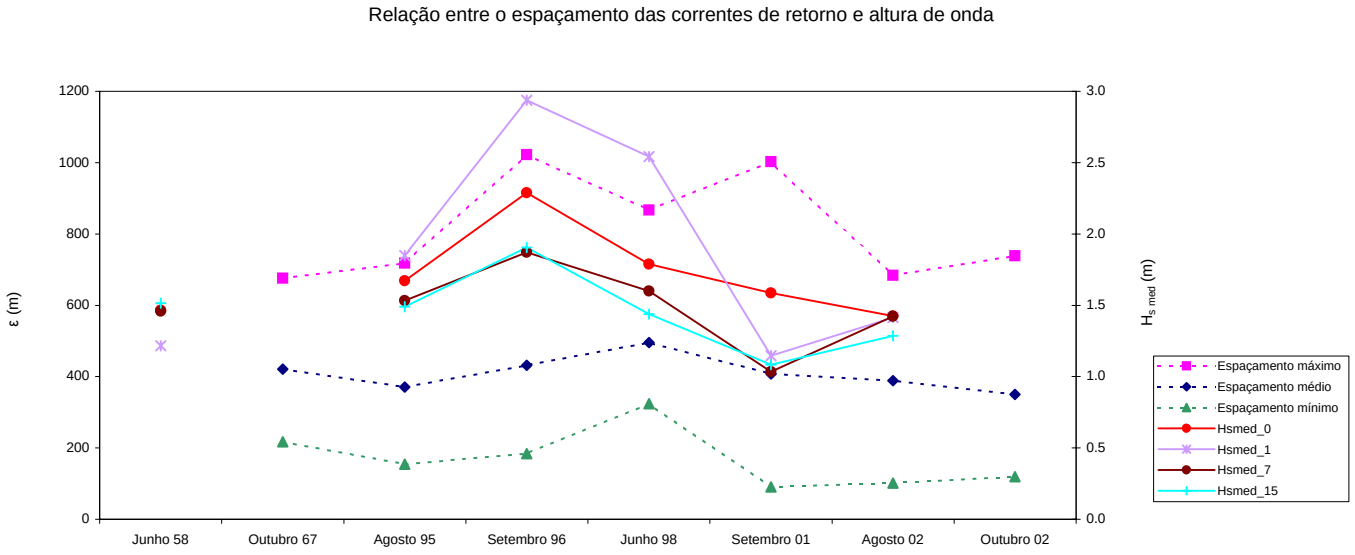
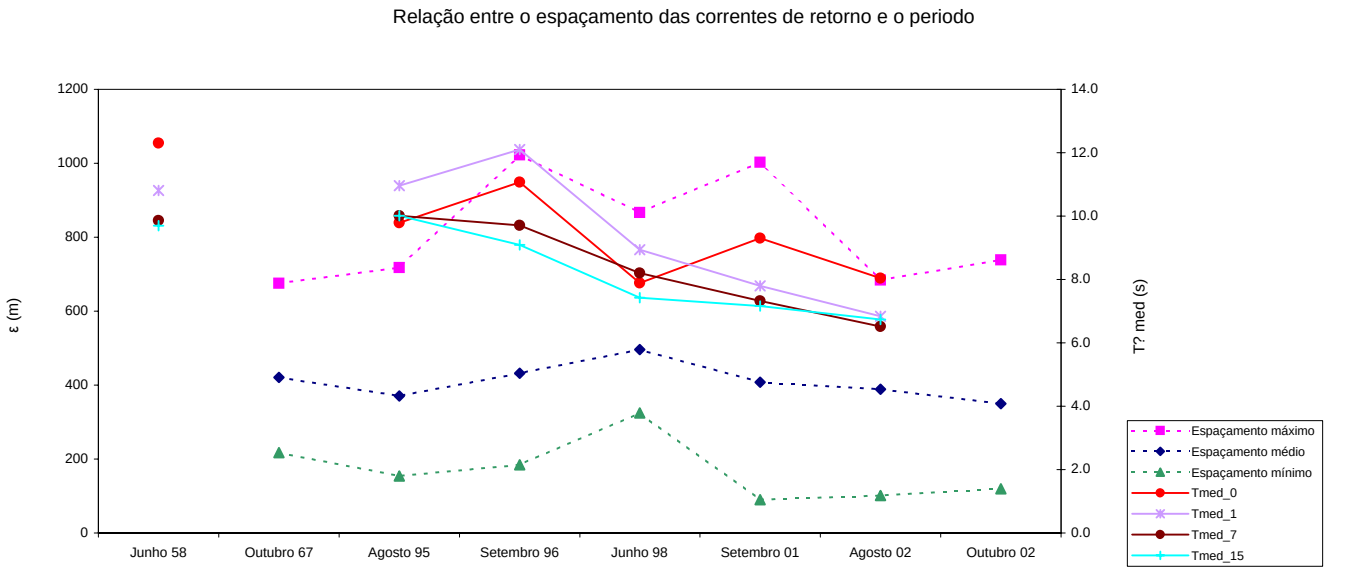


Figura D66 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e energia cinética de onda - Komar e Gaughan, 1974





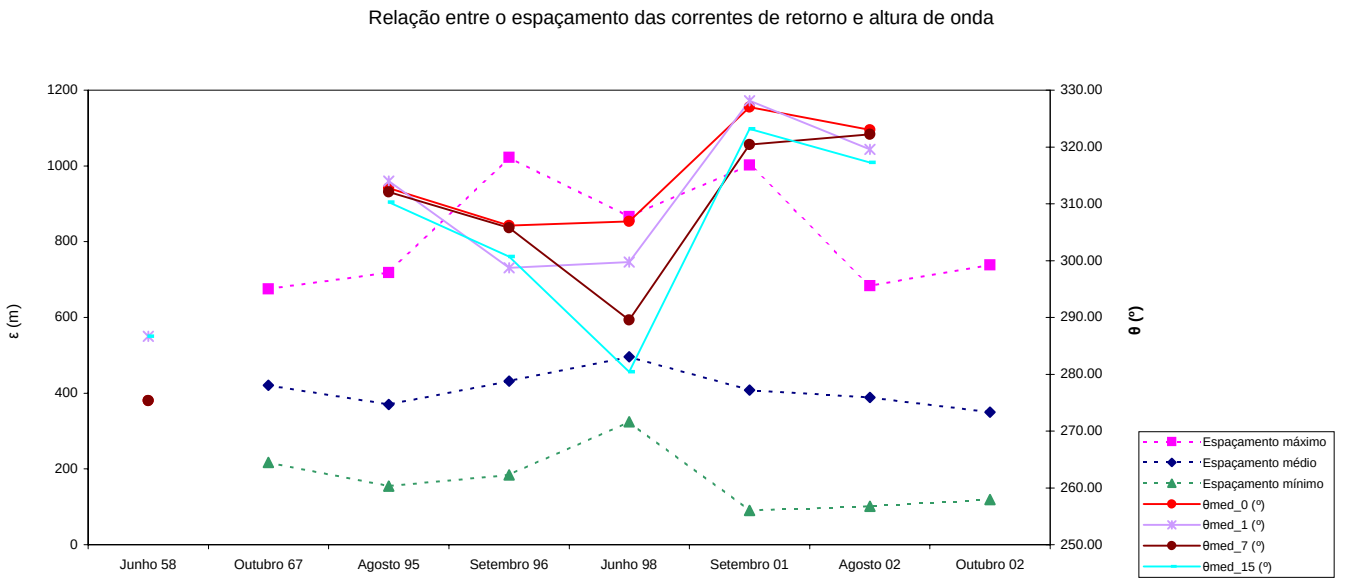
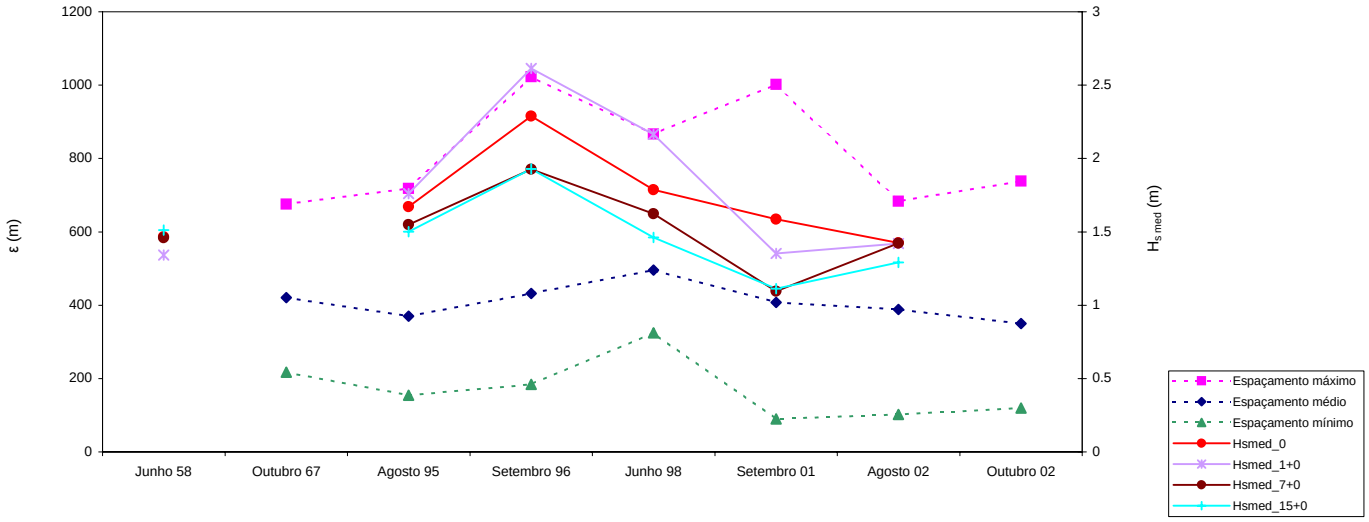
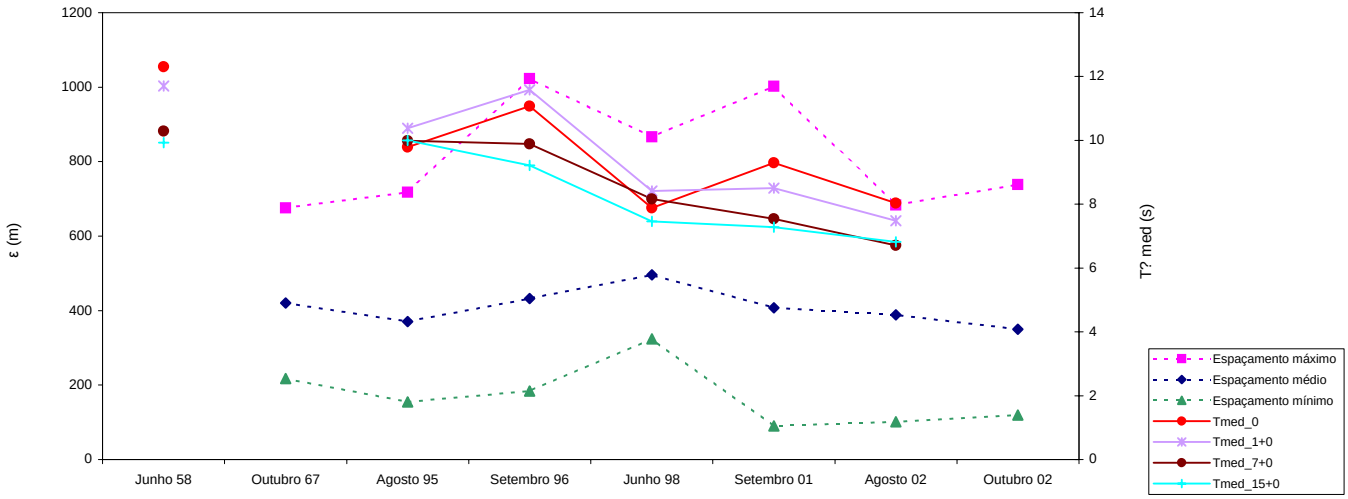


Figura D58 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e agitação

Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e altura de onda+0



Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o periodo+0



Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e rumo+0

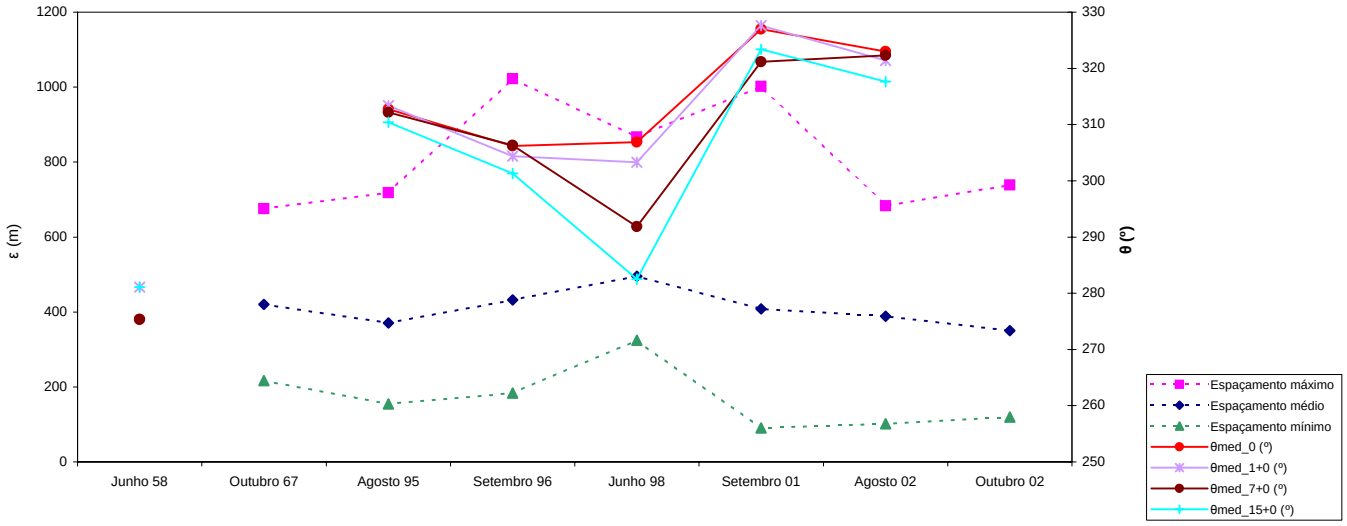
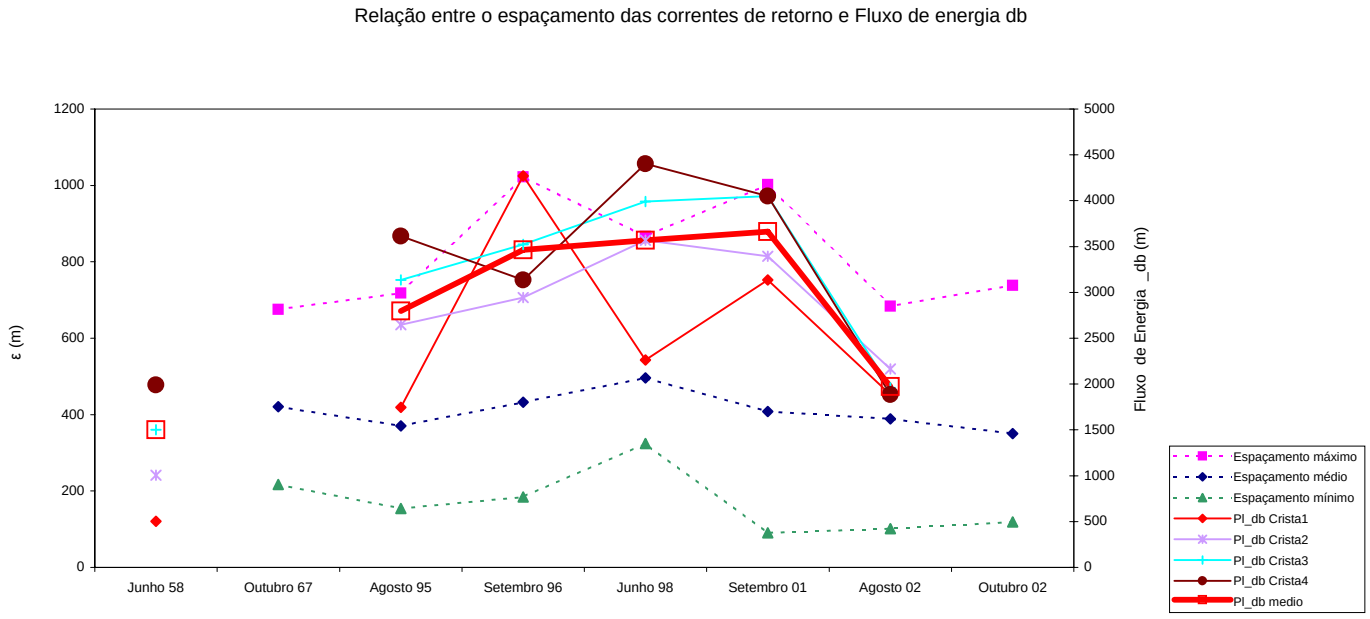


Figura D59 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e agitação



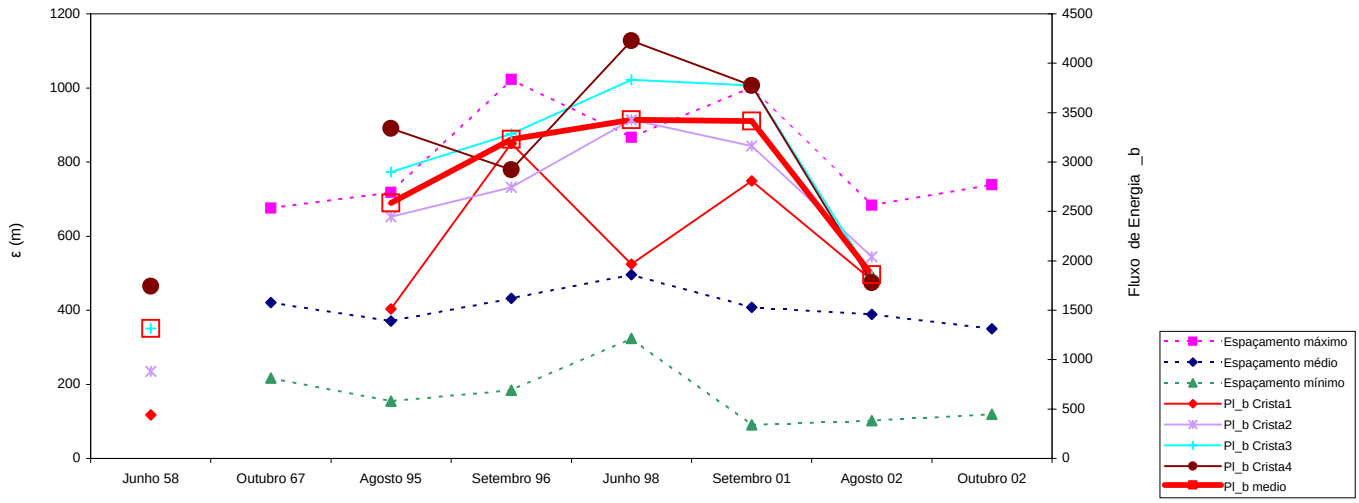


Figura D75 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e fluxo de energia - Teixeira, 1994

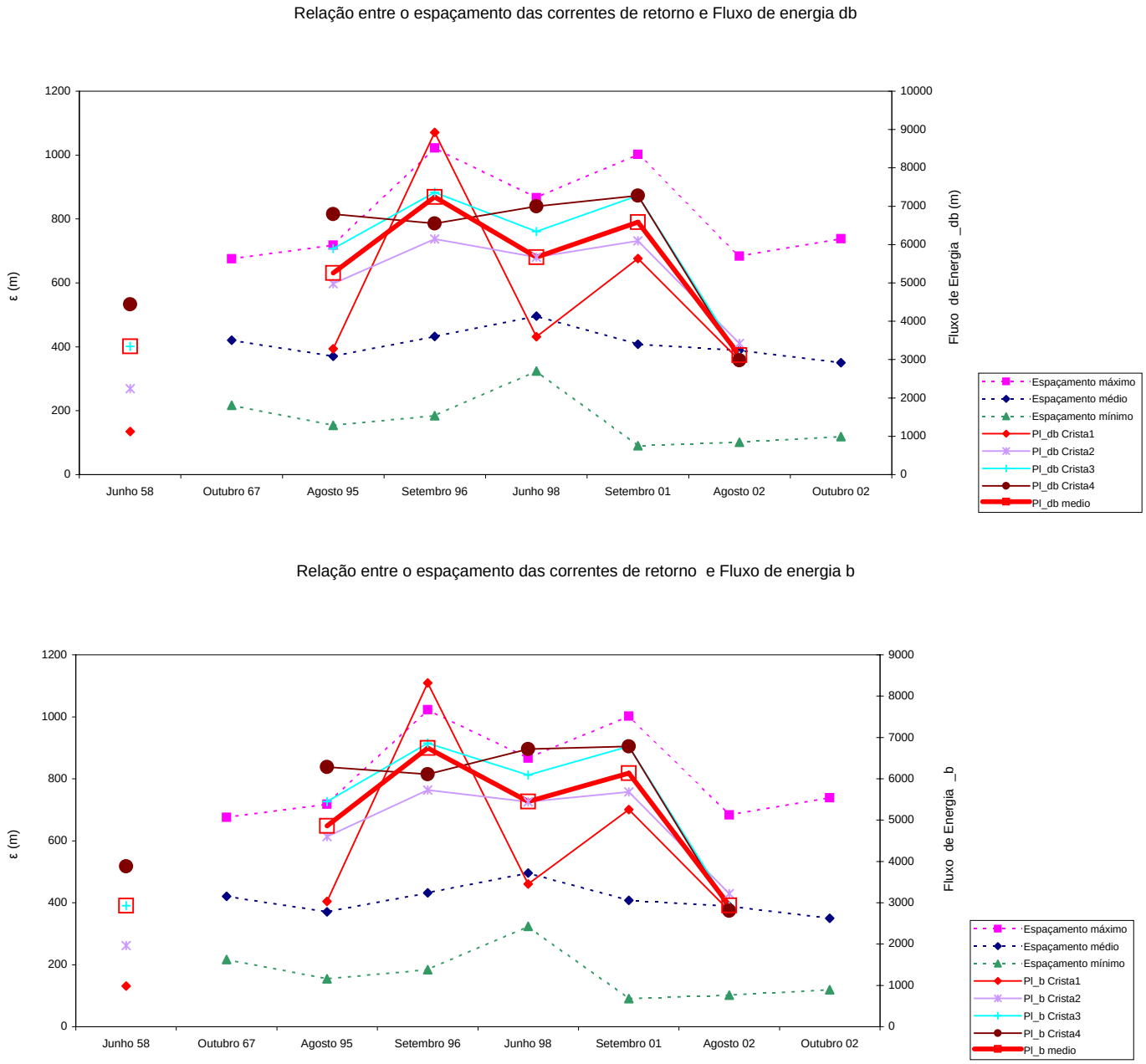
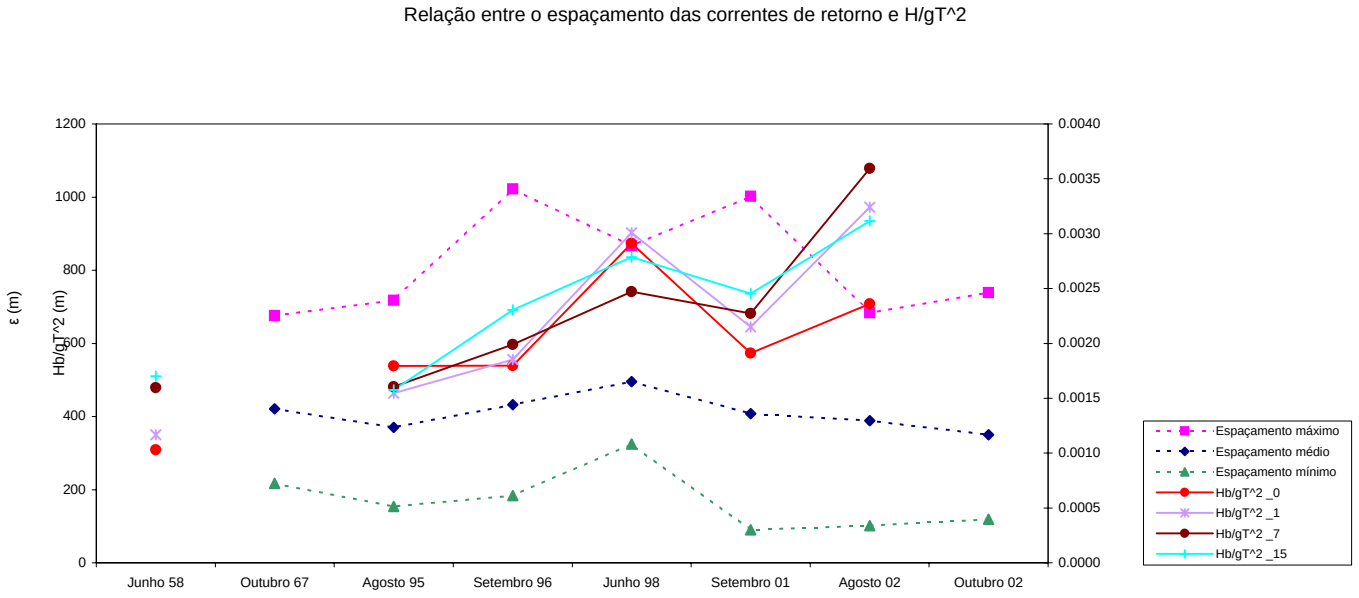


Figura D76 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e fluxo de energia - Komar e Gaughan, 1974



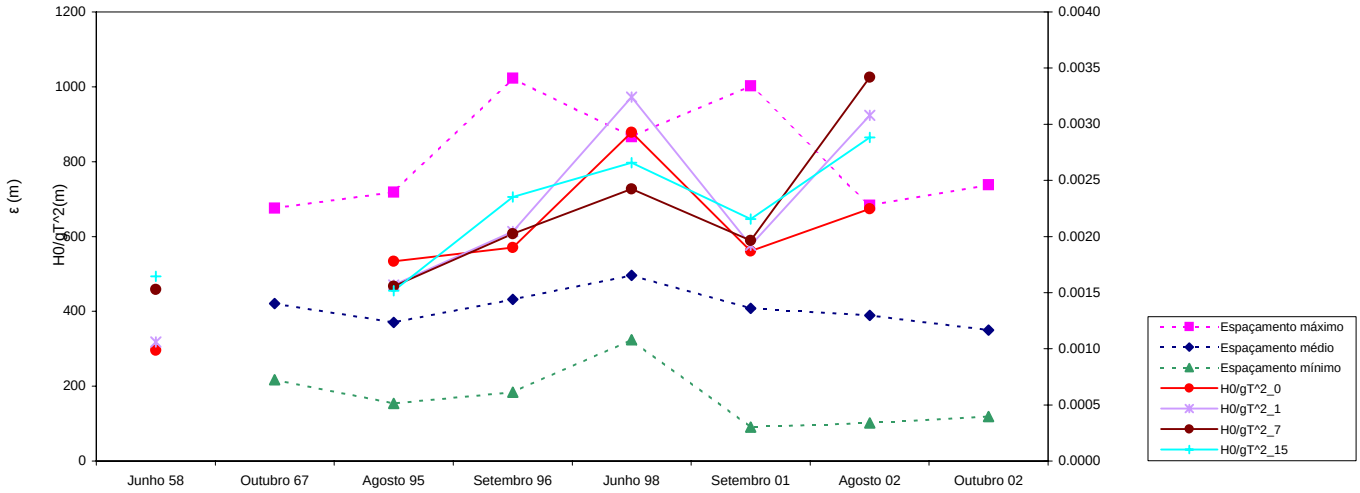
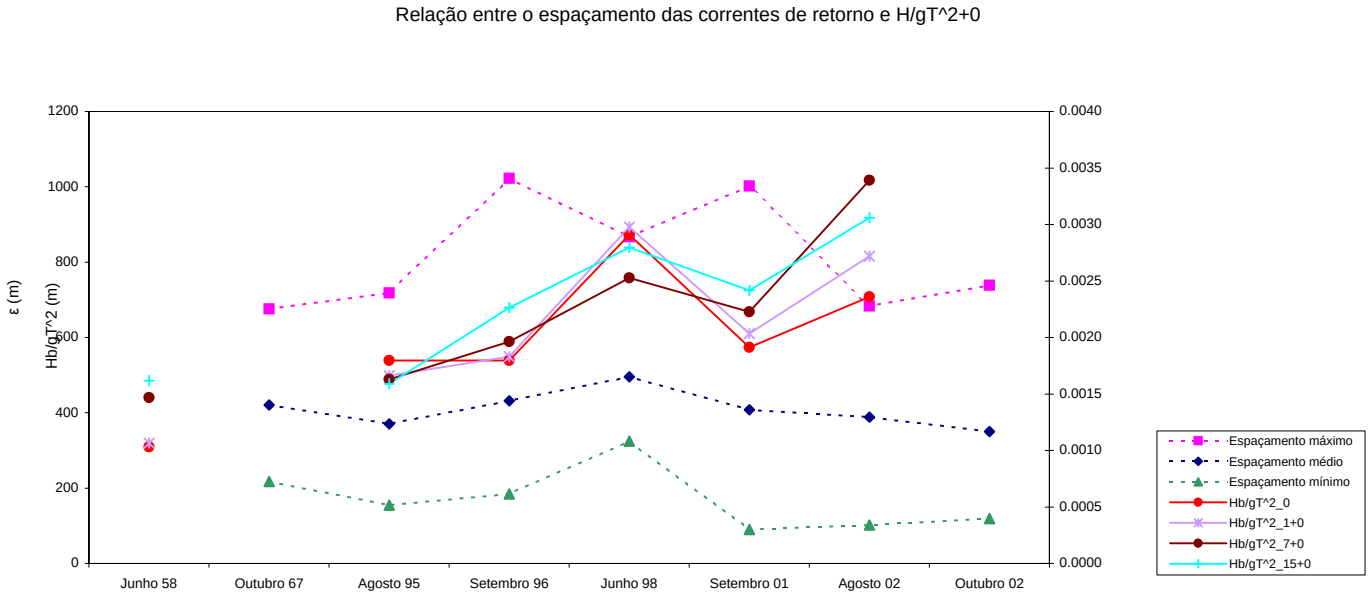


Figura D71 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e H/gT^2 - Teixeira, 1994



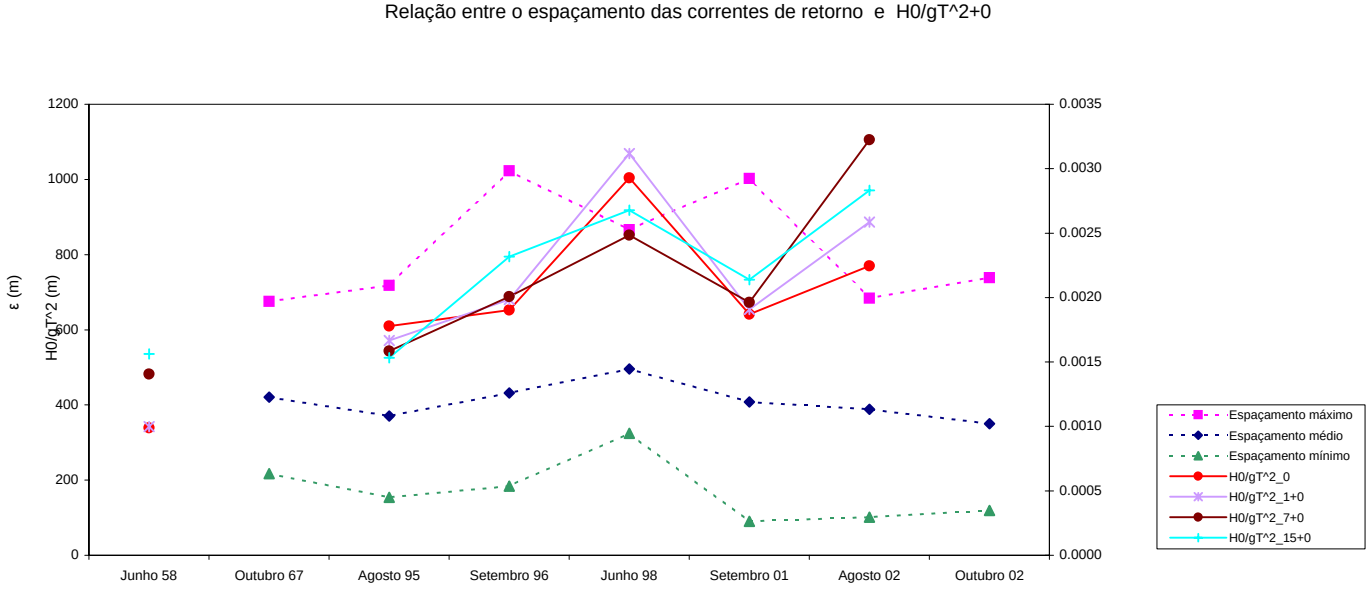
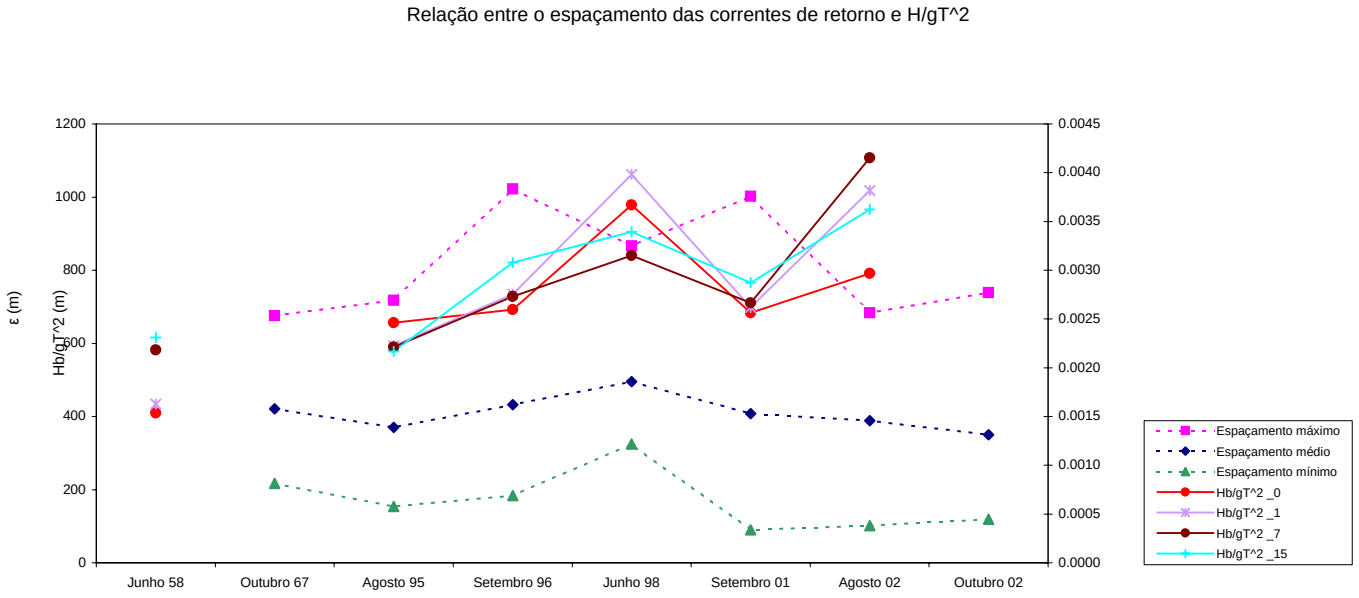


Figura D72 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e H/gT^2 - Teixeira, 1994



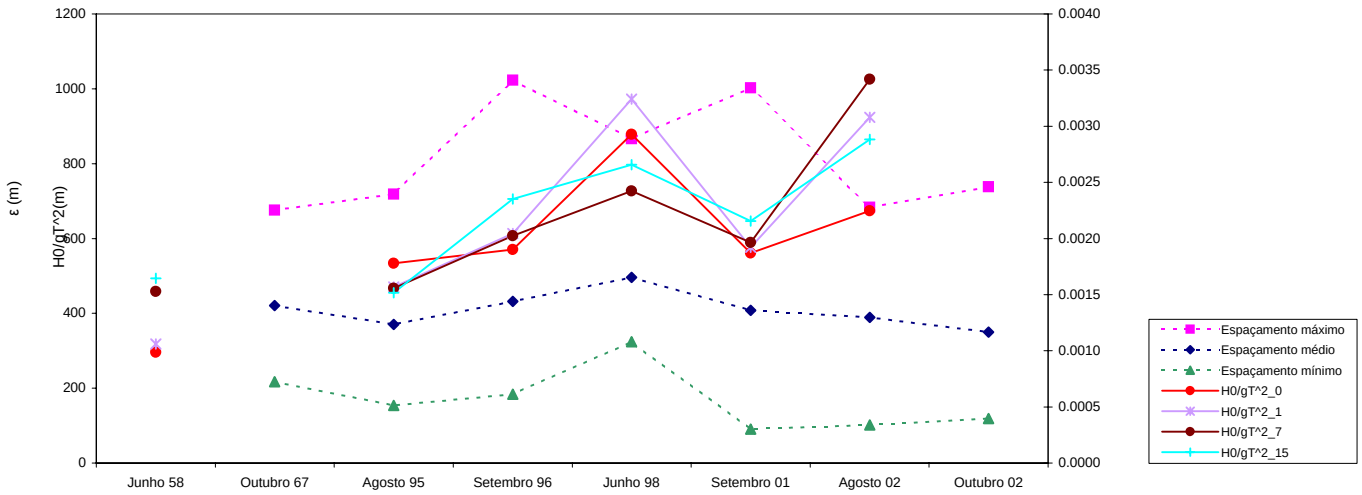
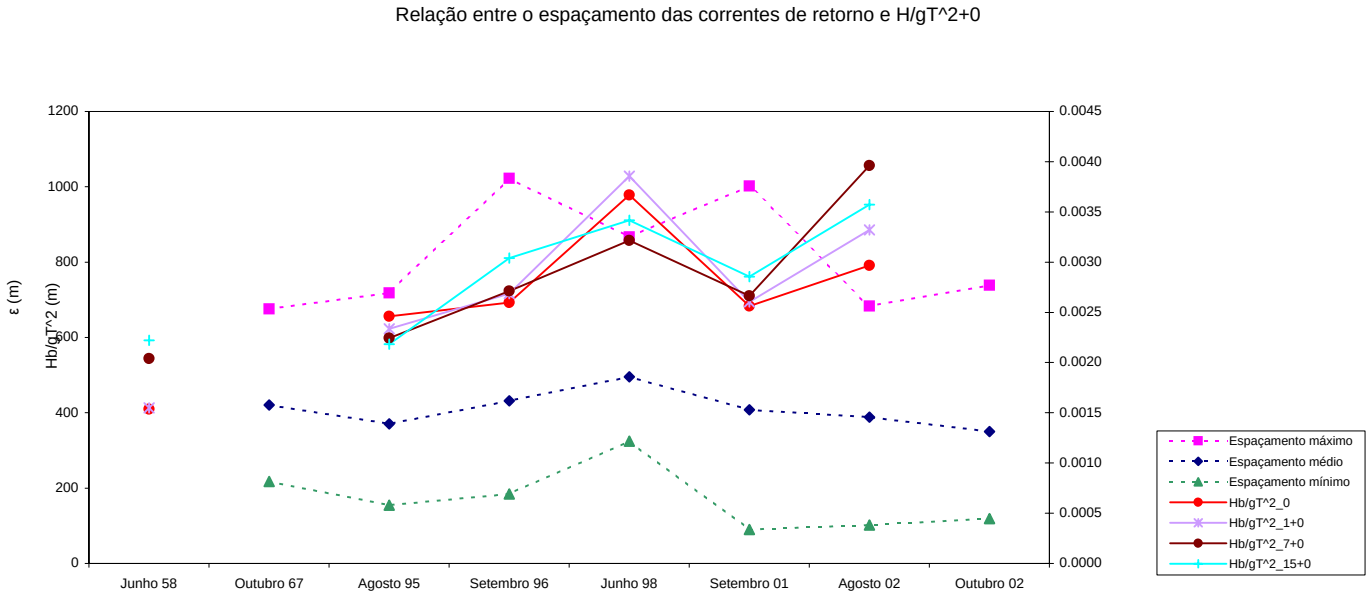


Figura D73 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e H/gT^2 - Komar e Gaugnhan, 1974



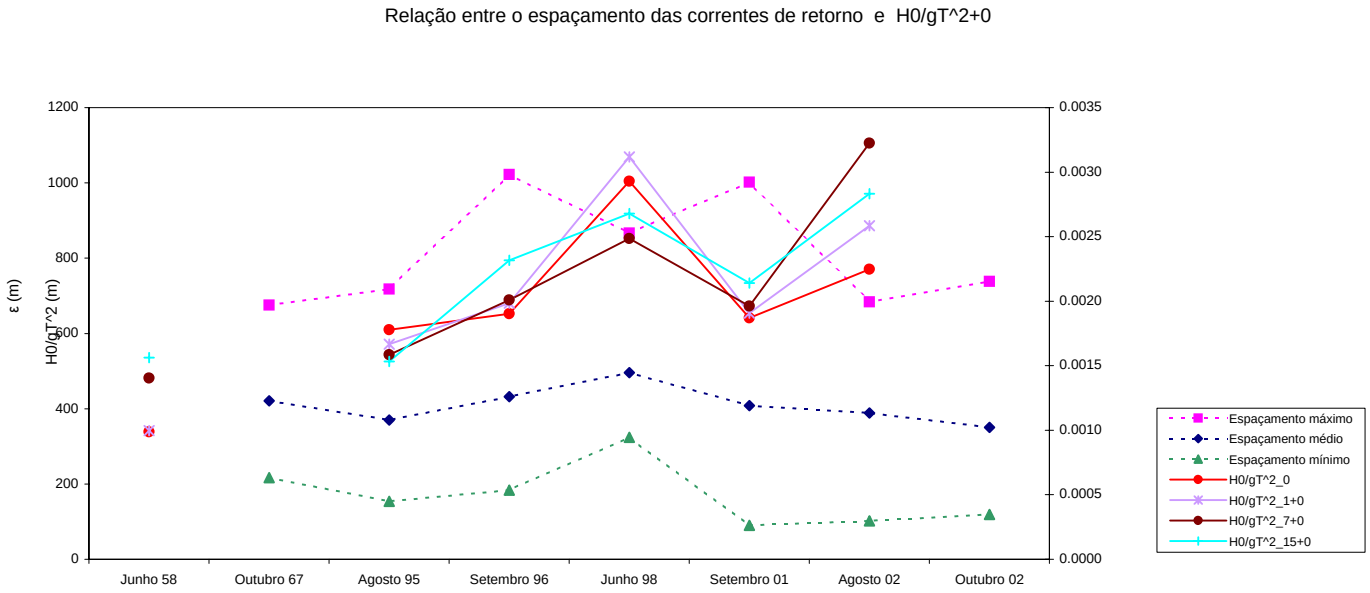


Figura D74 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e H/gT^2 - Komar e Gaugnhan, 1974

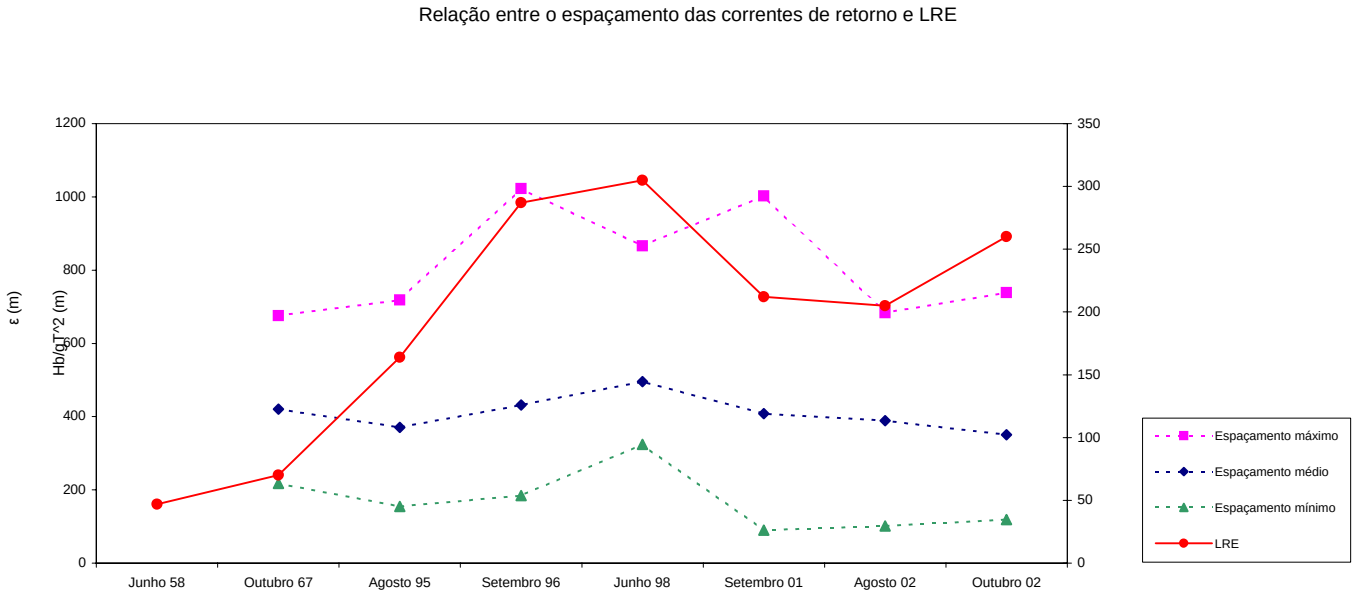


Figura D62 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e LRE

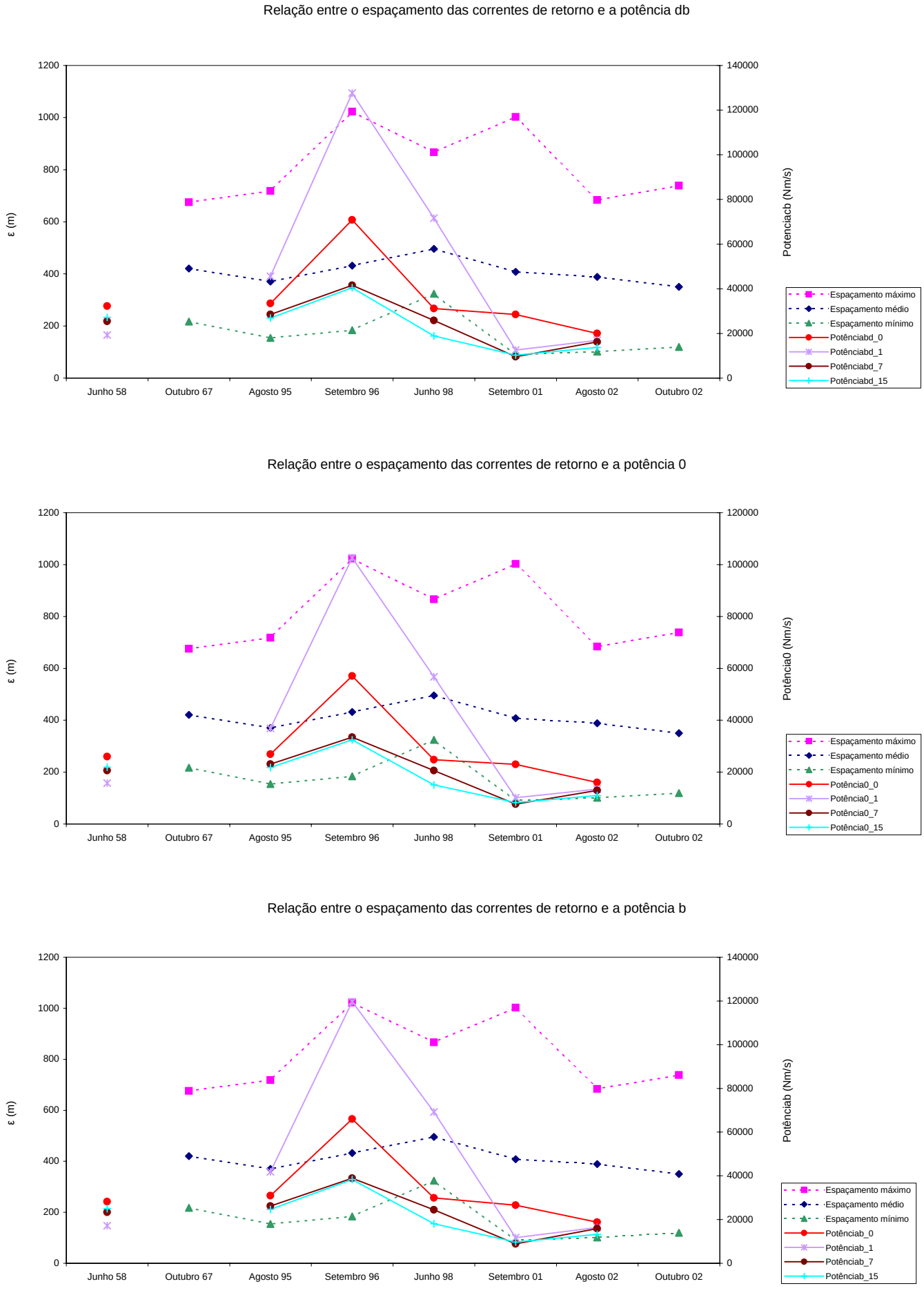


Figura D69 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e a potência - Komar e Gaughan, 1974

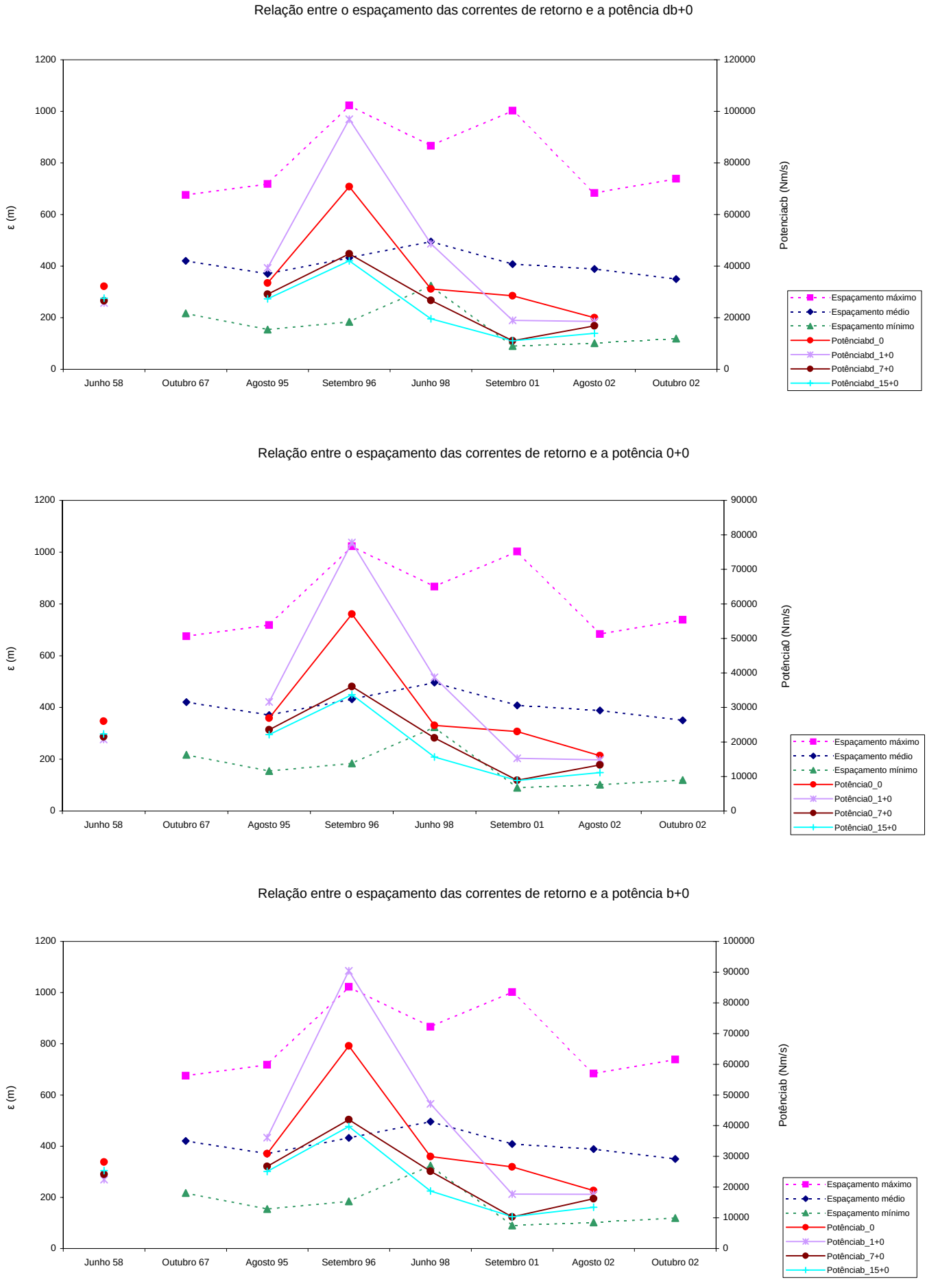


Figura D70 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e a potência - Komar e Gaughan, 1974

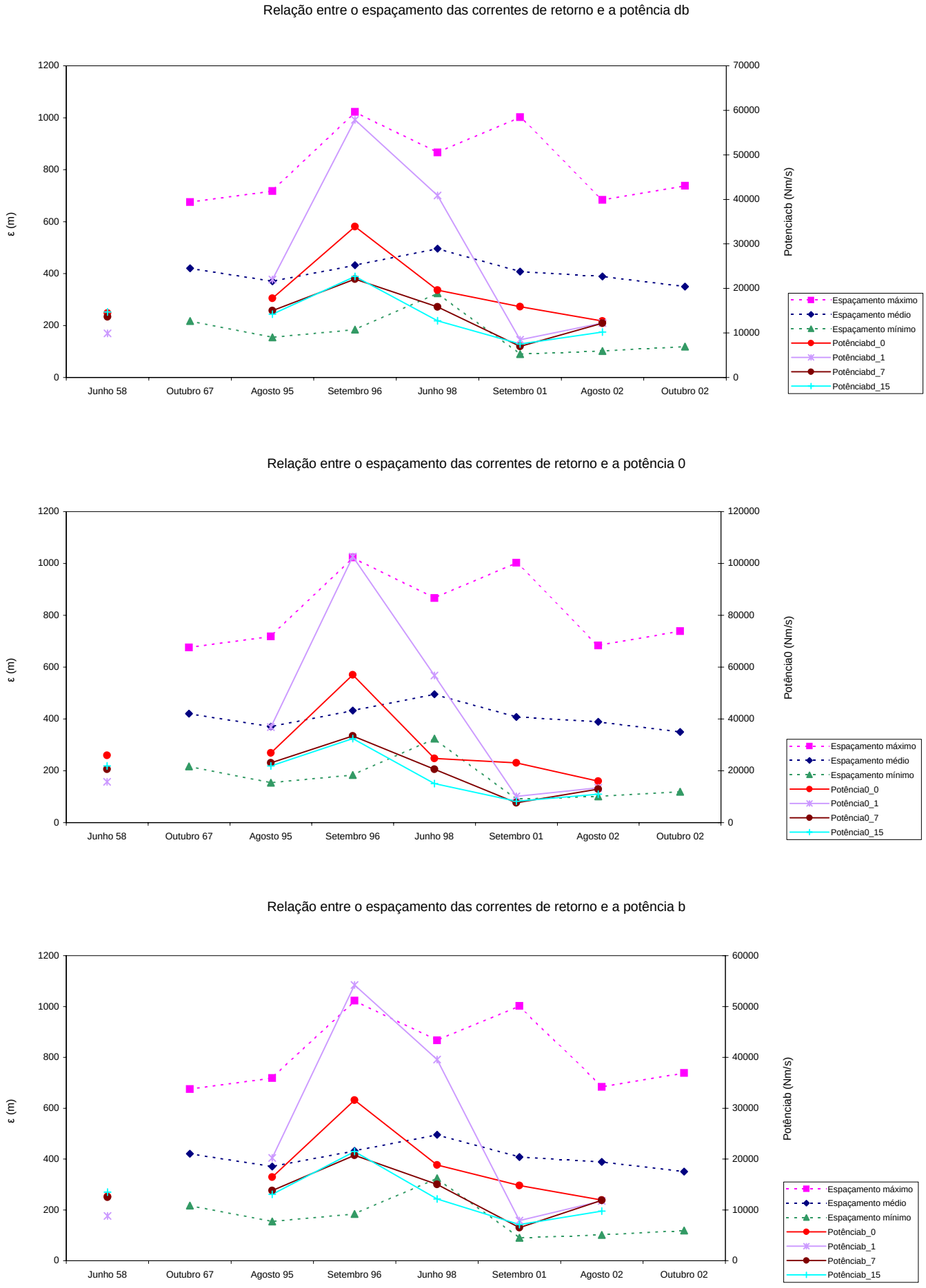
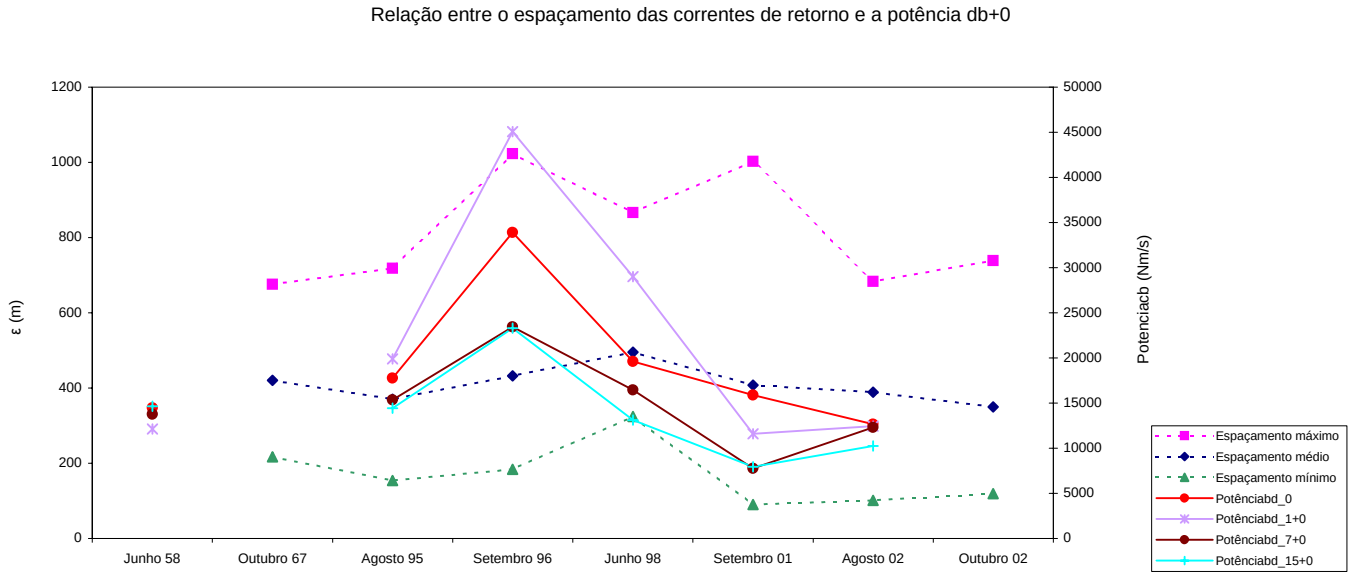
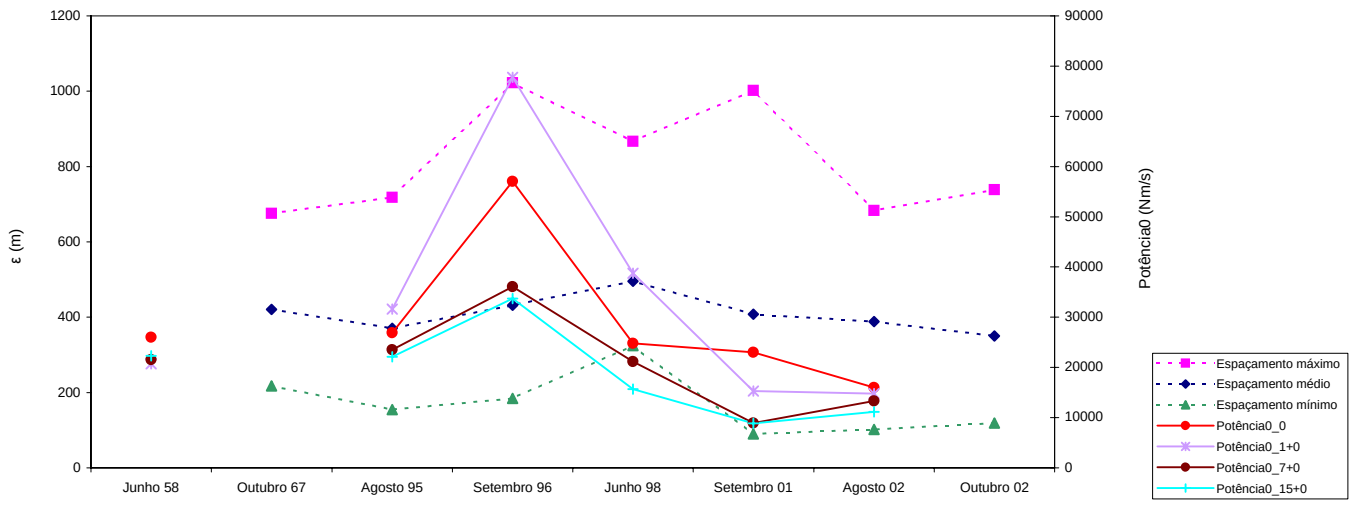


Figura D67 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e a potência - Teixeira, 1994





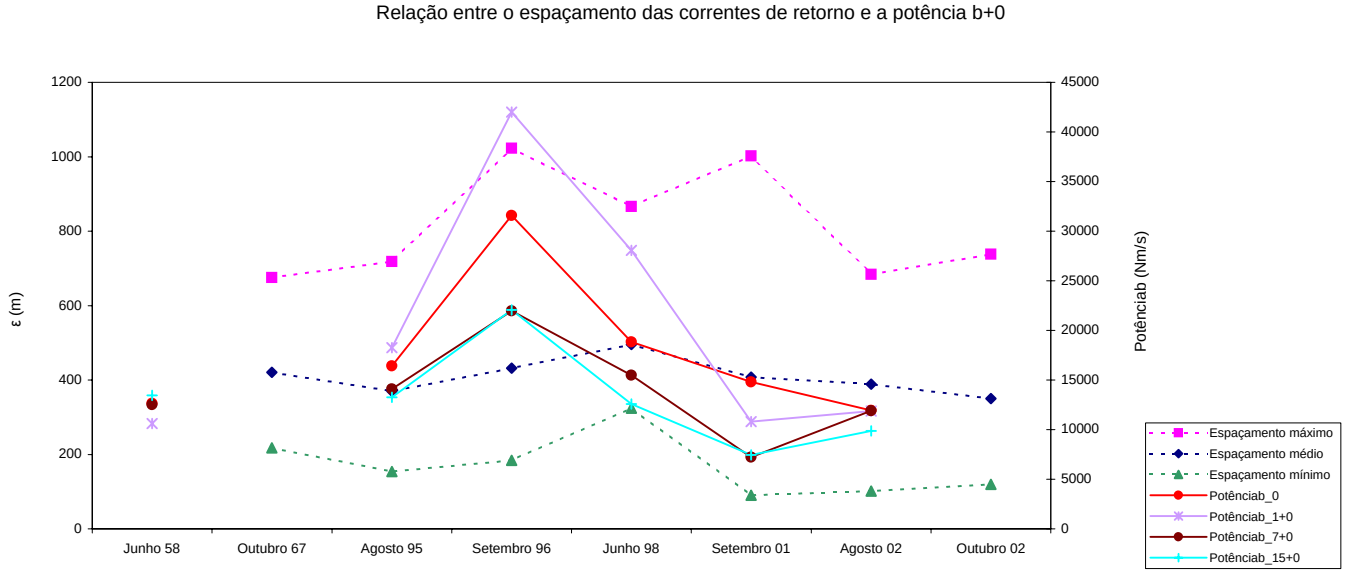
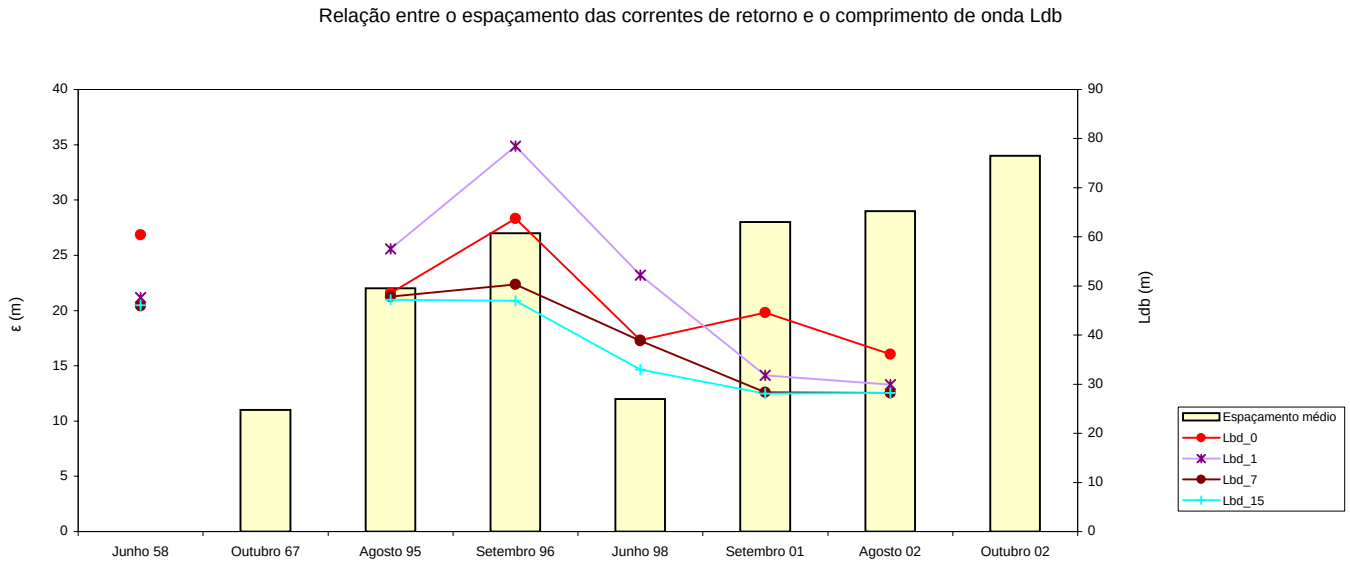
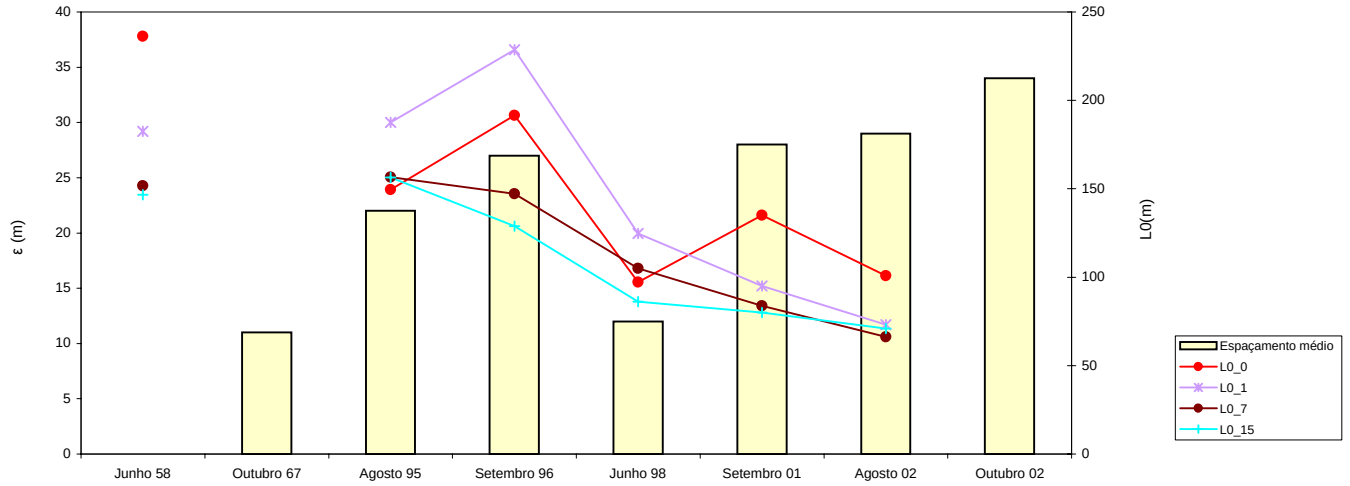
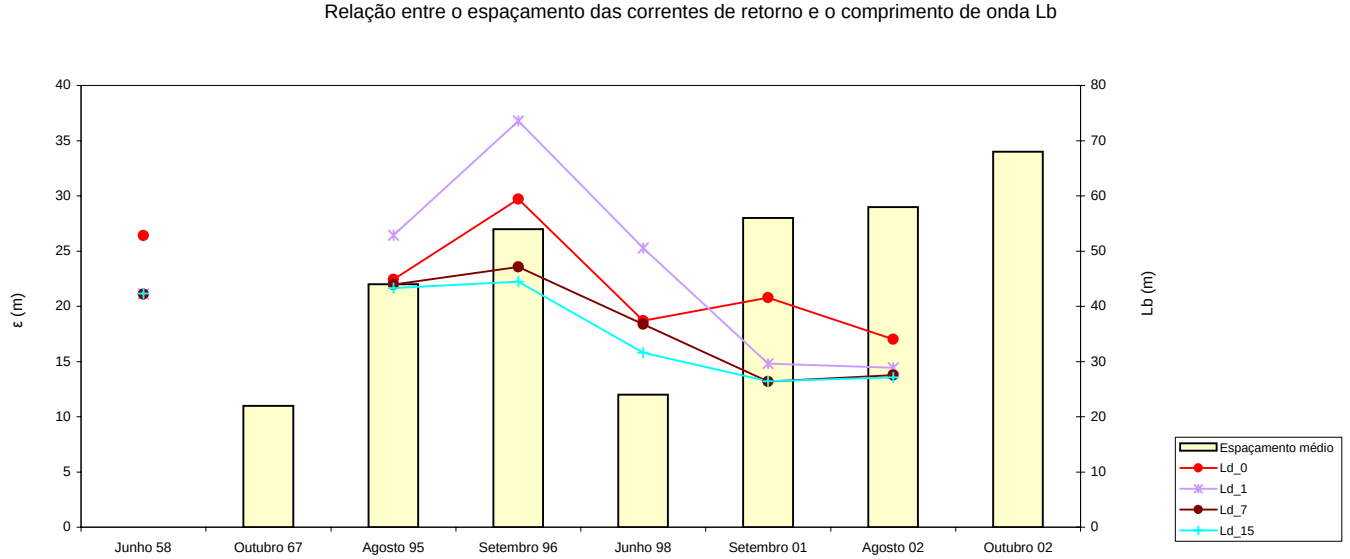


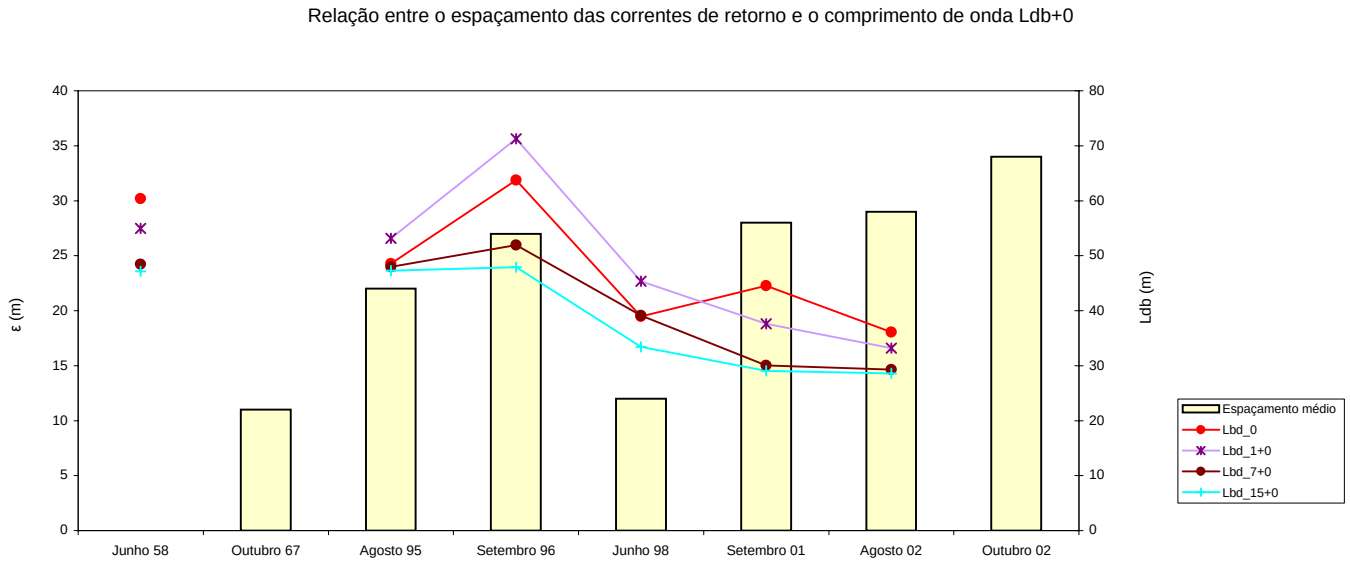
Figura D68 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e a potência - Teixeira, 1994

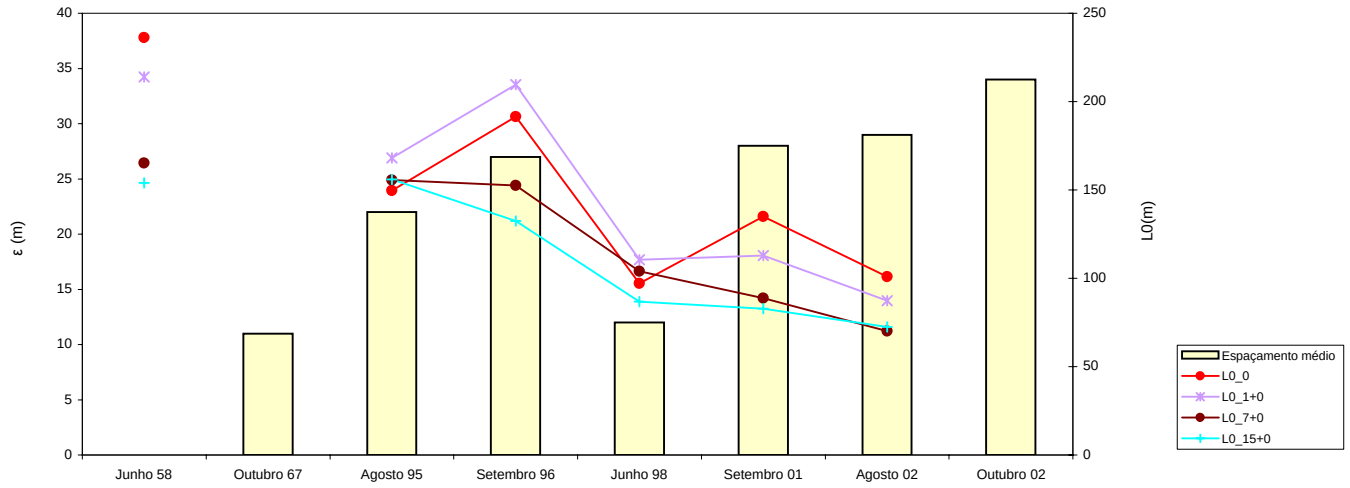


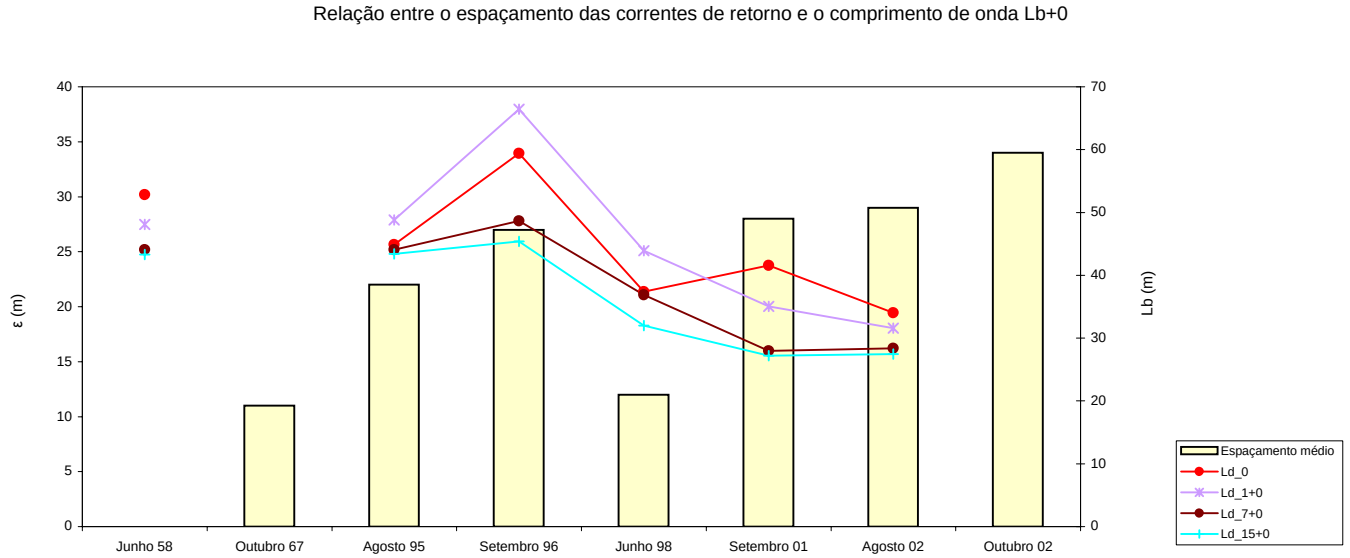




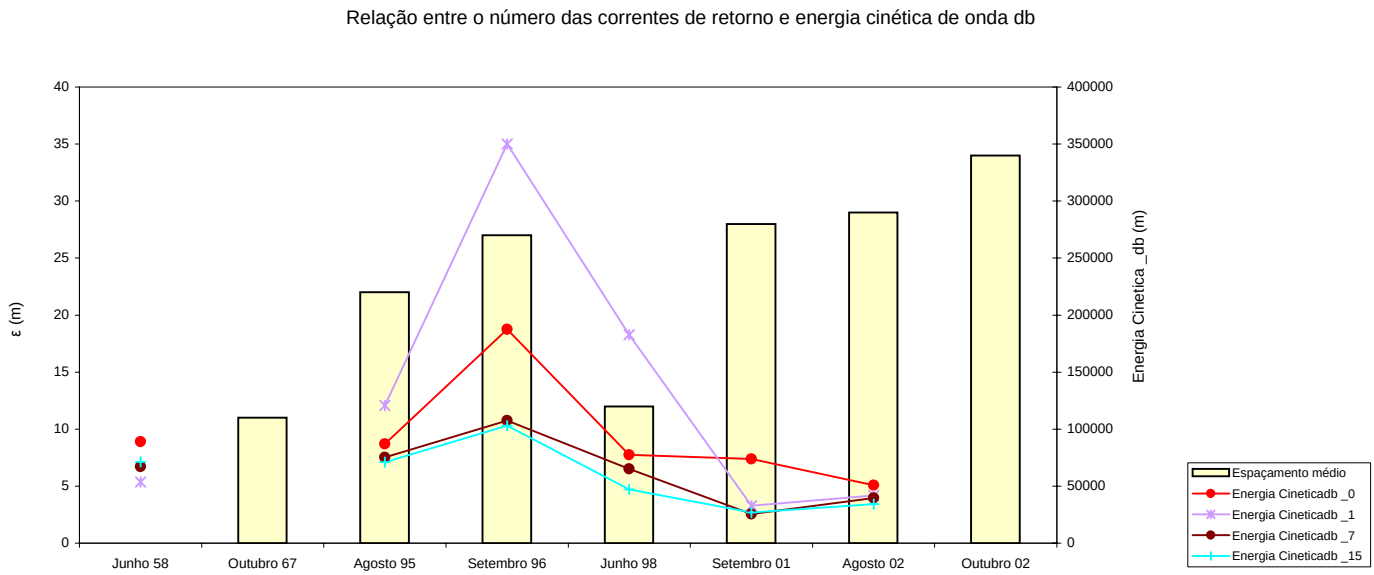
Figuar D41 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda

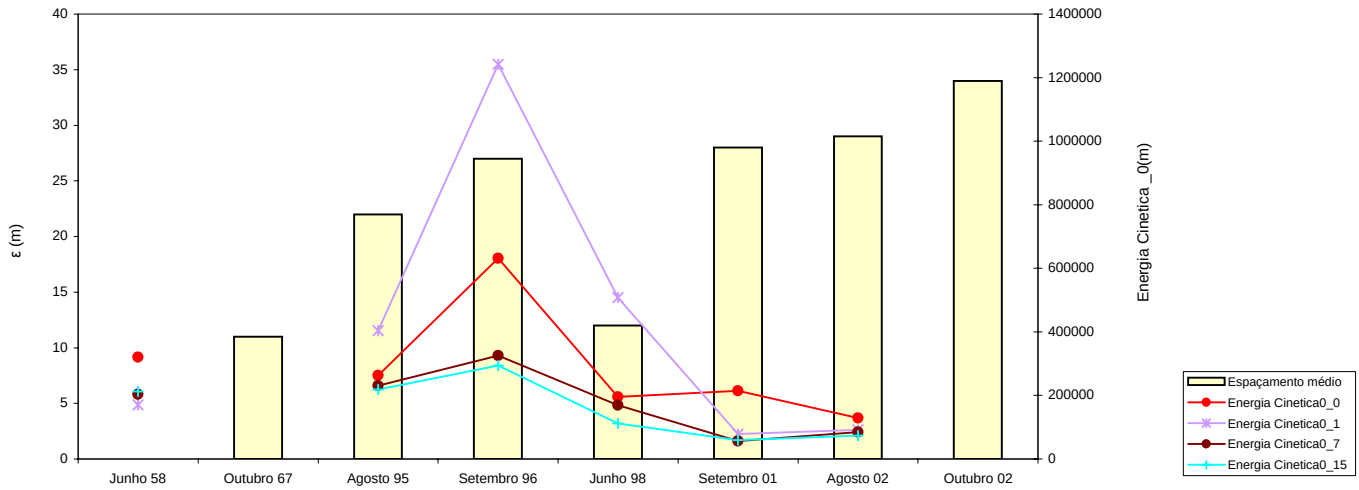






Figuar D42 - Relação entre o espaçamento das correntes de retorno e o comprimento de onda





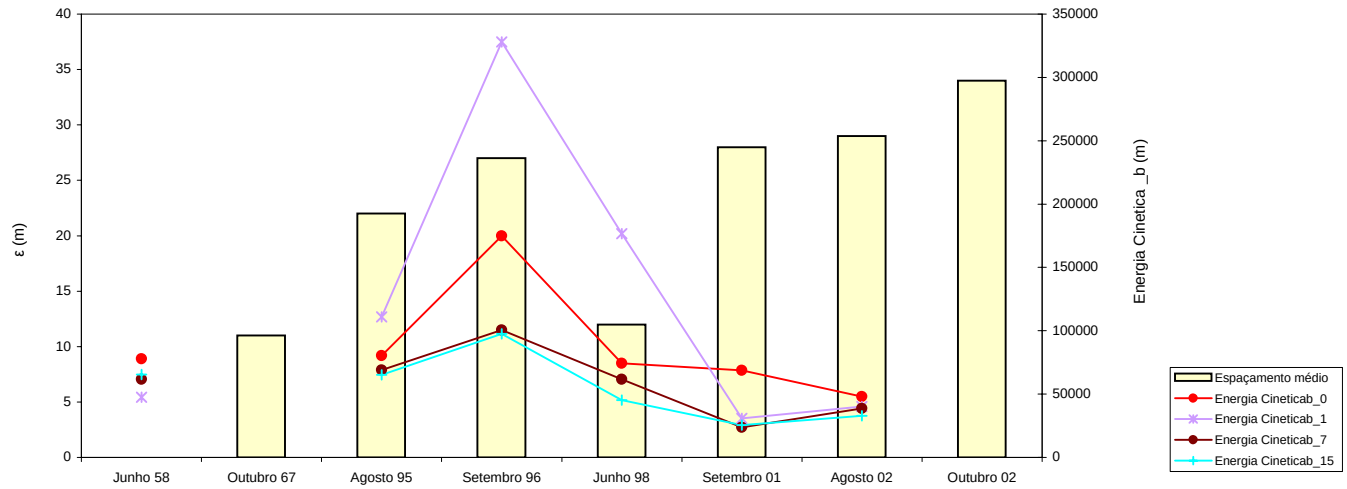
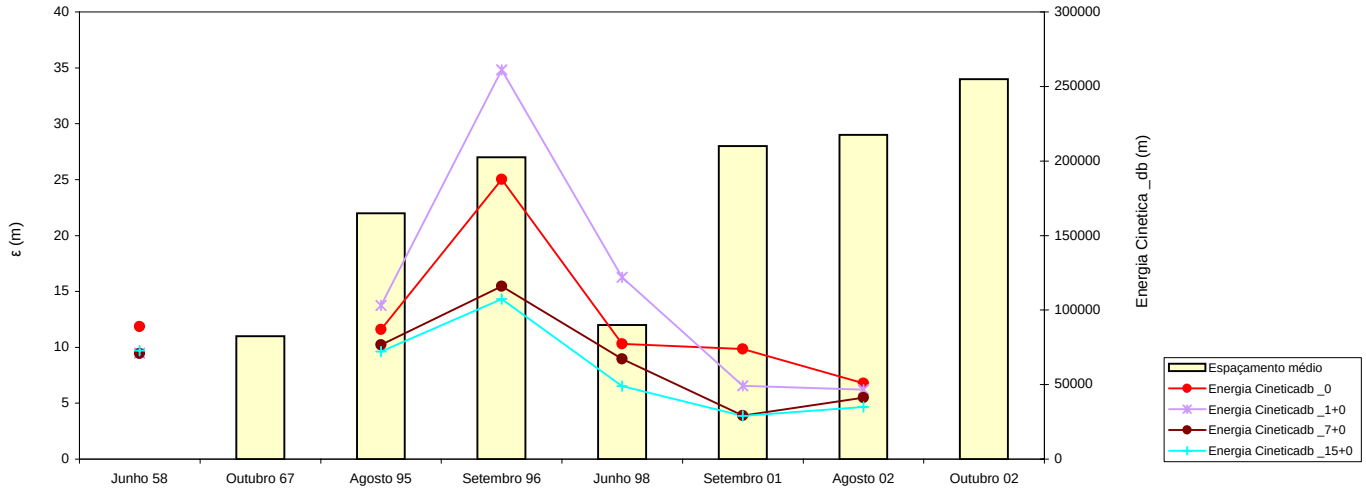
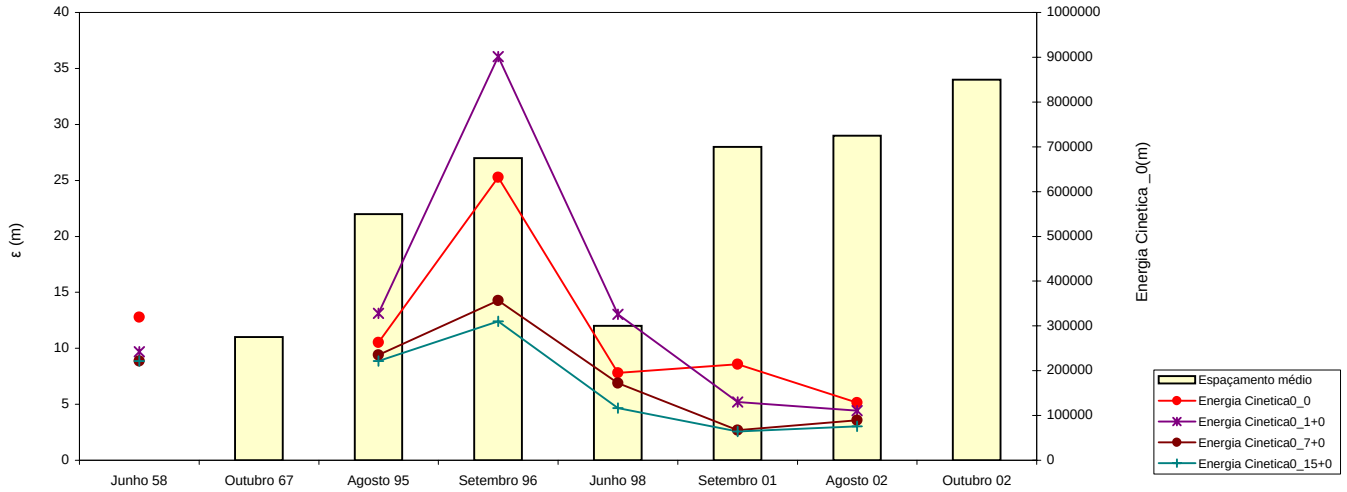


Figura D44- Relação entre o número das correntes de retorno e energia cinética de onda - Teixeira, 1994

Relação entre o número das correntes de retorno e energia cinética de onda db+0



Relação entre o número das correntes de retorno e energia cinética de onda 0+0



Relação entre o número das correntes de retorno e e energia cinética de onda b+0

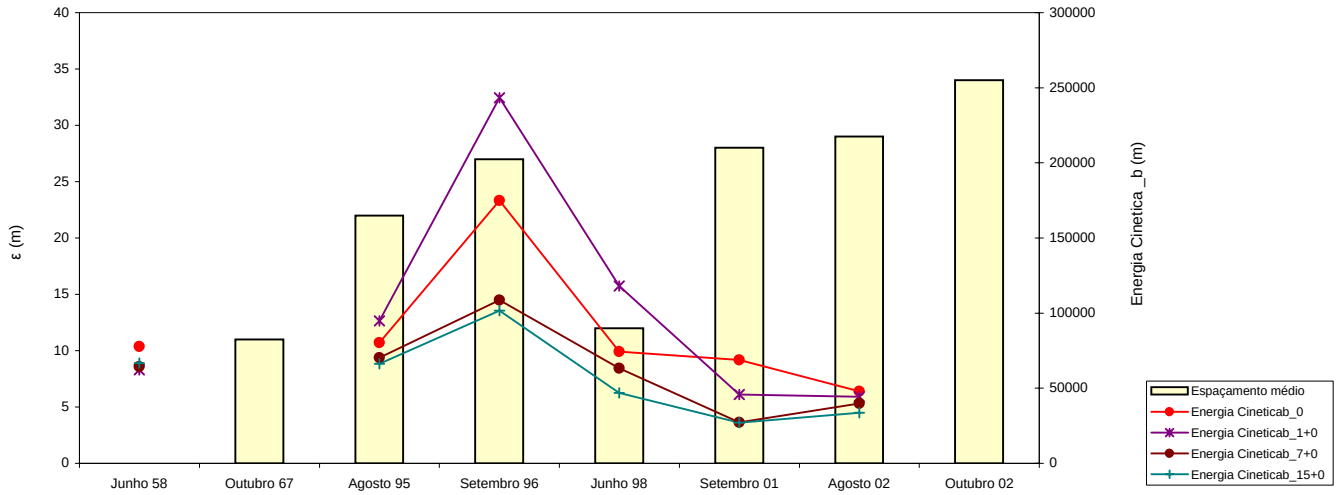
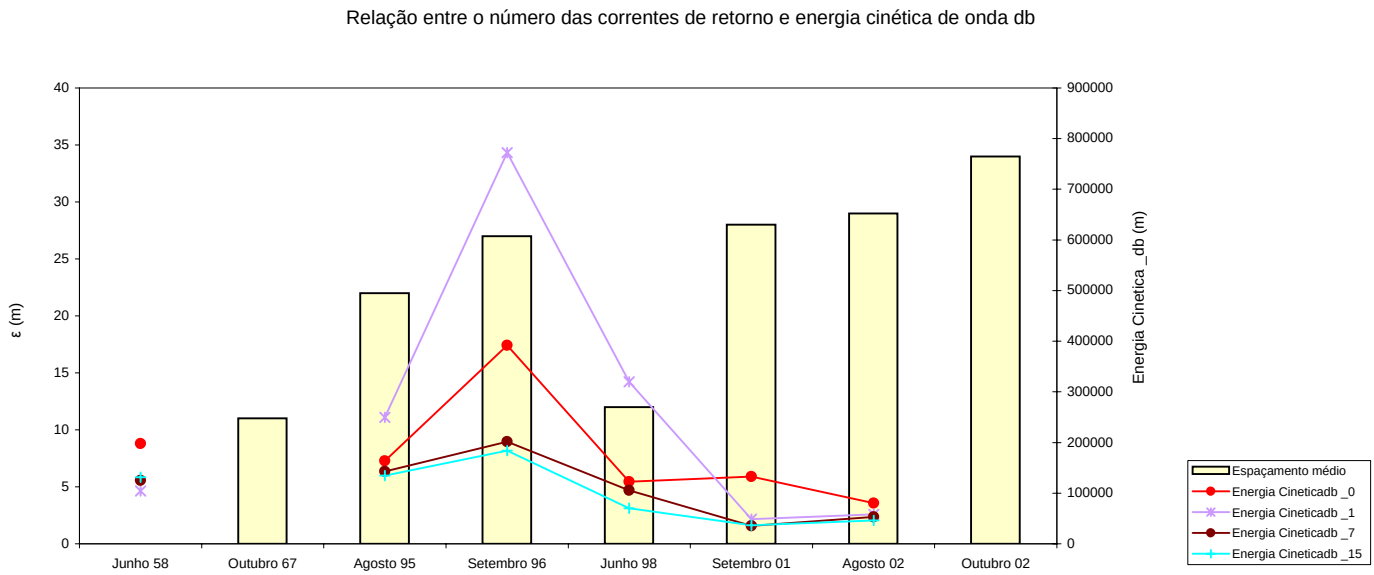
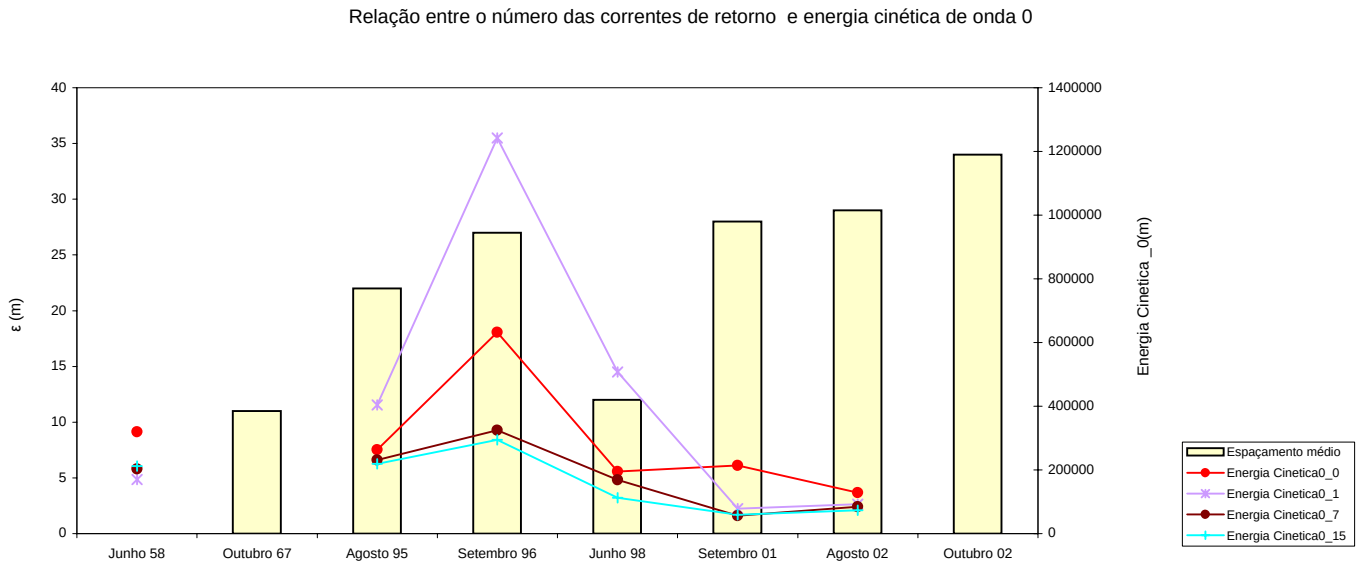


Figura D45- Relação entre o número das correntes de retorno e energia cinética de onda - Teixeira, 1994





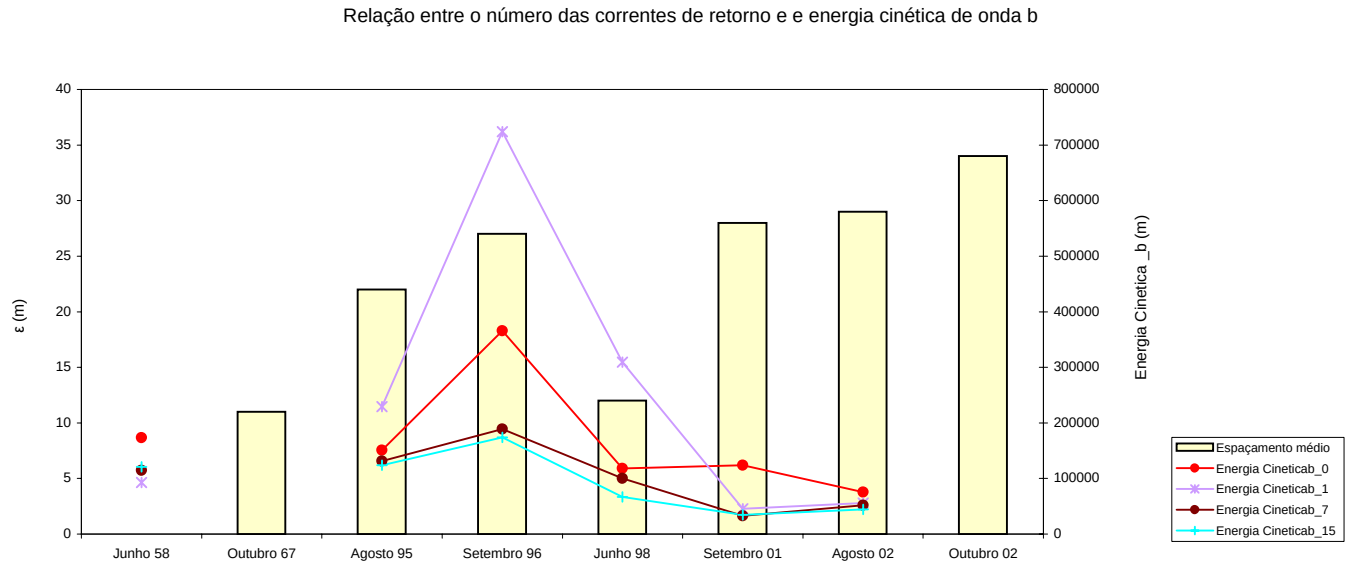
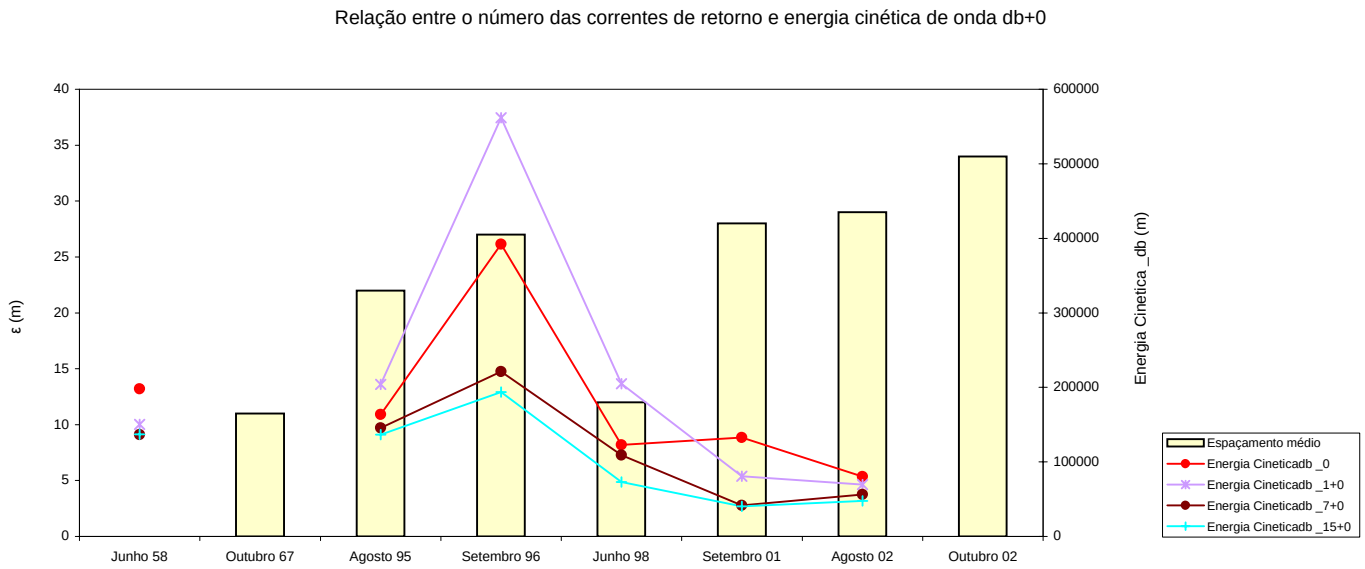
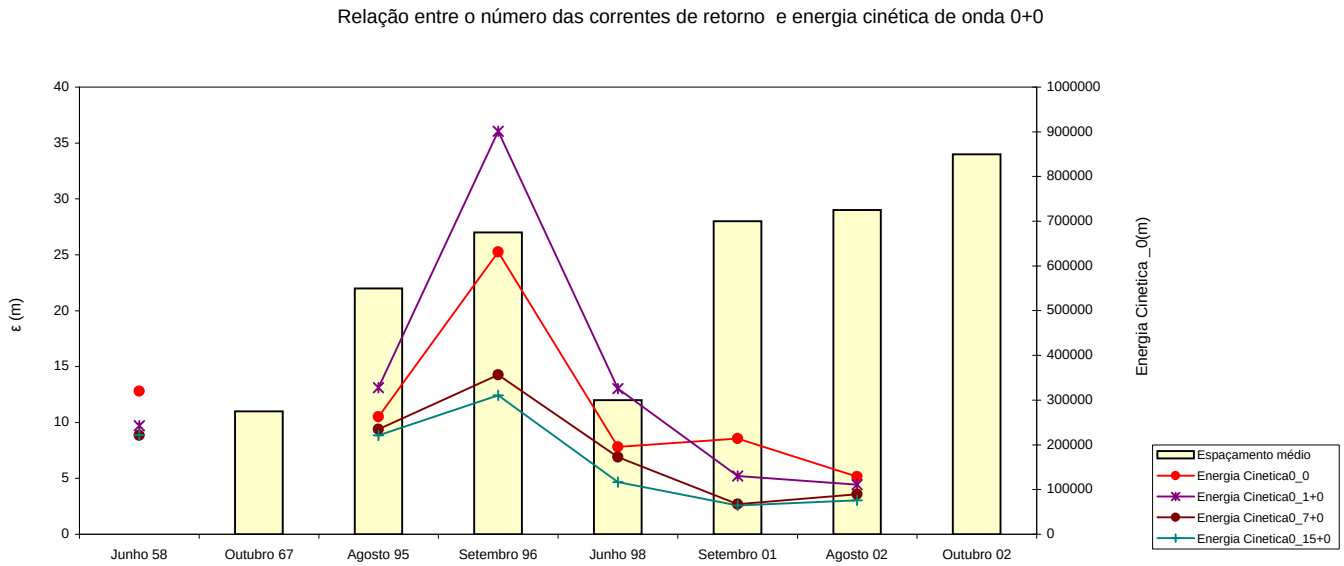


Figura D46 - Relação entre o número das correntes de retorno e energia cinética de onda - Komar e Gaughan,1974





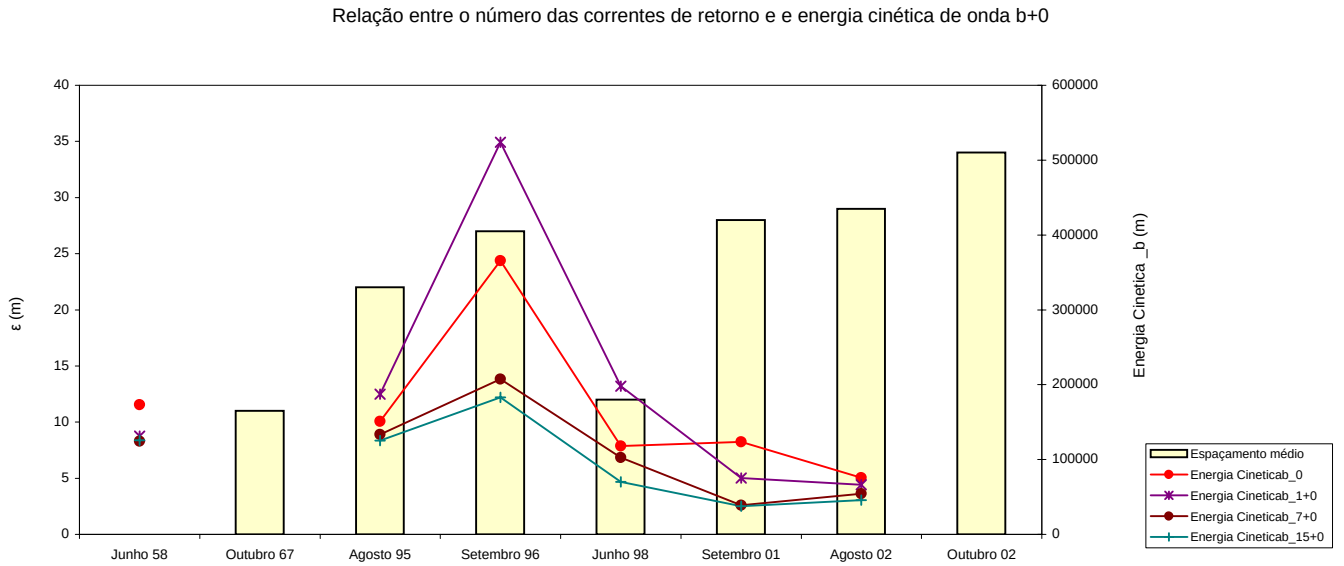


Figura D47 - Relação entre o número das correntes de retorno e energia cinética de onda - Komar e Gaughan,1974

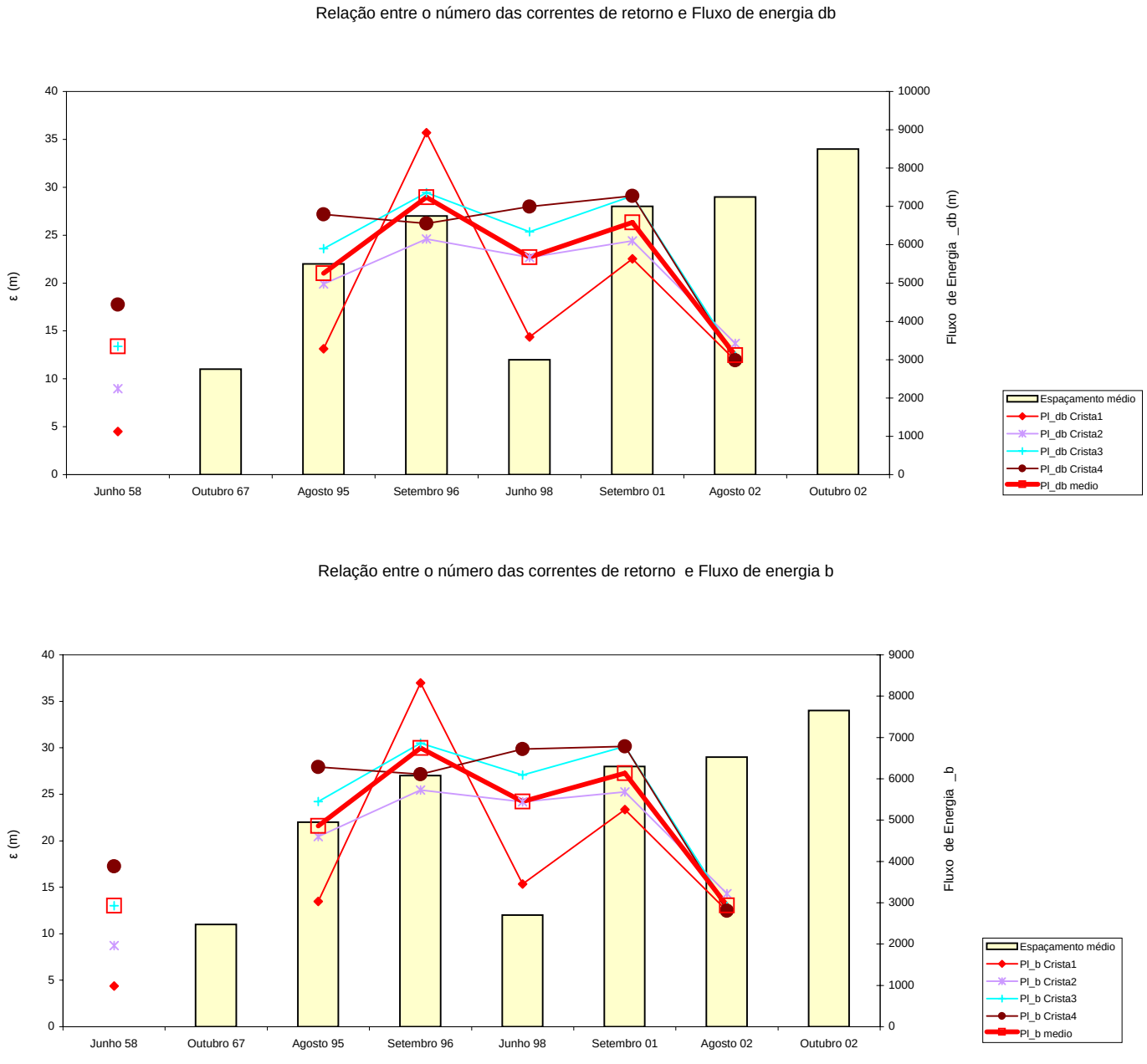
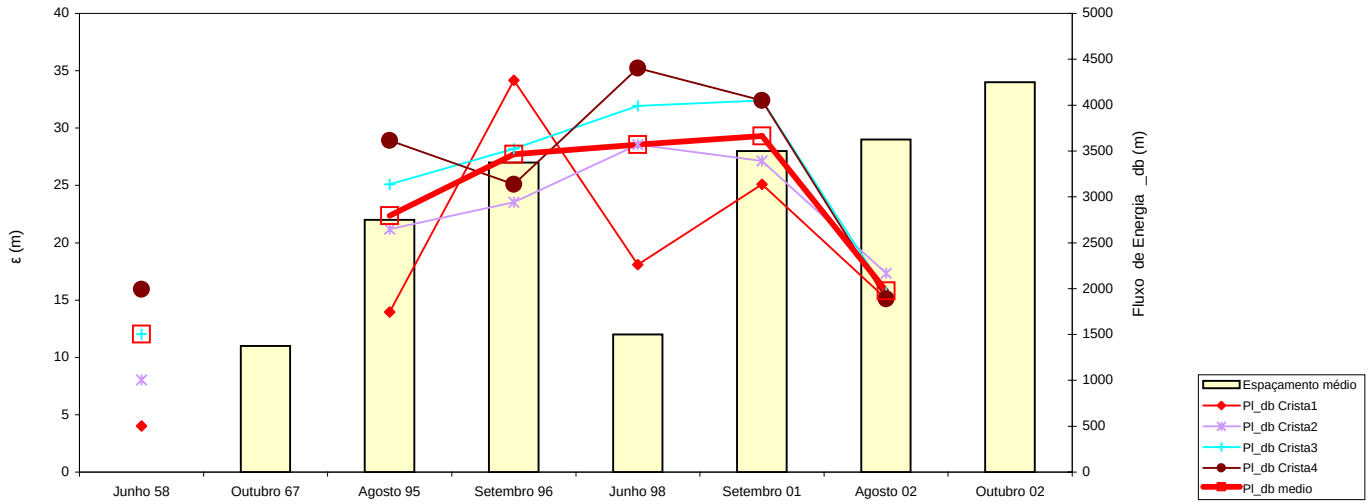


Figura D 57 - Relação entre o número das correntes de retorno e Fluxo de energia Komar e Gaughan, 1974

Relação entre o número das correntes de retorno e Fluxo de energia db (na rebentação)



Relação entre o número das correntes de retorno e Fluxo de energia b (na rebentação)

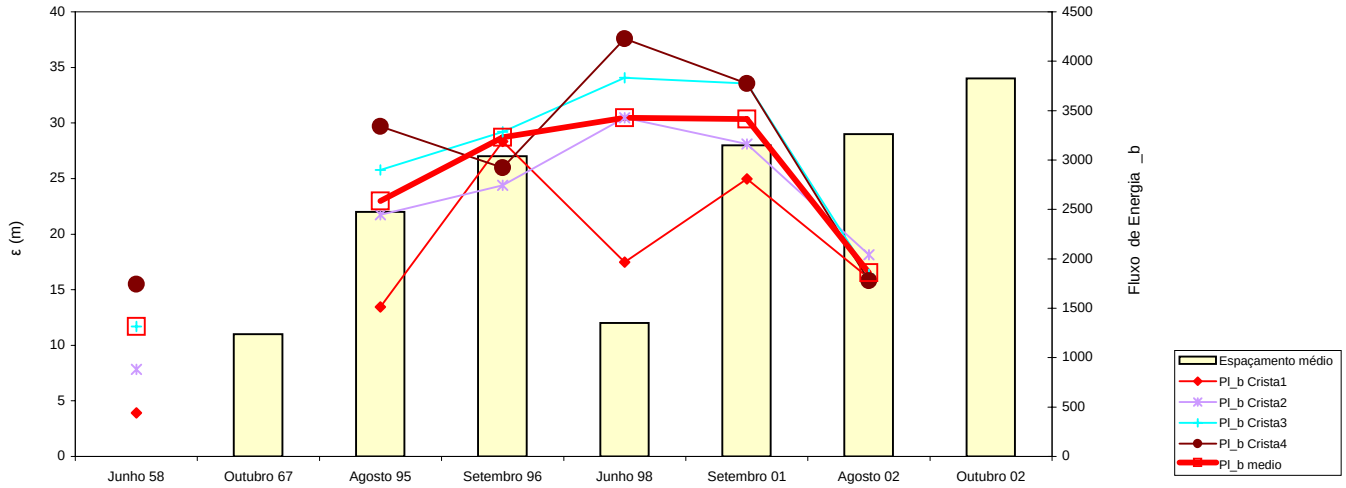
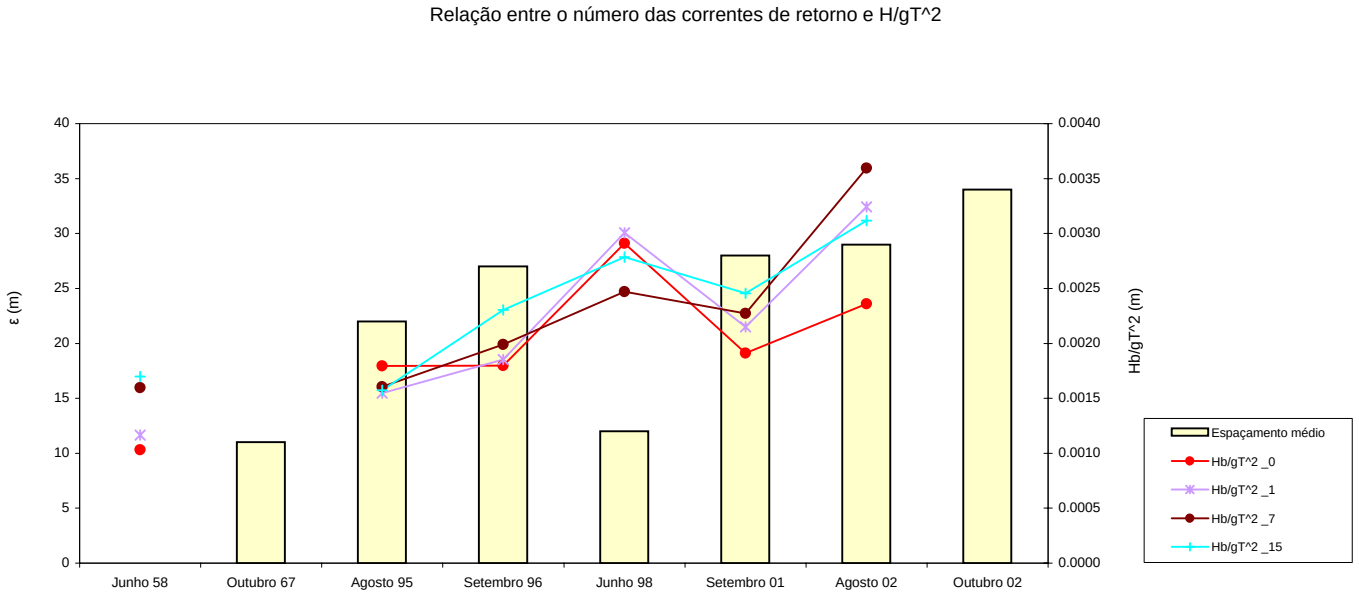


Figura D56- Relação entre o número das correntes de retorno e Fluxo de energia - Teixeira, 1994



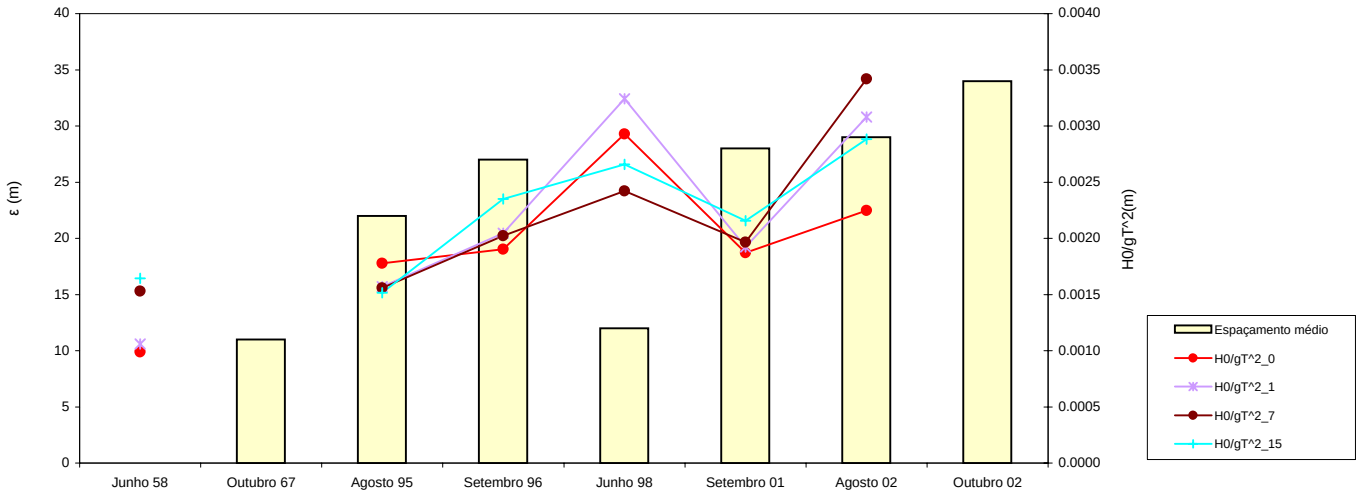
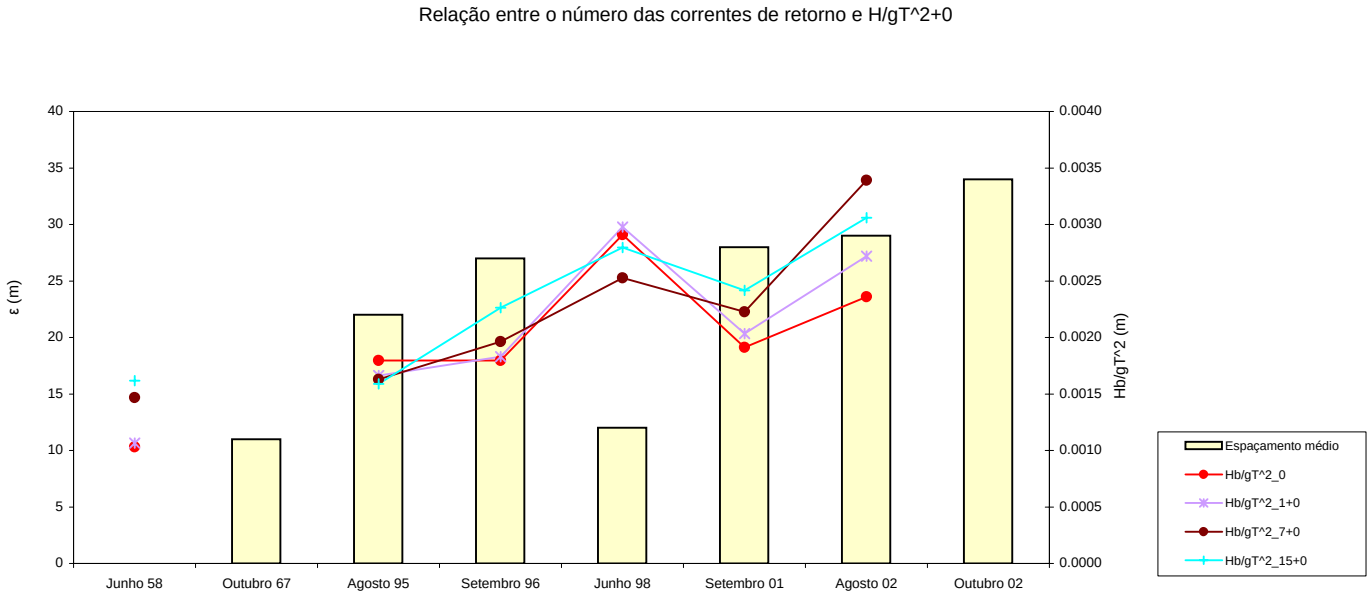


Figura D52 - Relação entre o número das correntes de retorno e H/gT^2 - Teixeira, 1994



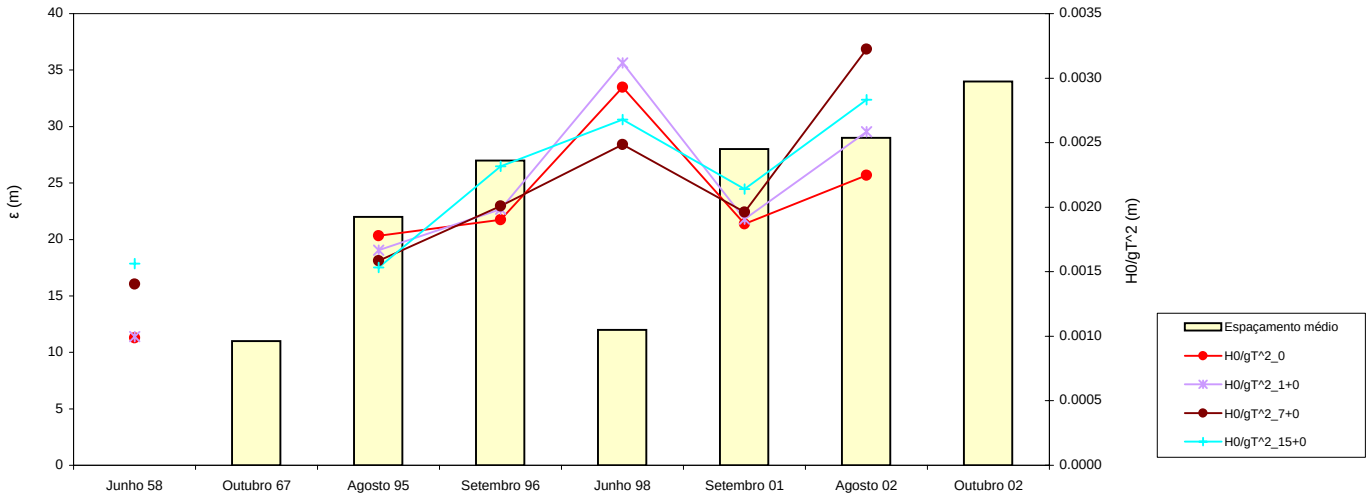
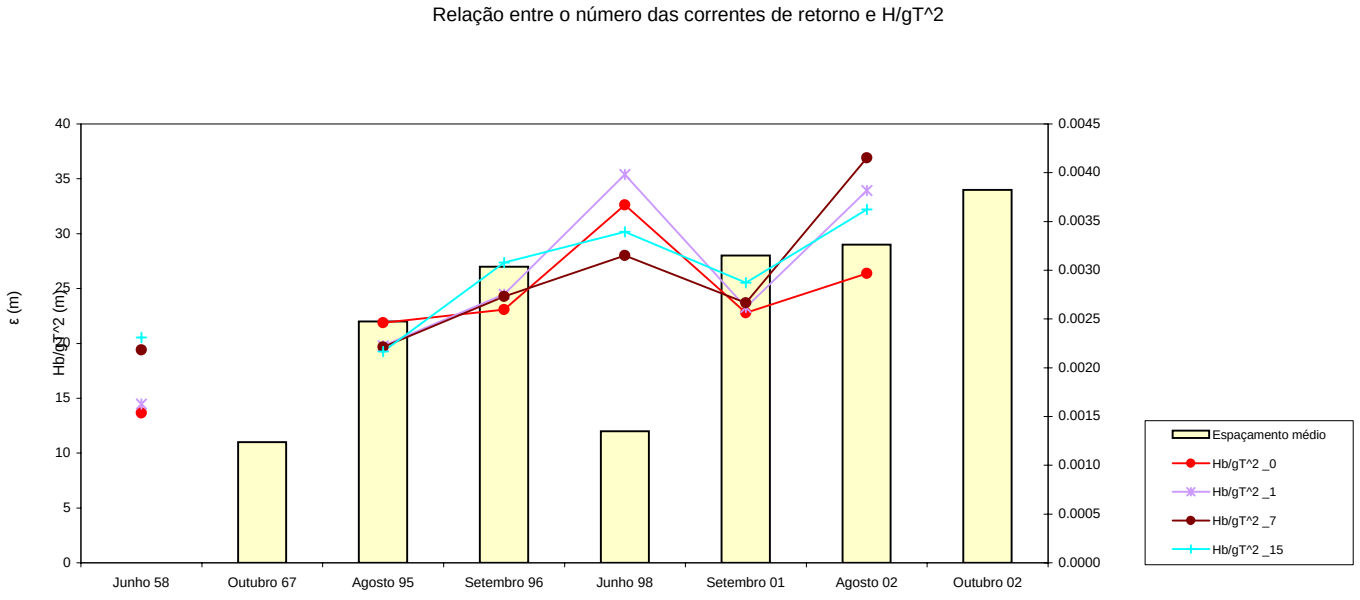


Figura D53 - Relação entre o número das correntes de retorno e H/gT^2 - Teixeira, 1994



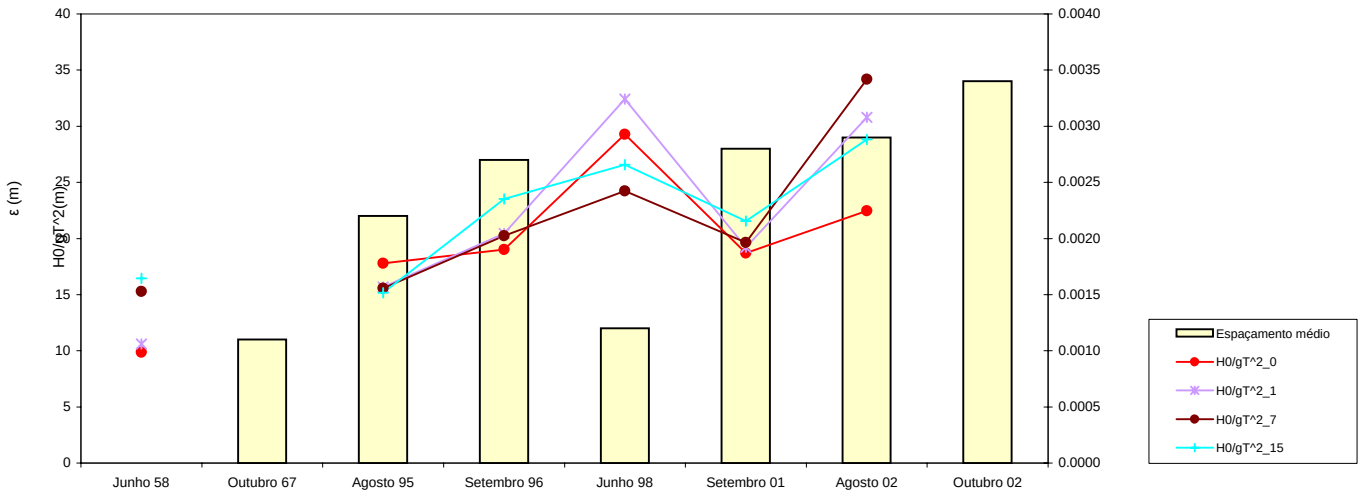


Figura D54 - Relação entre o número das correntes de retorno e H/gT^2 - Komar e Gaughan,1974

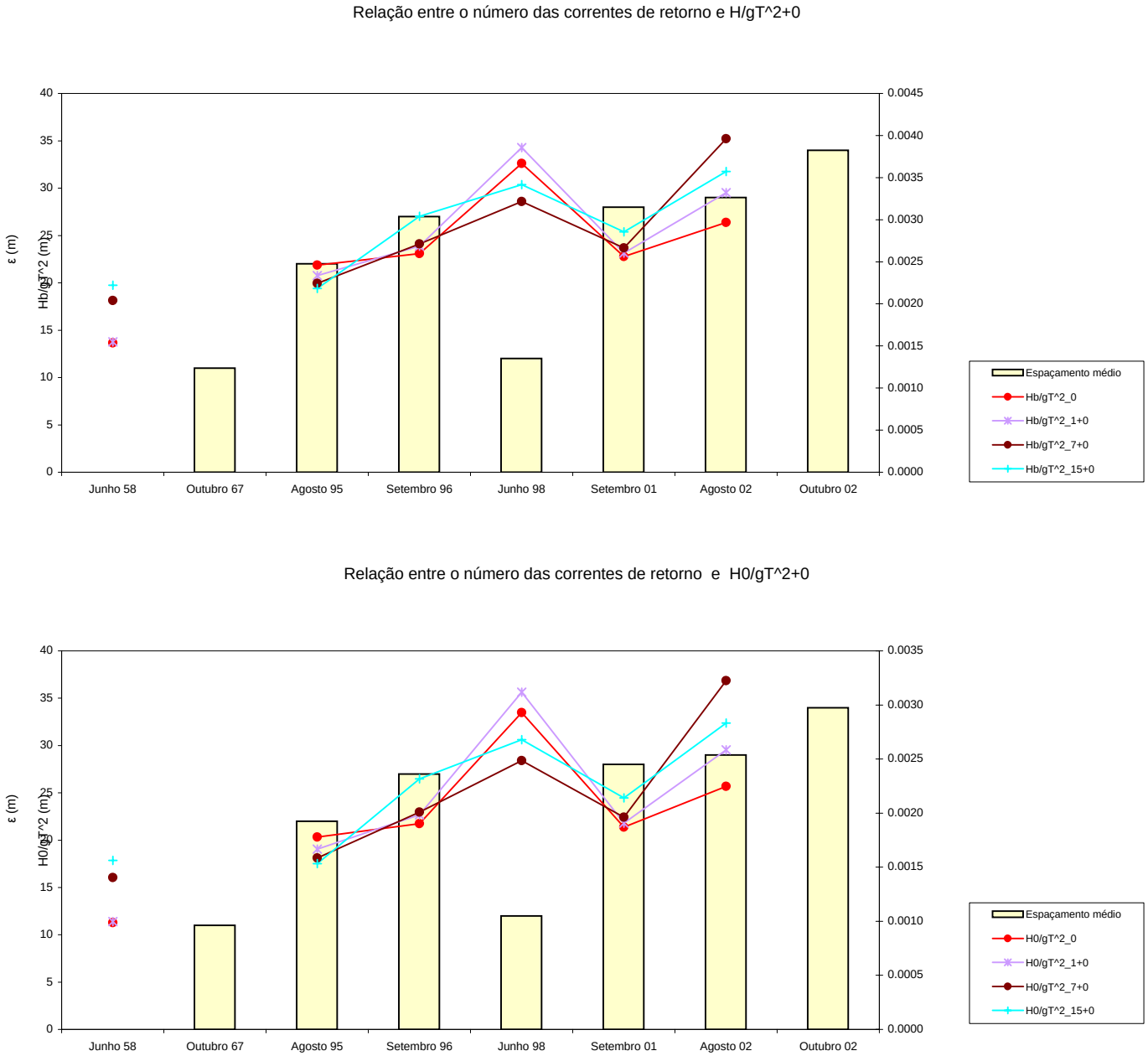


Figura D55 - Relação entre o número das correntes de retorno e H/gT^2 - Komar e Gaughan,1974

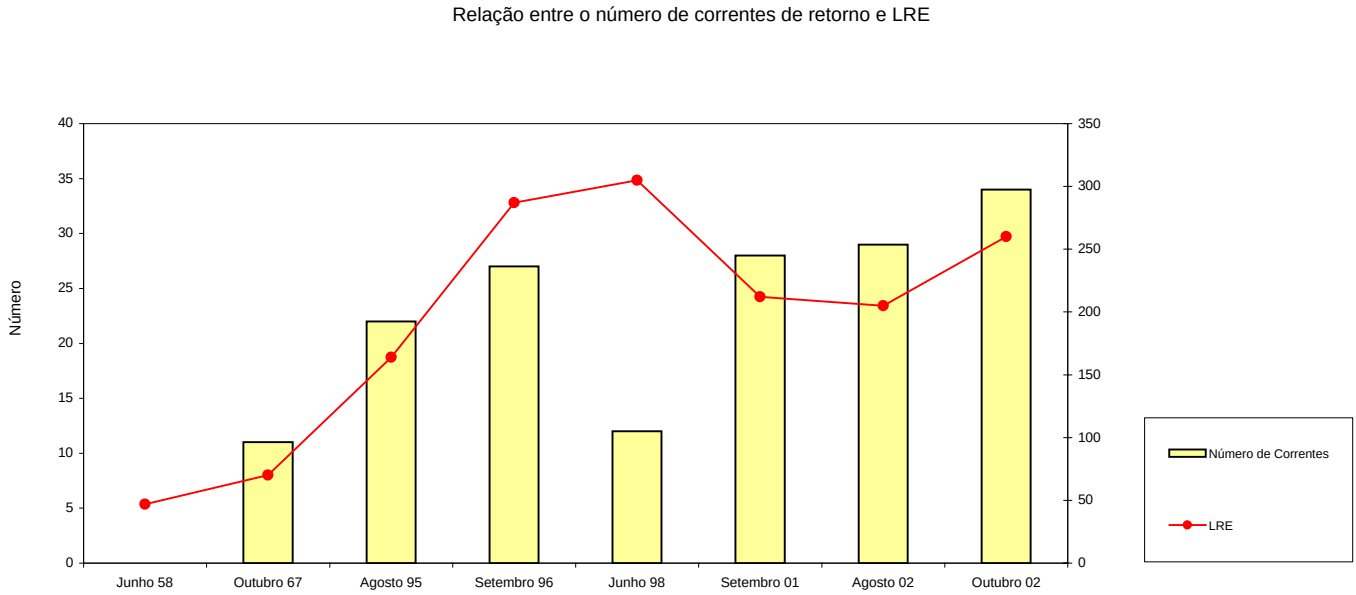


Figura D43 - Relação entre o número de correntes de retorno e LRE

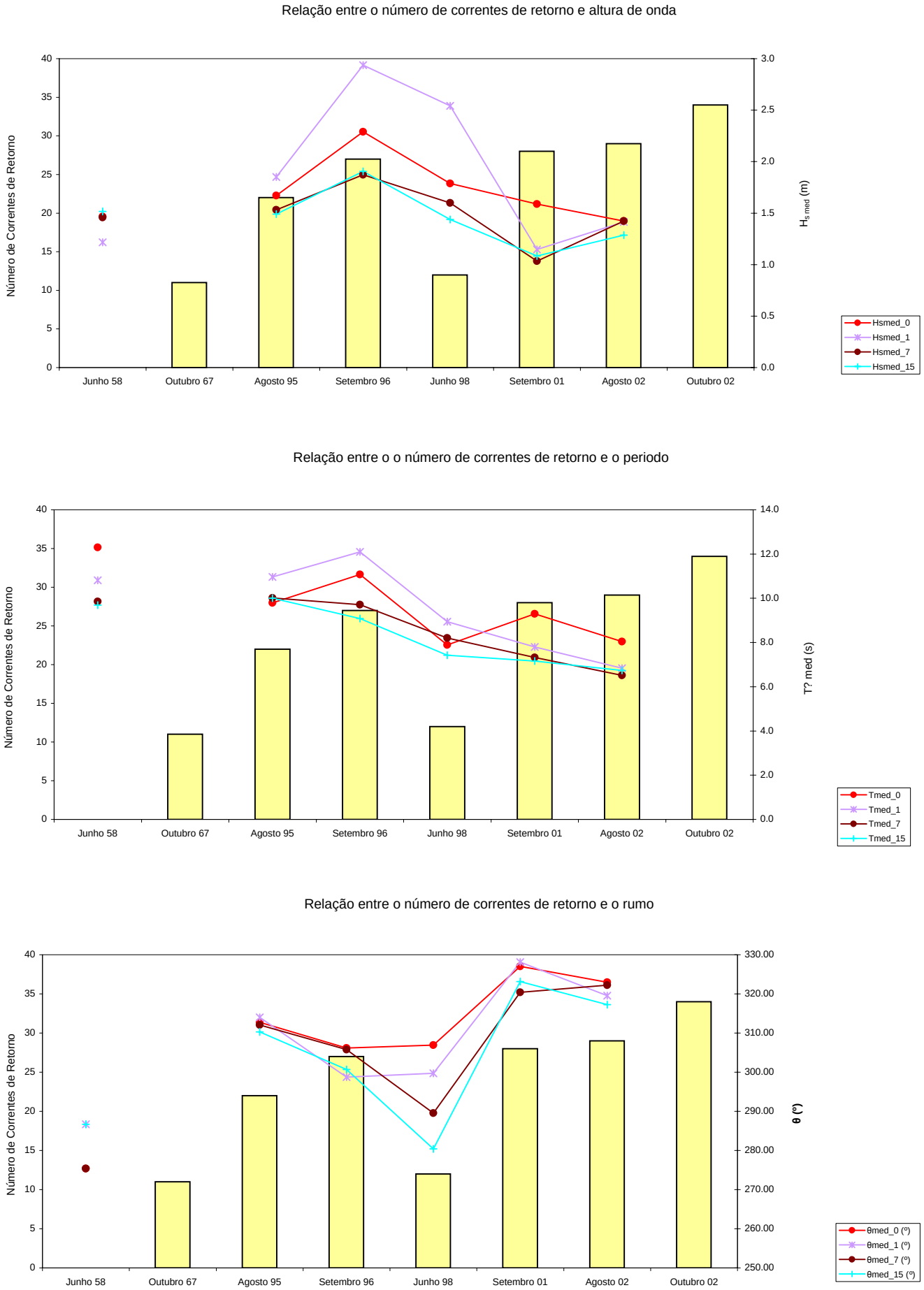
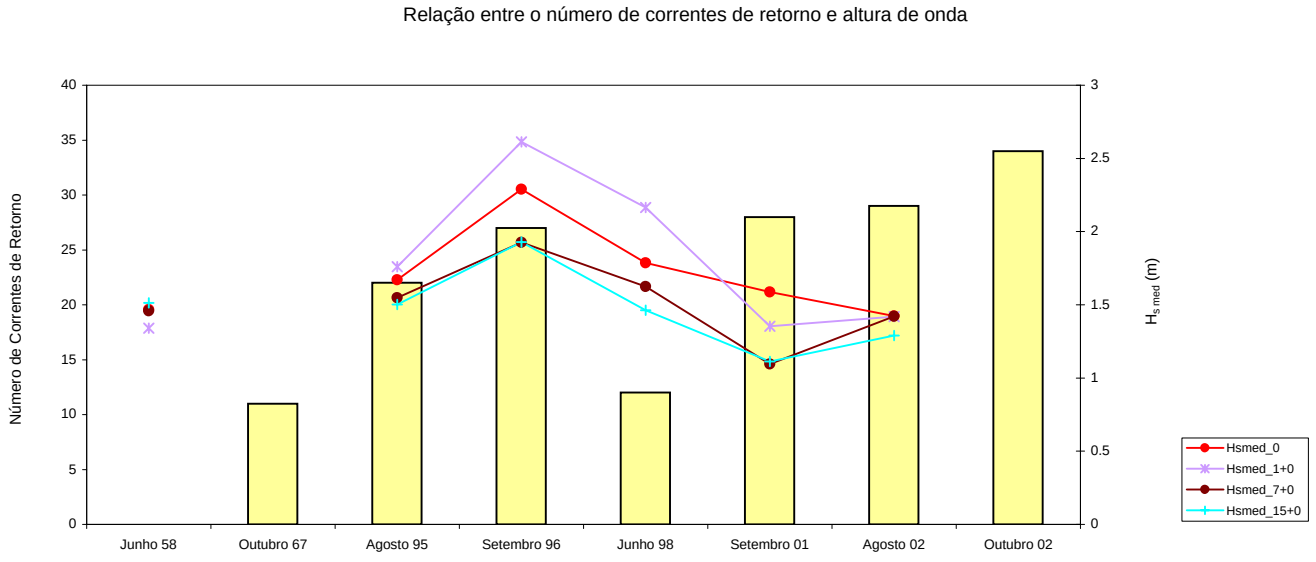
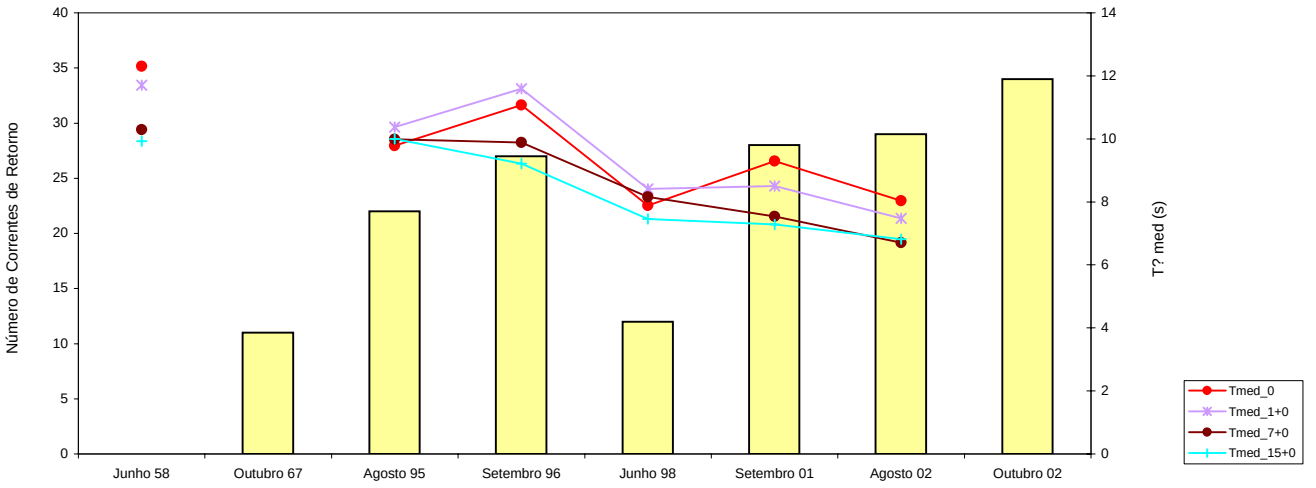


Figura D39 - Relação entre o número de correntes de retorno e a agitação





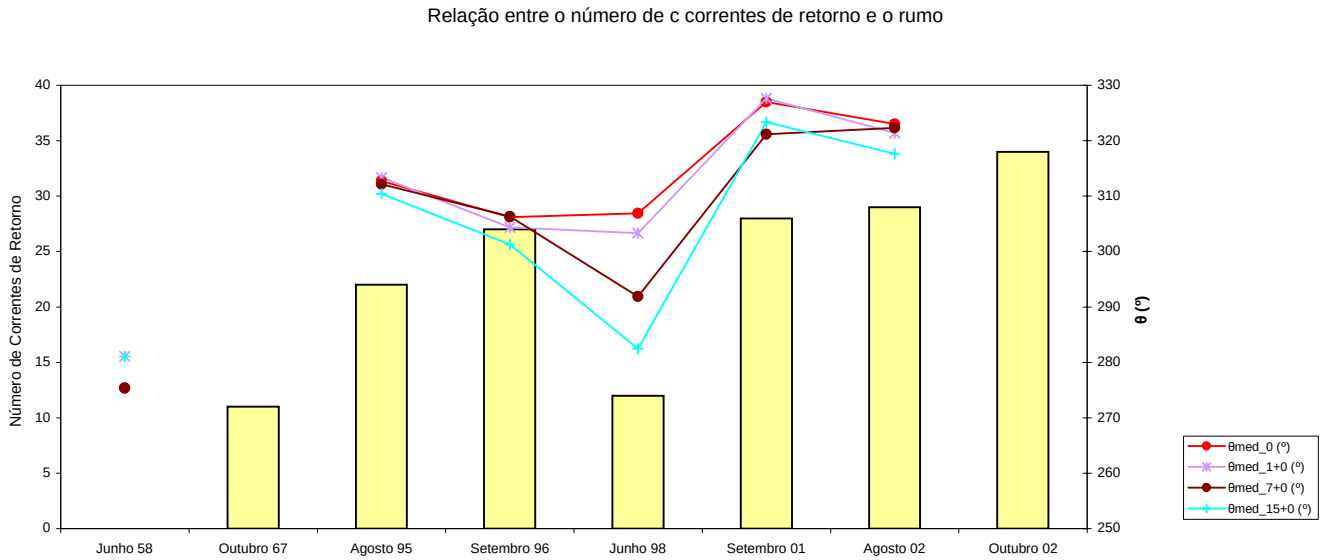


Figura D40 - Relação entre o número de correntes de retorno e a agitação

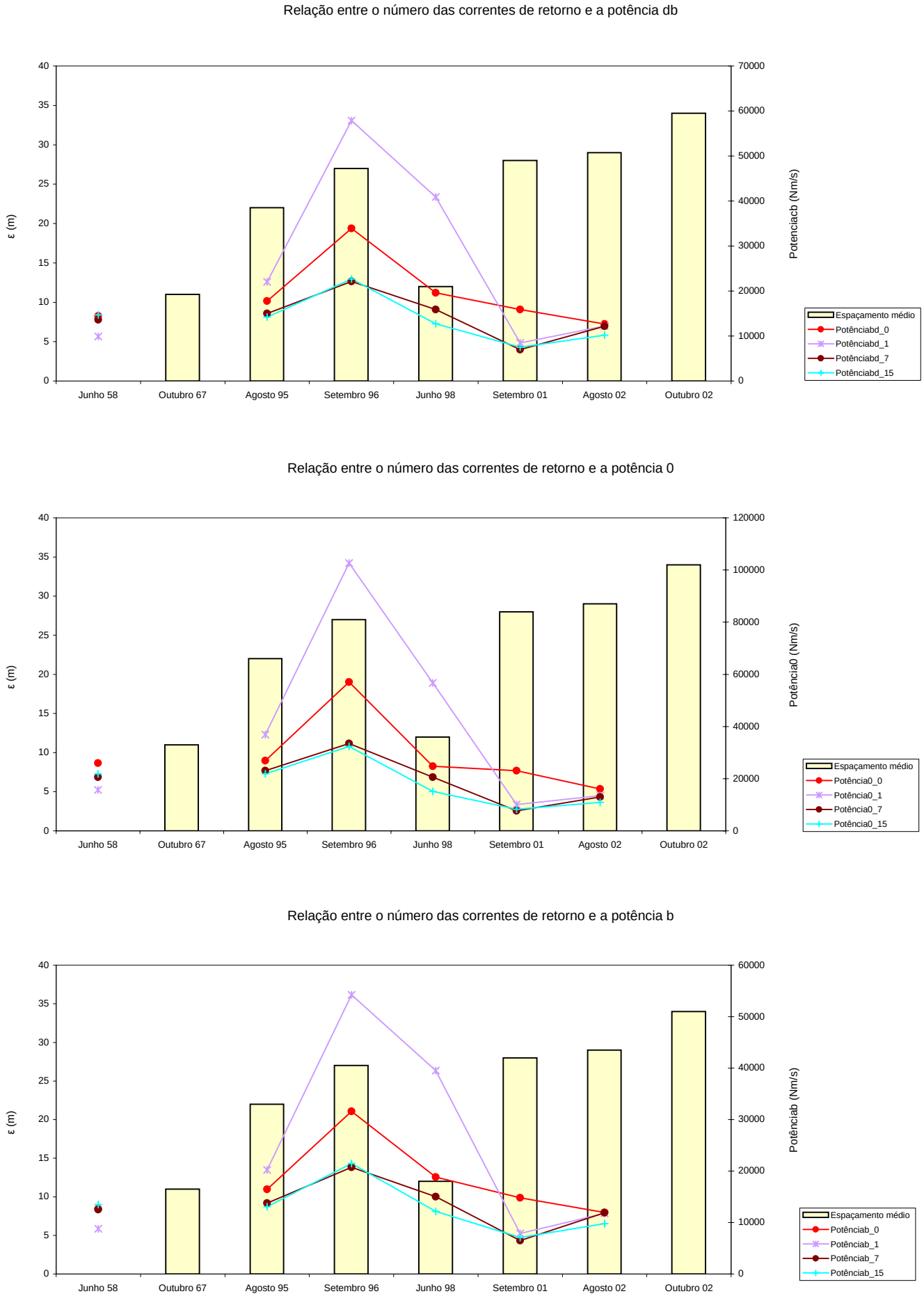
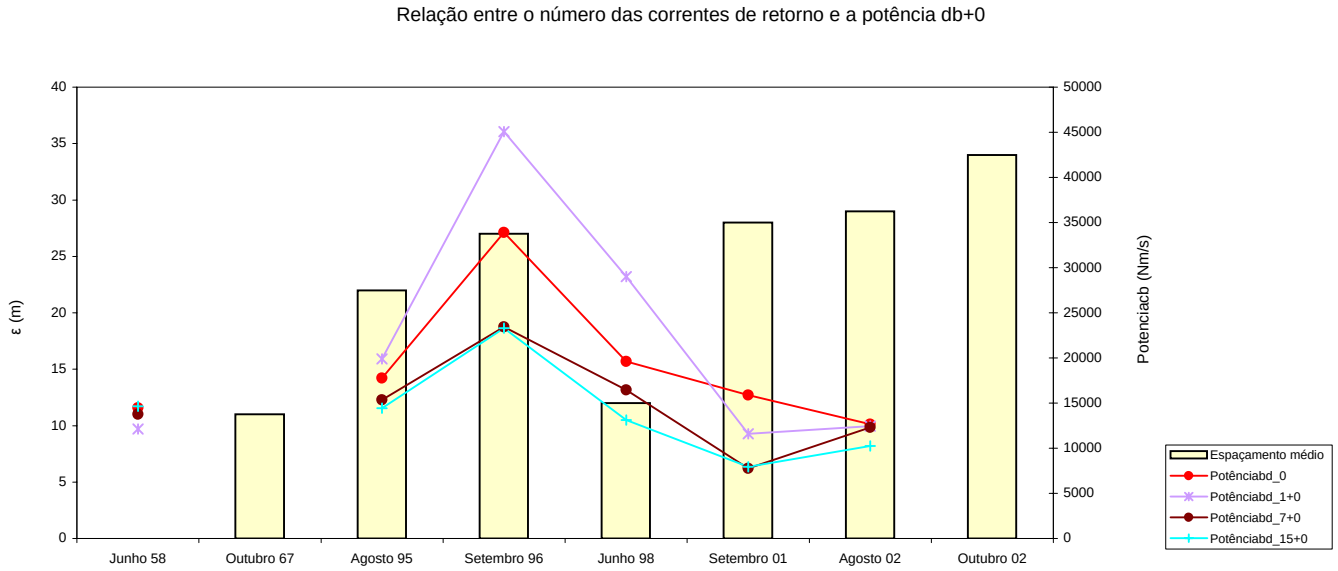
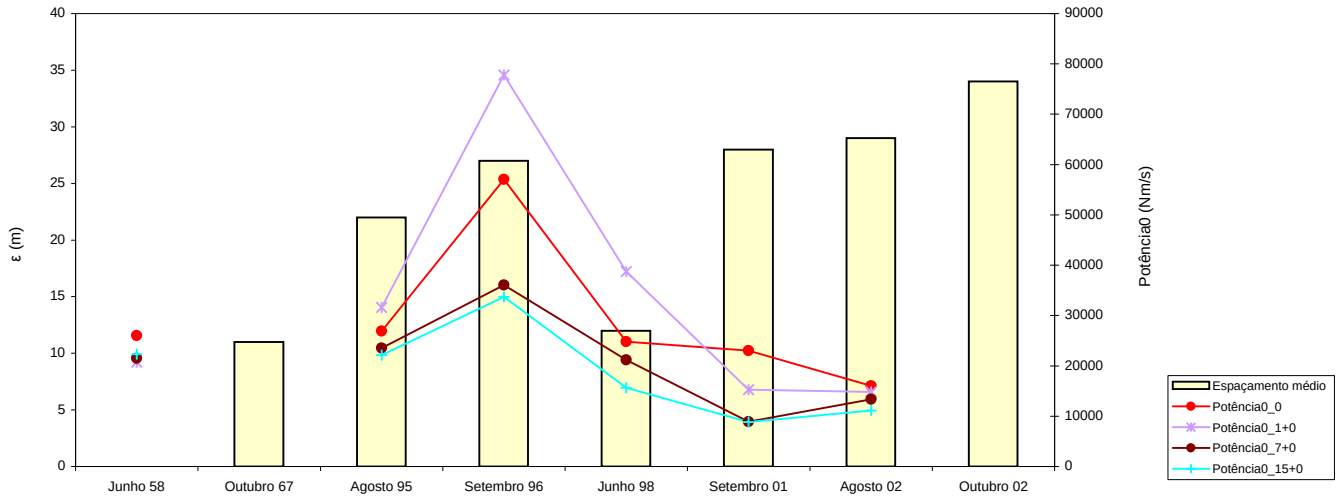


Figura D48 - Relação entre o número das correntes de retorno e a potência - Teixeira, 1994





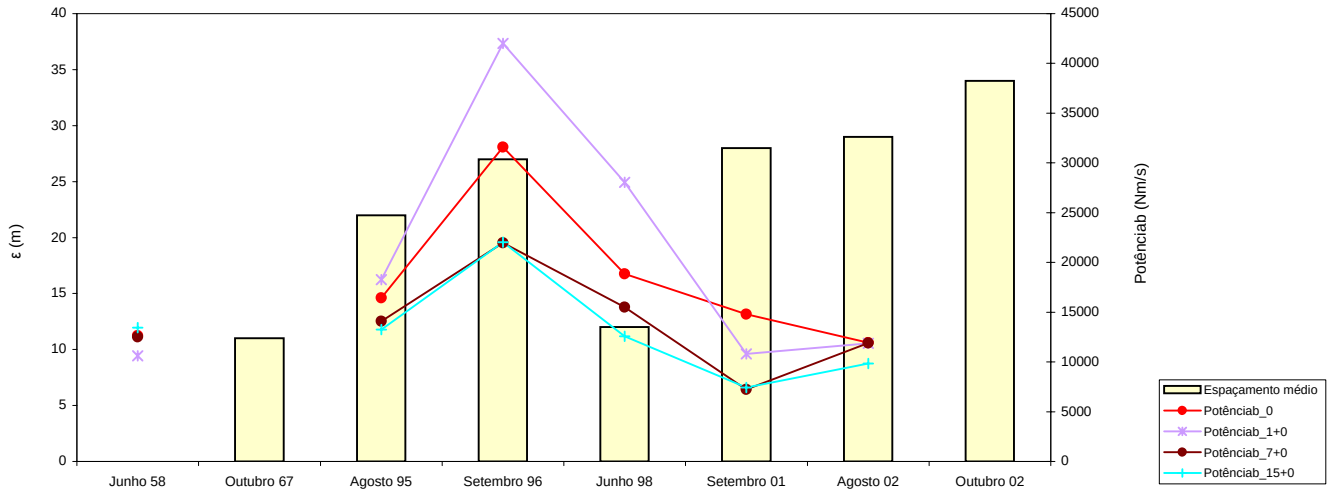


Figura D49 - Relação entre o número das correntes de retorno e a potência - Teixeira, 1994

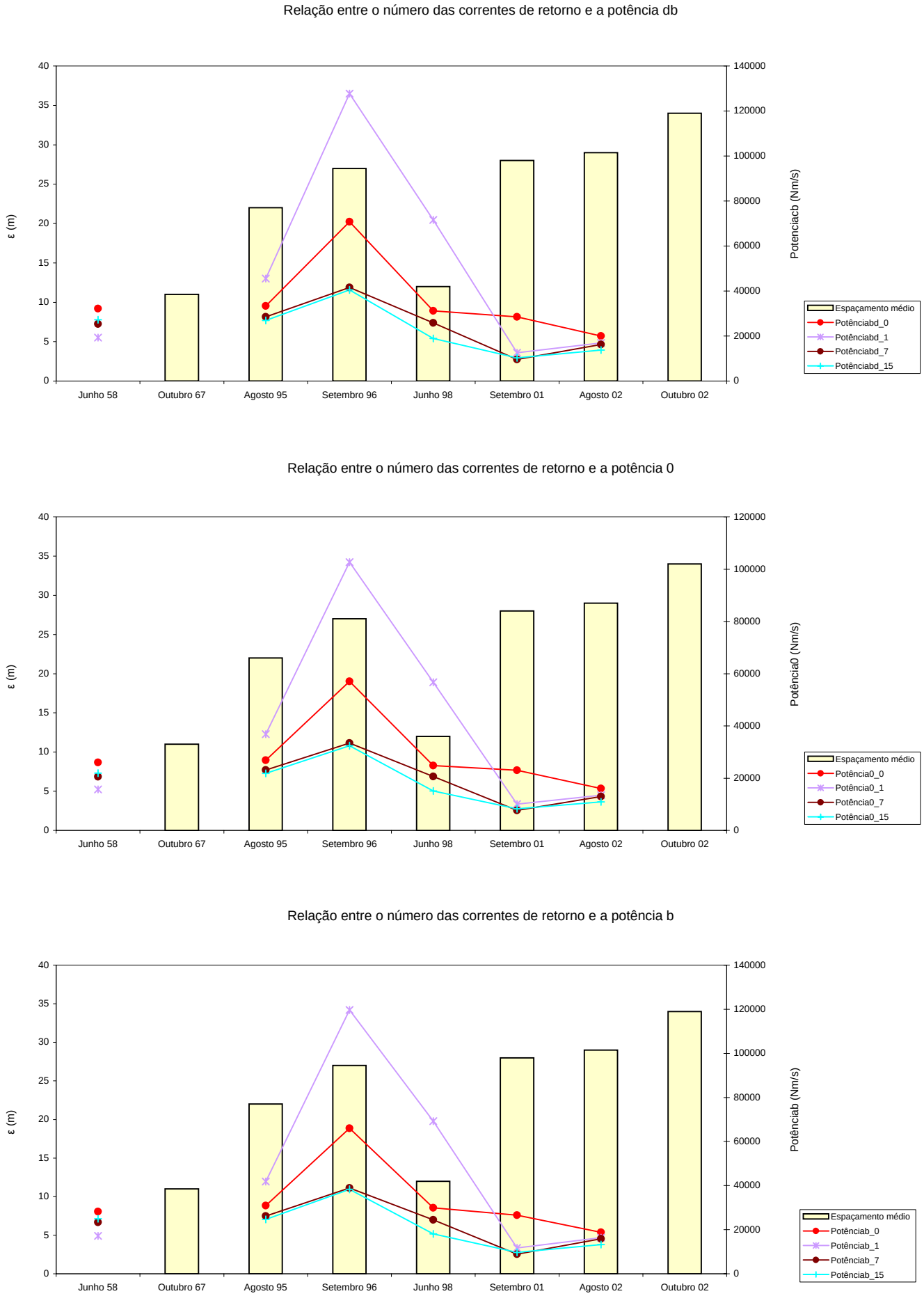


Figura D50 - Relação entre o número das correntes de retorno e a potência - Komar e Gaughan, 1974

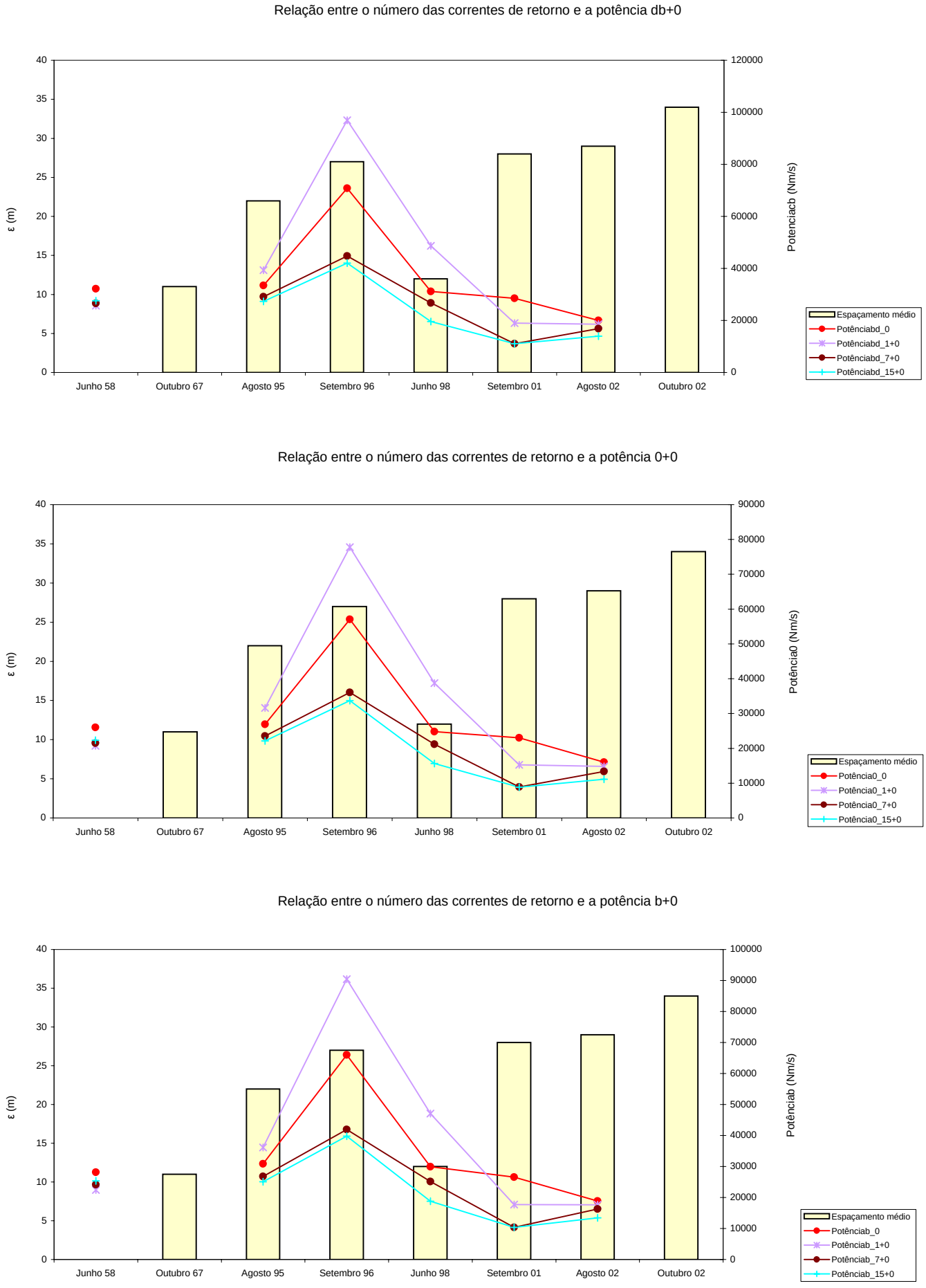


Figura D51 - Relação entre o número das correntes de retorno e a potência - Komar e Gaughan, 1974

Anexo E

H	
0.5-0.75	0.5
0.75-1	1
1-1.25	1.5
1.25-1.5	2
1.5-1.75	2.5
1.75-2	3
2-2.25	3.5
2.25-2.5	4
2.5-2.75	4.5
2.75-3	5

T	
5-6	0.5
6-7	1
7-8	1.5
8-9	2
9-10	2.5
10-11	3
11-12	3.5
12-13	4
13-14	4.5
14-15	5

θ	
260-270	0.5
270-280	1
280-290	1.5
290-300	2
300-310	2.5
310-320	3
320-330	3.5
330-340	4
340-350	4.5
350-360	5

L0	
25-50	0.5
50-75	1
75-100	1.5
100-125	2
125-150	2.5
150-175	3
175-200	3.5
200-225	4
225-250	4.5
250-275	5

H/gT2	
0-0.0005	0.5
0.0005-0.001	1
0.001-0.0015	1.5
0.0015-0.002	2
0.002-0.0025	2.5
0.0025-0.003	3
0.003-0.0035	3.5
0.0035-0.004	4
0.004-0.0045	4.5
0.0045-0.005	5

Plb/Pldb	
0-1000	0.5
1000-2000	1
2000-3000	1.5
3000-4000	2
4000-5000	2.5
5000-6000	3
6000-7000	3.5
7000-8000	4
8000-9000	4.5
9000-10000	5

Ldb/Lb	
0-5	0.25
5-10	0.5
10-15	0.75
15-20	1
20-25	1.25
25-30	1.5
30-35	1.75
35-40	2
40-45	2.25
45-50	2.5
50-55	2.75
55-60	3
60-65	3.25
65-70	3.5
70-75	3.75
75-80	4
80-85	4.25
85-90	4.5
90-95	4.75
95-100	5

Ek0/Ekb/Ekdb	
0-50000	0.25
50000-100000	0.5
100000-150000	0.75
150000-200000	1
200000-250000	1.25
250000-300000	1.5
300000-350000	1.75
350000-400000	2
400000-450000	2.25
450000-500000	2.5
500000-550000	2.75
550000-600000	3
600000-650000	3.25
650000-700000	3.5
700000-750000	3.75
750000-800000	4
800000-850000	4.25
850000-900000	4.5
900000-950000	4.75
>950000	5

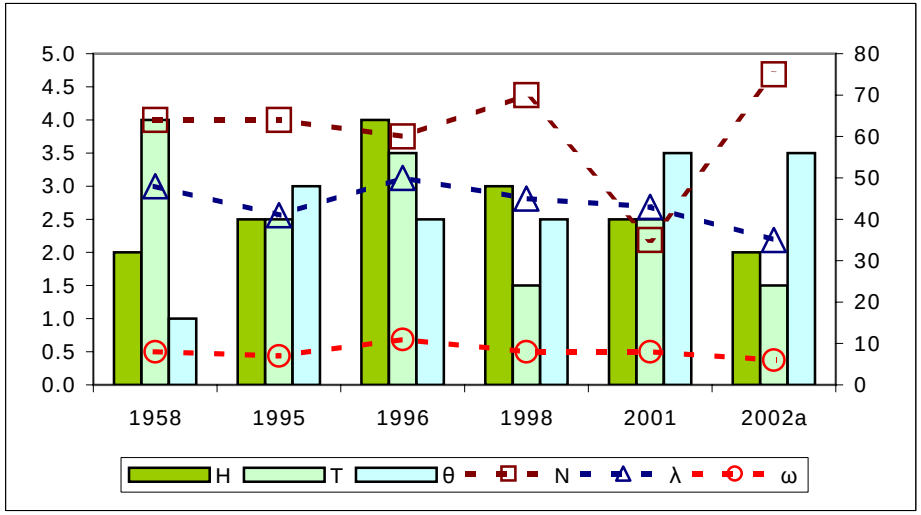
P0/Pb/Pdb	
5000-10000	0.25
10000-15000	0.5
15000-20000	0.75
20000-25000	1
25000-30000	1.25
30000-35000	1.5
35000-40000	1.75
40000-45000	2
45000-50000	2.25
50000-55000	2.5
55000-60000	2.75
60000-65000	3
65000-70000	3.25
70000-75000	3.5
75000-80000	3.75
80000-85000	4
85000-90000	4.25
90000-95000	4.5
95000-100000	4.75
>100000	5

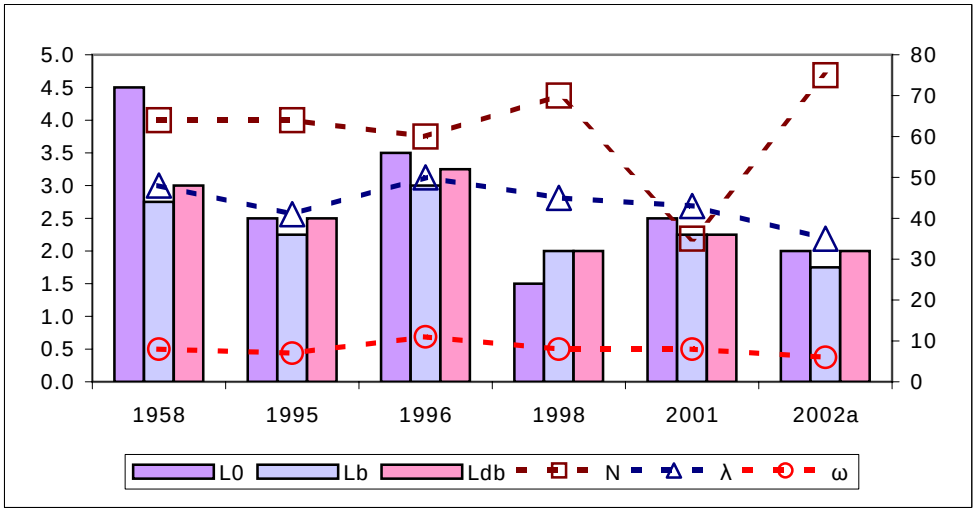
LRET	
25-50	0.5
50-75	1
75-100	1.5
100-125	2
125-150	2.5
150-175	3
175-200	3.5
200-225	4
225-250	4.5
250-275	5

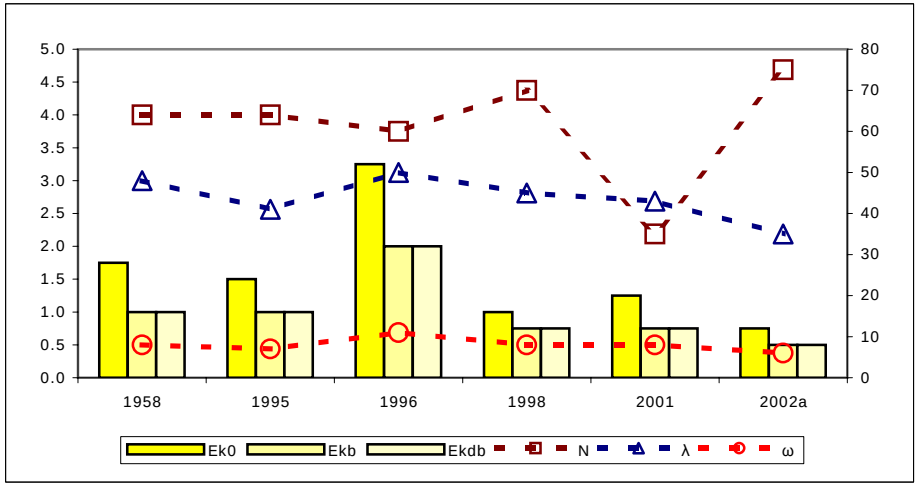
LRE2	
0-10	0.5
10-20	1
20-30	1.5
30-40	2
40-50	2.5
50-60	3
60-70	3.5
70-80	4
80-90	4.5
90-100	5

Figura E1 - Classificação por intervalos dos valores obtidos

Dia 0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb	Plb	Pldb	LRET	LRE2
	1958	64	48	8	2	4	1	4.5	2.75	3	1	1	1.75	1	1	1.25	1.25	1.5	1.5	2	0.5	2.5
	1967	214	41	9	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND			0.5	2.5
	1995	64	41	7	2.5	2.5	3	2.5	2.25	2.5	2	2	1.5	1	1	1.25	1.5	1.5	2.5	3	2	2
	1996	60	50	11	4	3.5	2.5	3.5	3	3.25	2	2	3.25	2	2	3	3.25	3.5	3.5	4	5	4
	1998	70	45	8	3	1.5	2.5	1.5	2	2	3	3	1	0.75	0.75	1.25	1.25	1.5	3	3	5	3
	2001	35	43	8	2.5	2.5	3.5	2.5	2.25	2.25	2	2	1.25	0.75	0.75	1.25	1.25	1.25	3.5	3.5	2.5	2.5
	2002a	75	35	6	2	1.5	3.5	2	1.75	2	2.5	2.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	1	1.5	2	4	4
	2002b	23	51	11	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	4	3







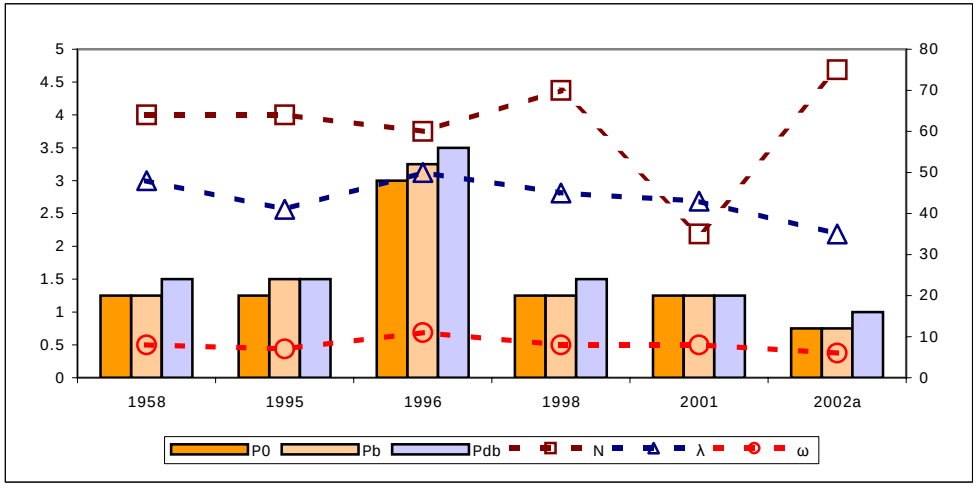
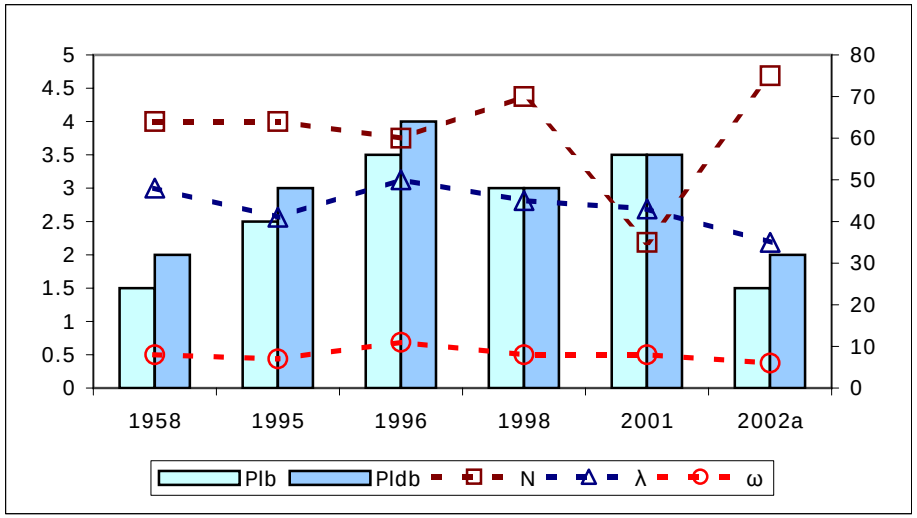


Figura E16 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Crescentes de Praia.



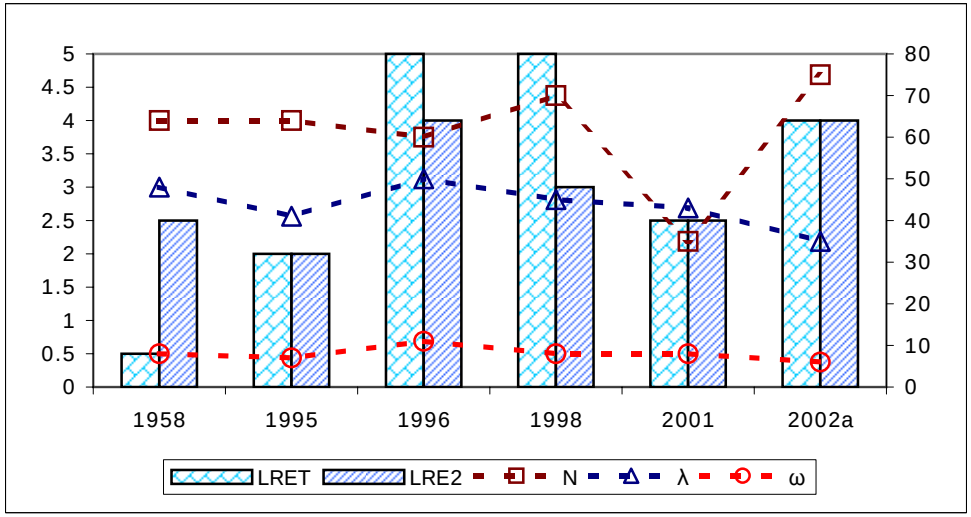
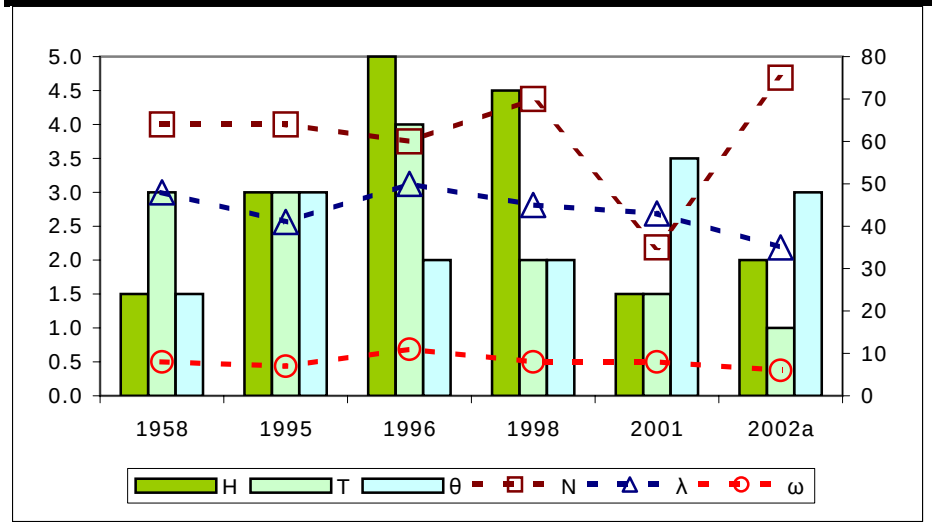
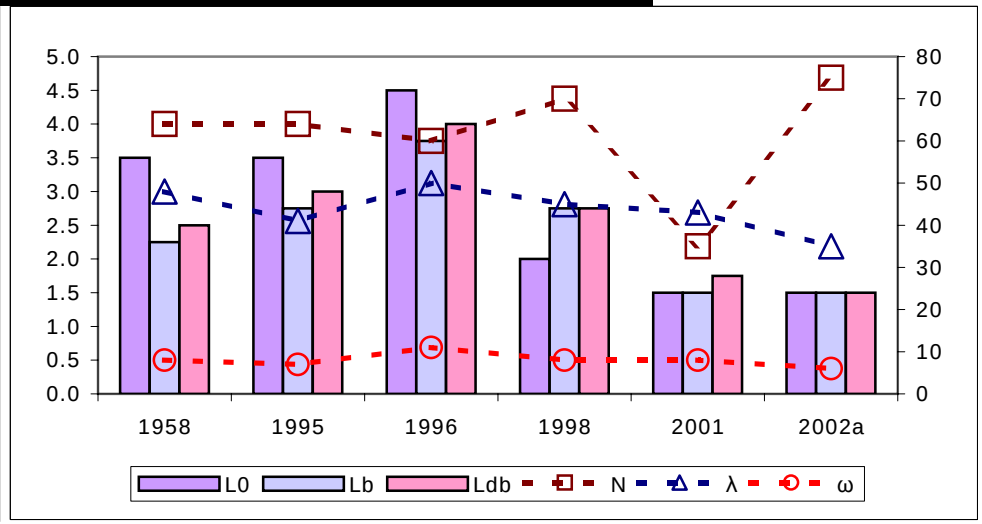
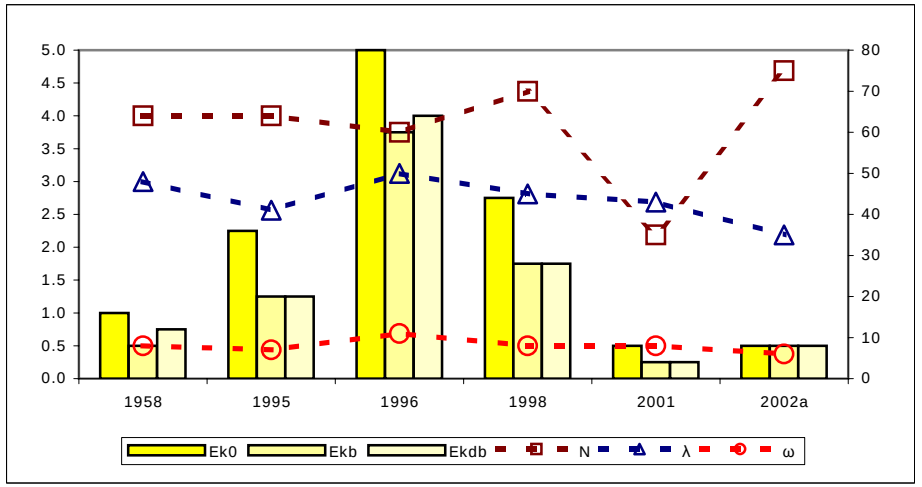


Figura E16 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Crescentes de Praia (cont.).

Dia 1	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	64	48	8	1.5	3	1.5	3.5	2.25	2.5	1.5	1.5	1	0.5	0.75	0.75	0.25	0.25
	1967	214	41	9														
	1995	64	41	7	3	3	3	3.5	2.75	3	2	2.5	2.25	1.25	1.25	1.75	1	1
	1996	60	50	11	5	4	2	4.5	3.75	4	2	4	5	3.75	4	5	2.5	2.75
	1998	70	45	8	4.5	2	2	2	2.75	2.75	3.5	3	2.75	1.75	1.75	2.75	1.75	2
	2001	35	43	8	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.75	2	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.25	0.25
	2002a	75	35	6	2	1	3	1.5	1.5	1.5	3.5	4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	2002b	23	51	11														







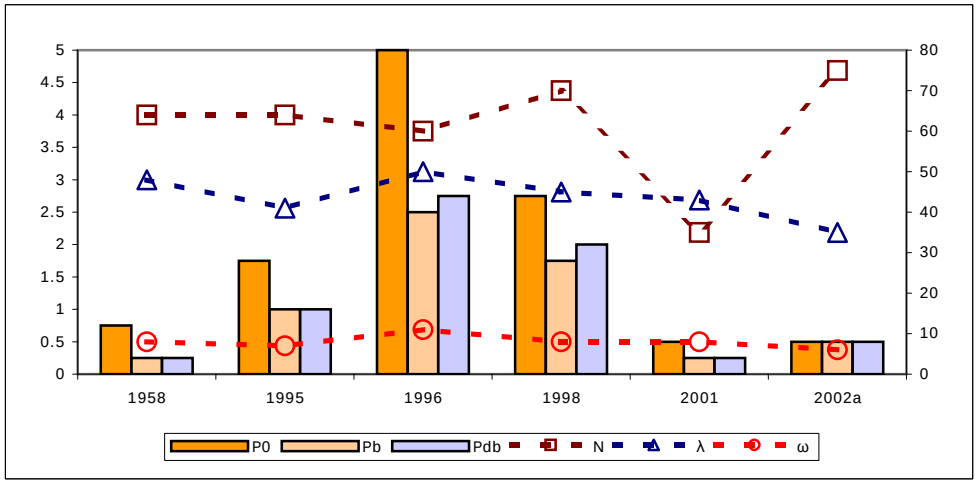
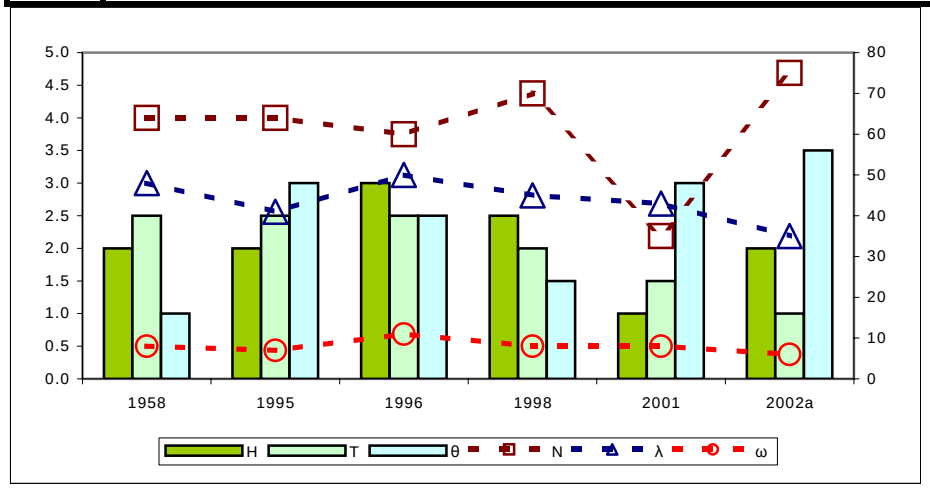


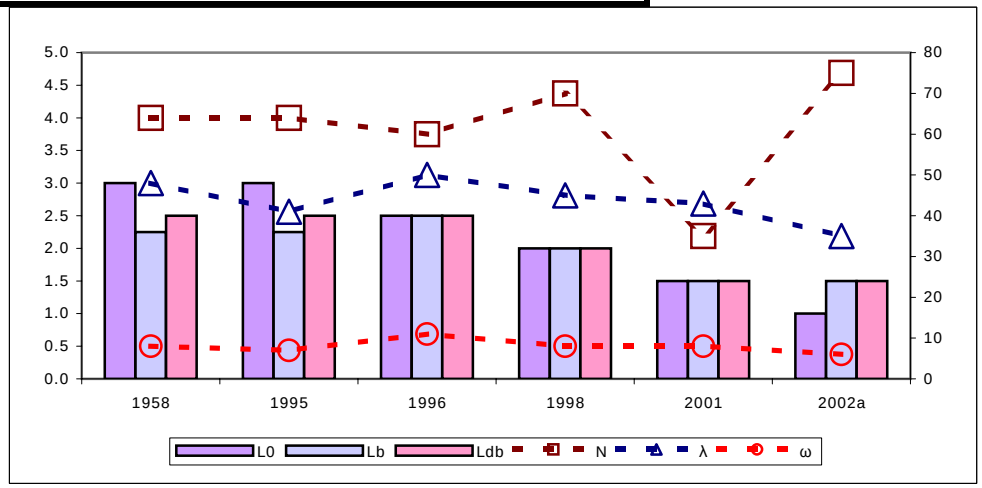
Figura E17 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Crescentes de Praia

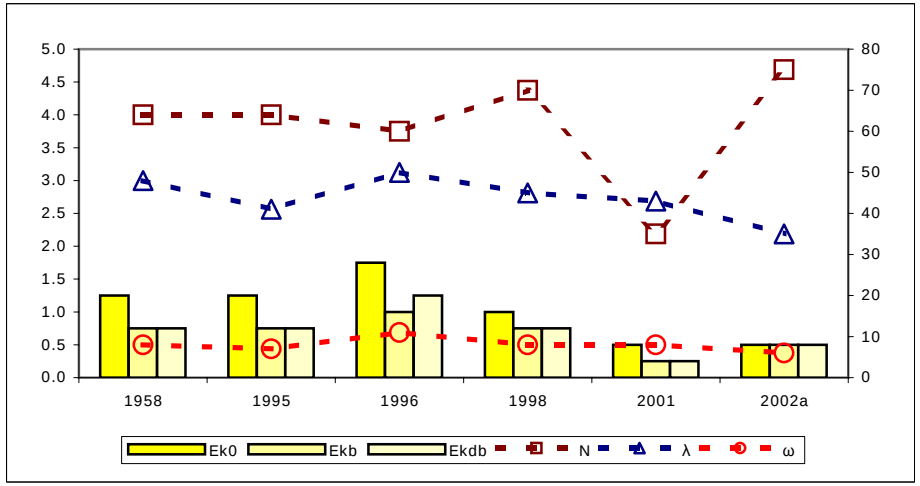
Figura E18 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Crescentes de Praia

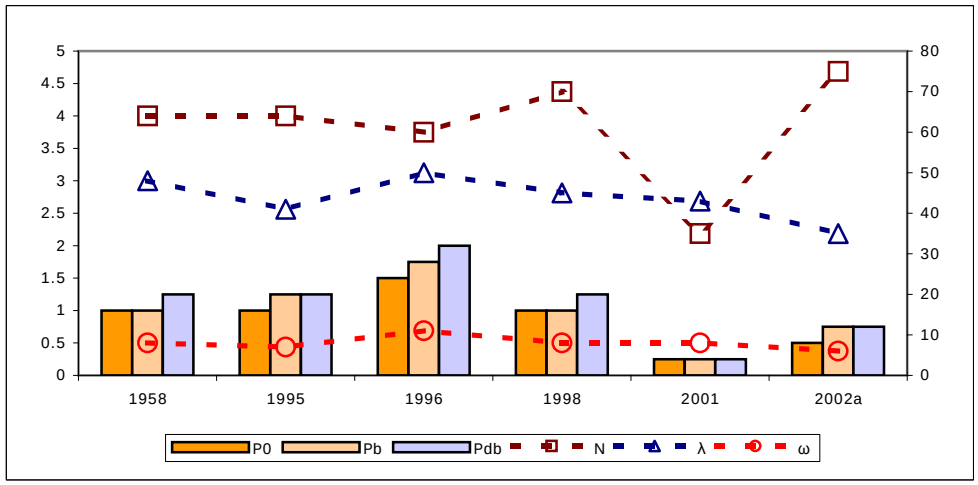
Dia 7

Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
1958	64	48	8	2	2.5	1	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
1967	214	41	9														
1995	64	41	7	2	2.5	3	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
1996	60	50	11	3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2	3	1.75	1	1.25	1.5	1.75	2
1998	70	45	8	2.5	2	1.5	2	2	2	2.5	3.5	1	0.75	0.75	1	1	1.25
2001	35	43	8	1	1.5	3	1.5	1.5	1.5	2	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
2002a	75	35	6	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
2002b	23	51	11														

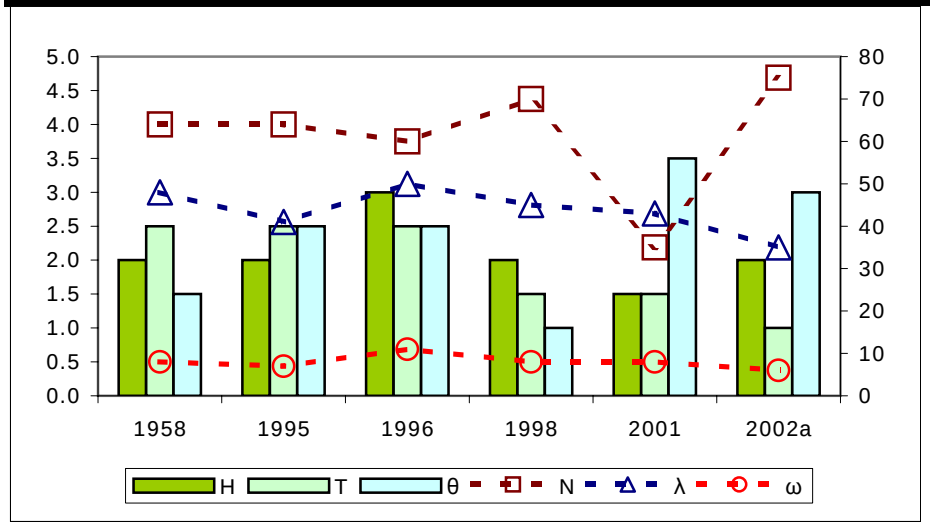


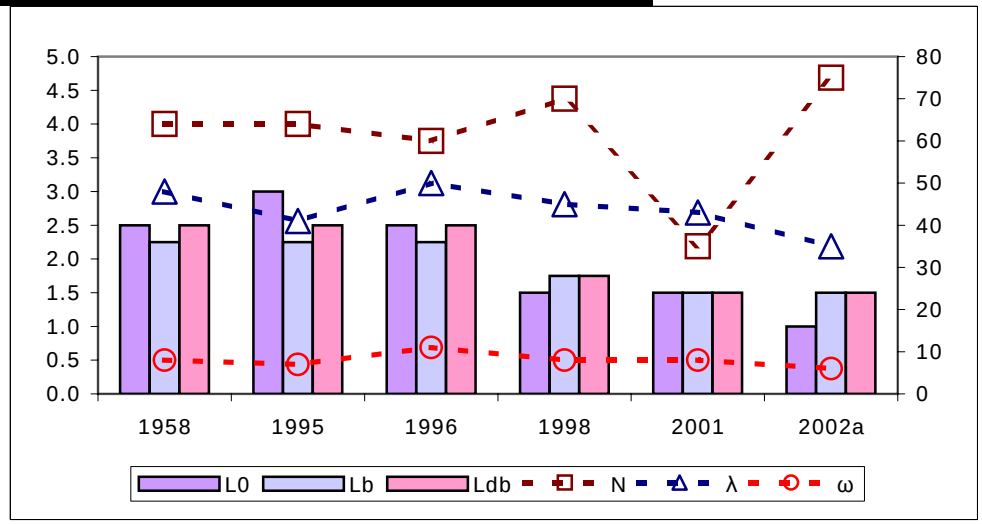


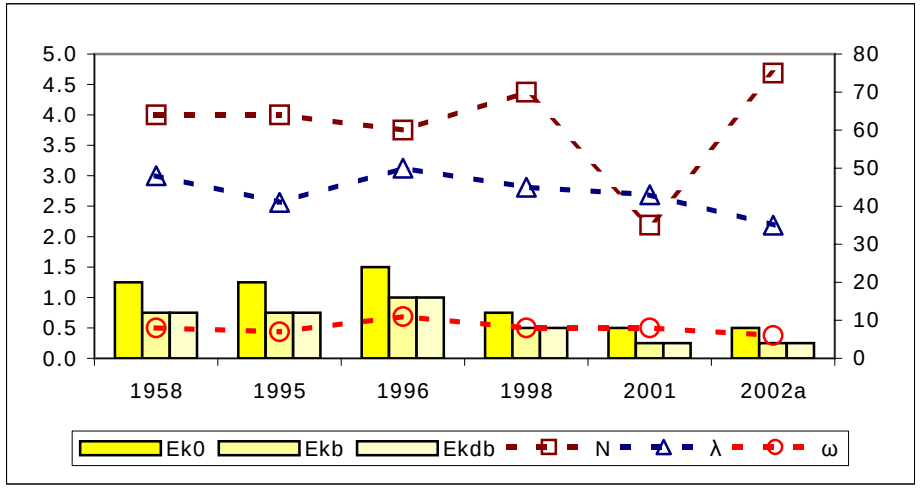




Dia 15	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	64	48	8	2	2.5	1.5	2.5	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	214	41	9														
	1995	64	41	7	2	2.5	2.5	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1996	60	50	11	3	2.5	2.5	2.5	2.25	2.5	2.5	3.5	1.5	1	1	1.5	1.75	2
	1998	70	45	8	2	1.5	1	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	35	43	8	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
	2002a	75	35	6	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	23	51	11														







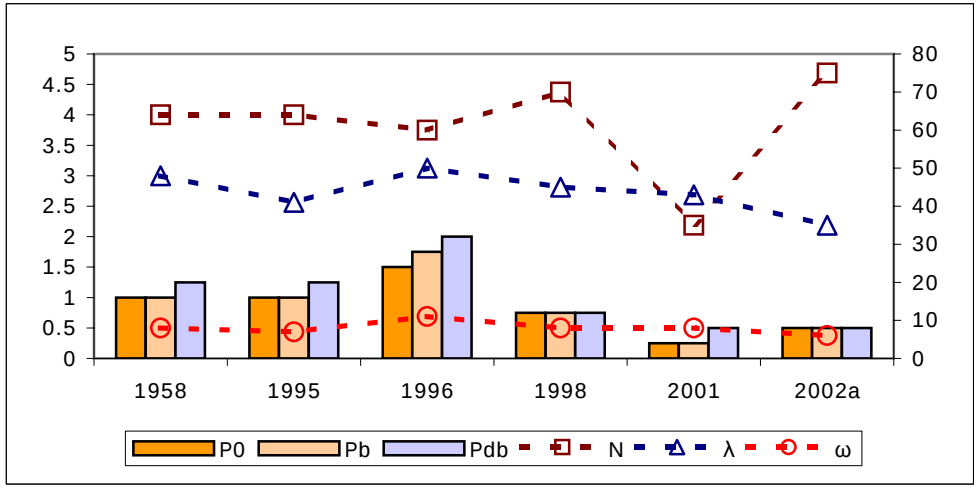
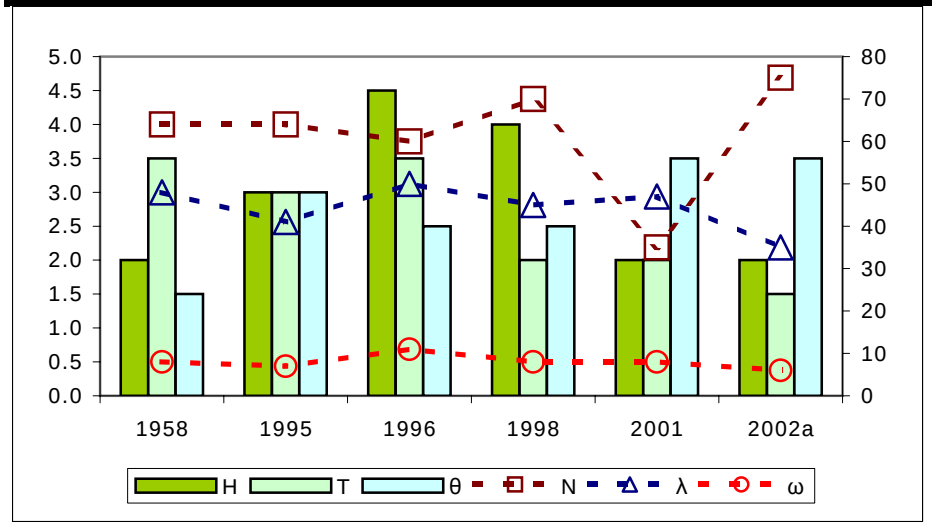
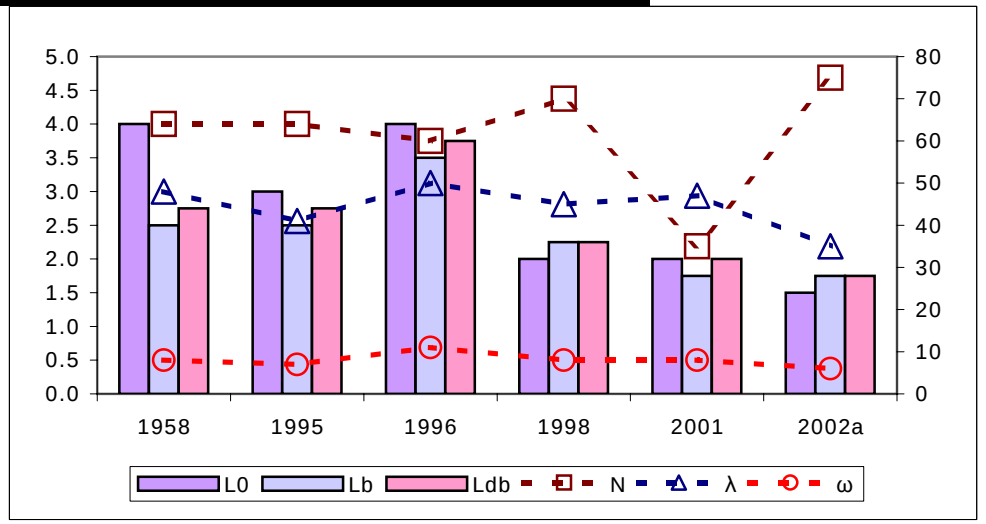
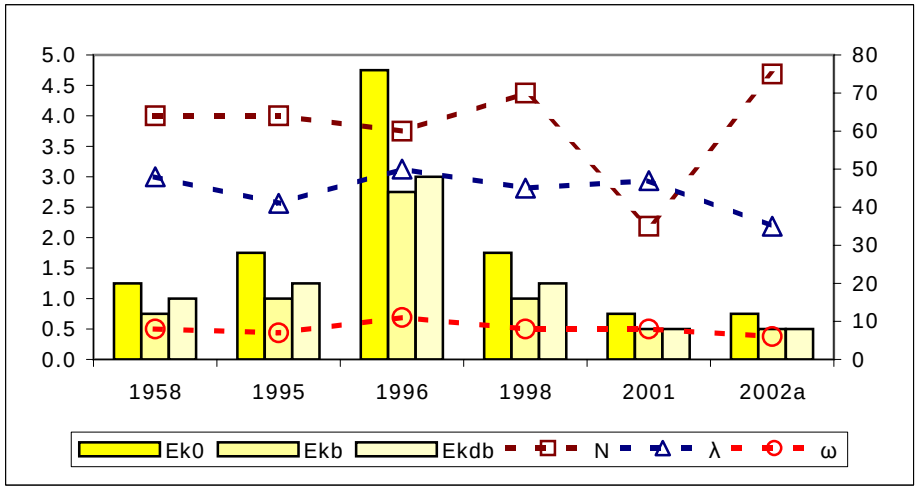


Figura E19 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Crescentes de Praia

Dia 1+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	64	48	8	2	3.5	1.5	4	2.5	2.75	1	2	1.25	0.75	1	1	1	1.25
	1967	214	41	9														
	1995	64	41	7	3	3	3	3	2.5	2.75	2	2.5	1.75	1	1.25	1.5	1.75	1.75
	1996	60	50	11	4.5	3.5	2.5	4	3.5	3.75	2	3	4.75	2.75	3	3.75	4.5	4.75
	1998	70	45	8	4	2	2.5	2	2.25	2.25	3.5	4	1.75	1	1.25	1.75	2.25	2.25
	2001	35	47	8	2	2	3.5	2	1.75	2	2	3	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002a	75	35	6	2	1.5	3.5	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	23	51	11														







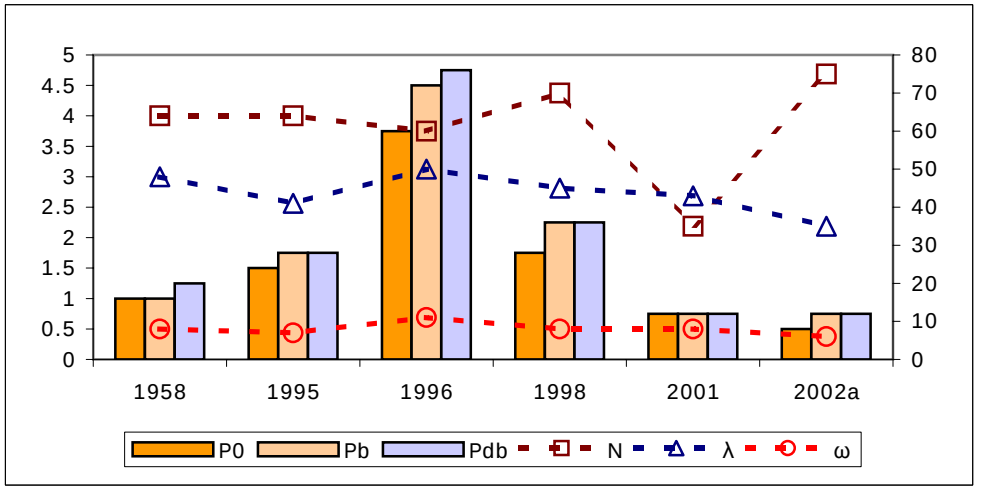
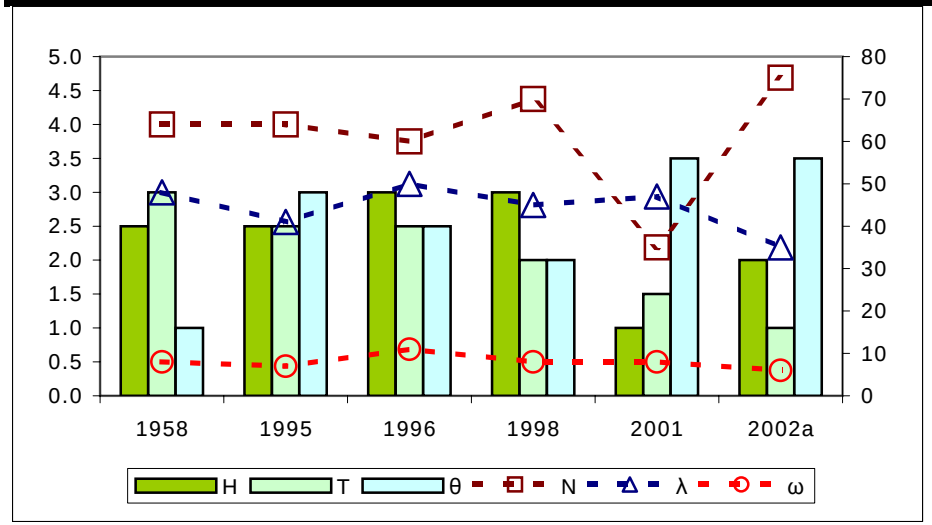
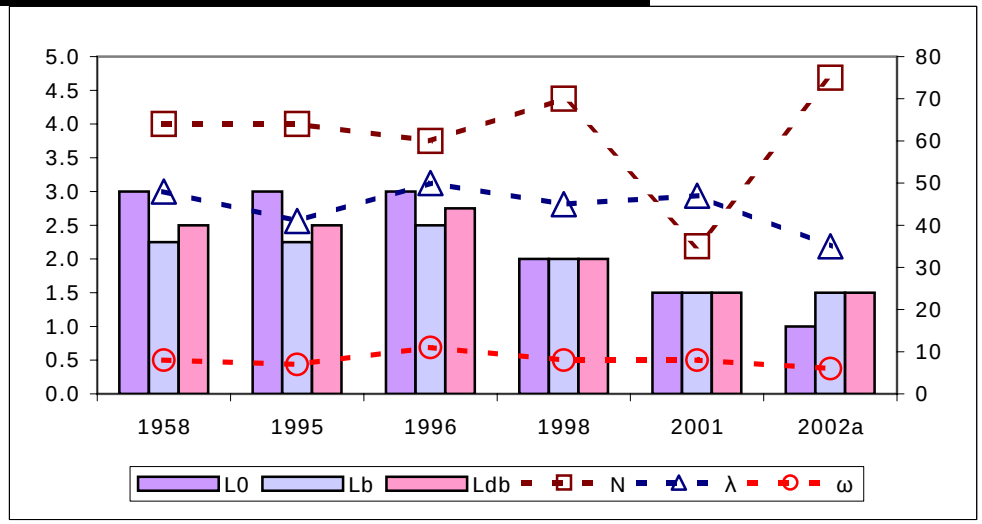
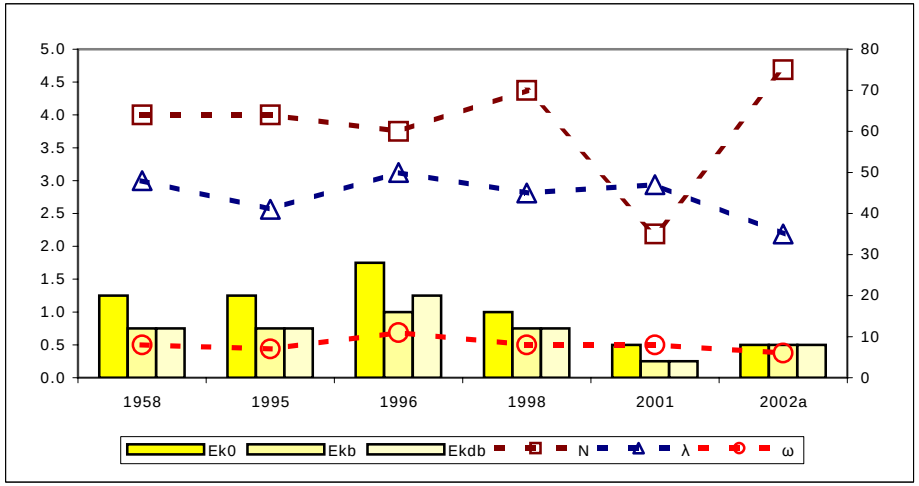


Figura E20 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Crescentes de Praia

Dia 7+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	64	48	8	2.5	3	1	3	2.25	2.5	1.5	2	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	214	41	9														
	1995	64	41	7	2.5	2.5	3	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	60	50	11	3	2.5	2.5	3	2.5	2.75	2	3	1.75	1	1.25	1.75	2	2
	1998	70	45	8	3	2	2	2	2	2	2.5	3.5	1	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	2001	35	47	8	1	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	75	35	6	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002b	23	51	11														







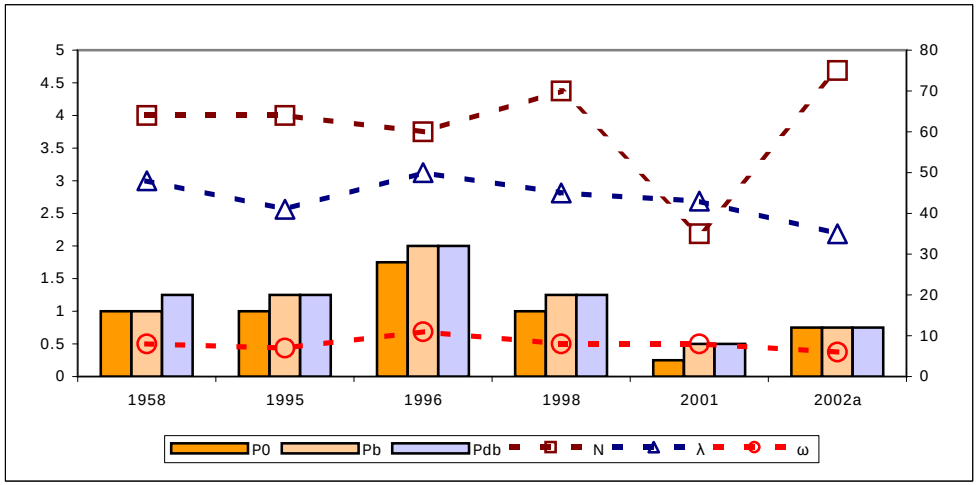
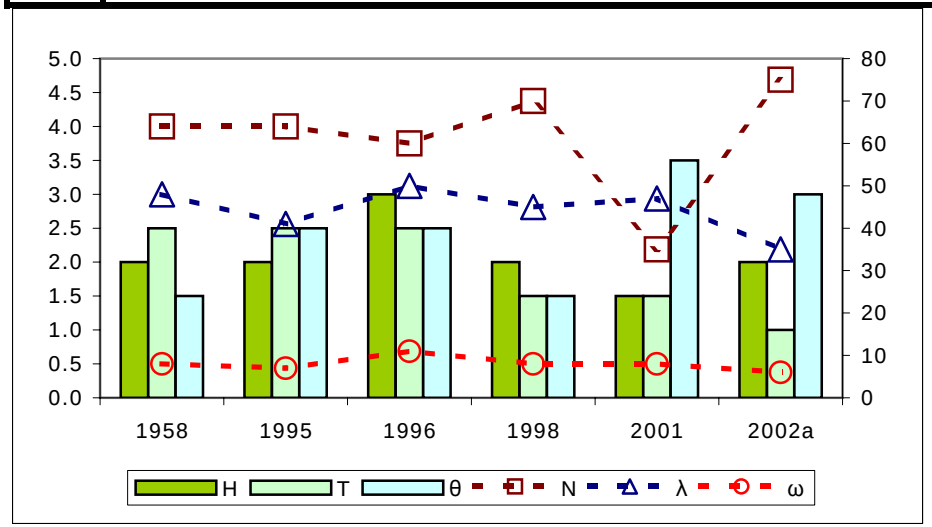
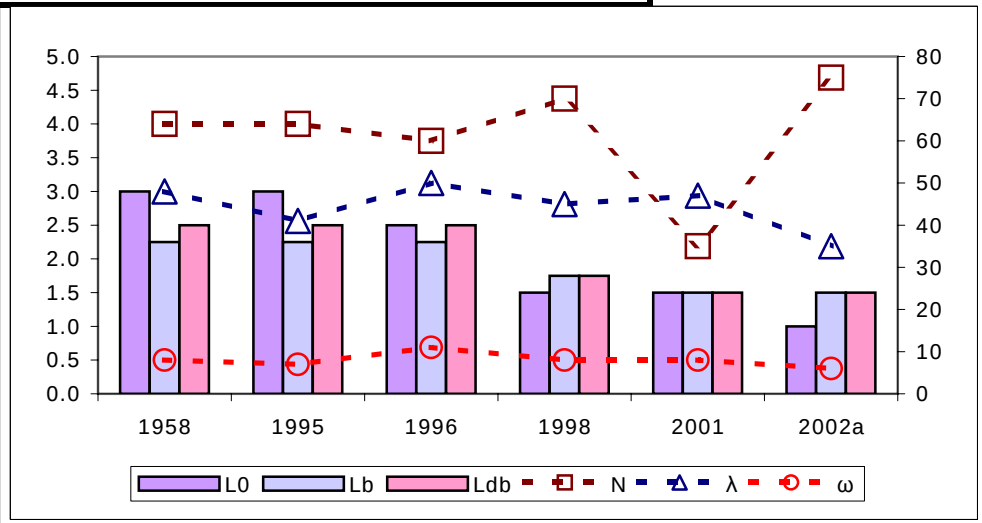
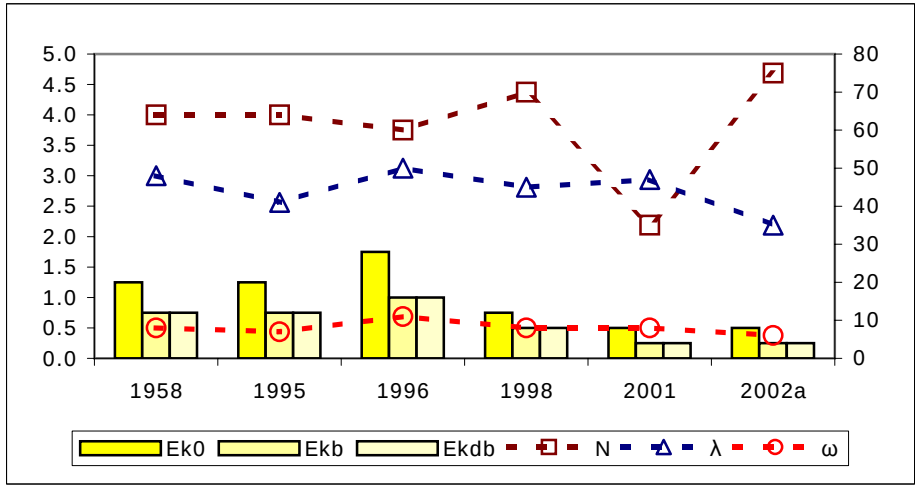


Figura E21 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Crescentes de Praia

Dia 15+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	64	48	8	2	2.5	1.5	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1967	214	41	9														
	1995	64	41	7	2	2.5	2.5	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	60	50	11	3	2.5	2.5	2.5	2.25	2.5	2.5	3	1.75	1	1	1.5	1.75	2
	1998	70	45	8	2	1.5	1.5	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	35	47	8	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	75	35	6	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	23	51	11														







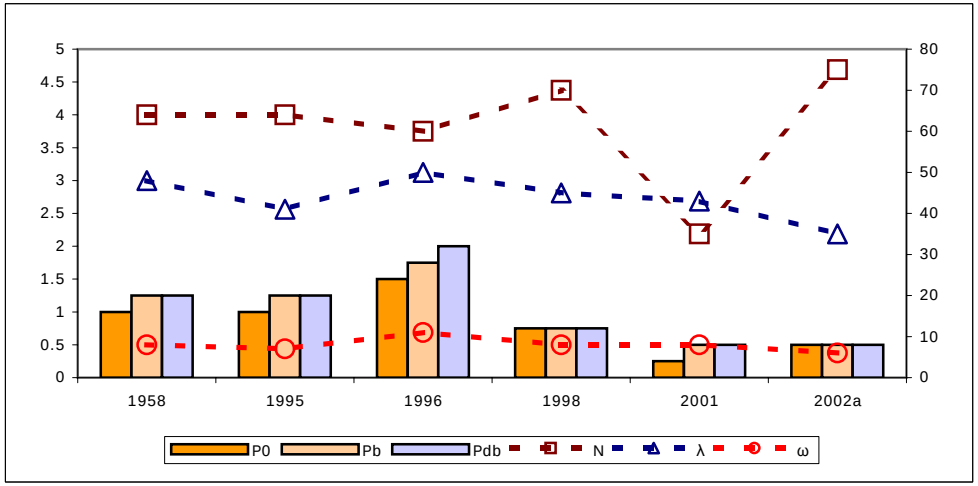
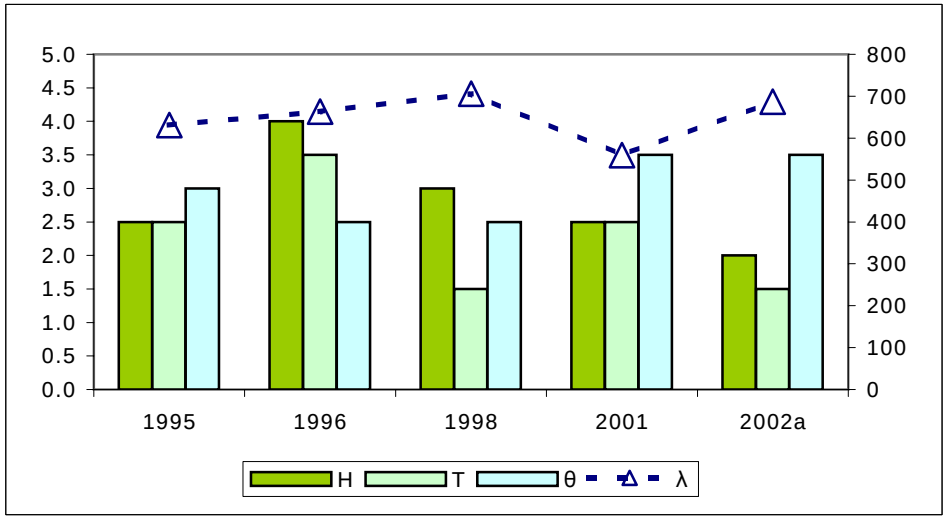
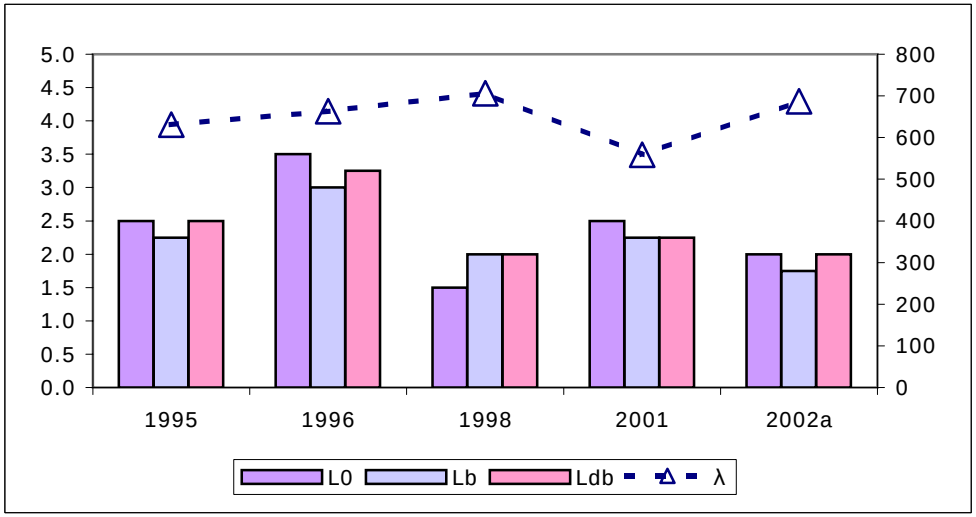
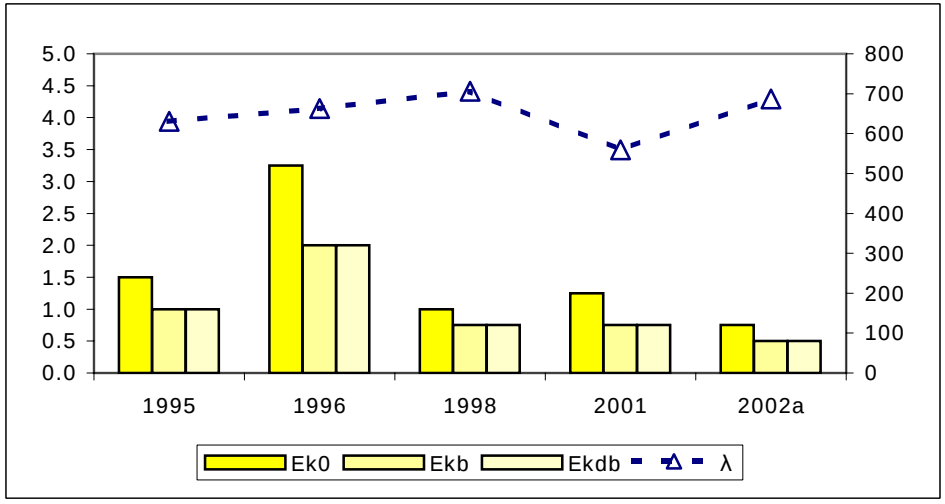


Figura E22 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Crescentes de Praia

Dia 0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb	Plb	Pldb	LRET	LRE2
	1958				2	4	1	4.5	2.75	3	1	1	1.75	1	1	1.25	1.25	1.5	1.5	2	0.5	2.5
	1967	10	796	32	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND			0.5	2.5
	1995	4	631	23	2.5	2.5	3	2.5	2.25	2.5	2	2	1.5	1	1	1.25	1.5	1.5	2.5	3	2	2
	1996	9	663	45	4	3.5	2.5	3.5	3	3.25	2	2	3.25	2	2	3	3.25	3.5	3.5	4	5	4
	1998	3	706	31	3	1.5	2.5	1.5	2	2	3	3	1	0.75	0.75	1.25	1.25	1.5	3	3	5	3
	2001	7	559	48	2.5	2.5	3.5	2.5	2.25	2.25	2	2	1.25	0.75	0.75	1.25	1.25	1.25	3.5	3.5	2.5	2.5
	2002a	4	687	60	2	1.5	3.5	2	1.75	2	2.5	2.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	1	1.5	2	4	4
	2002b	2	593	28	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	4	3







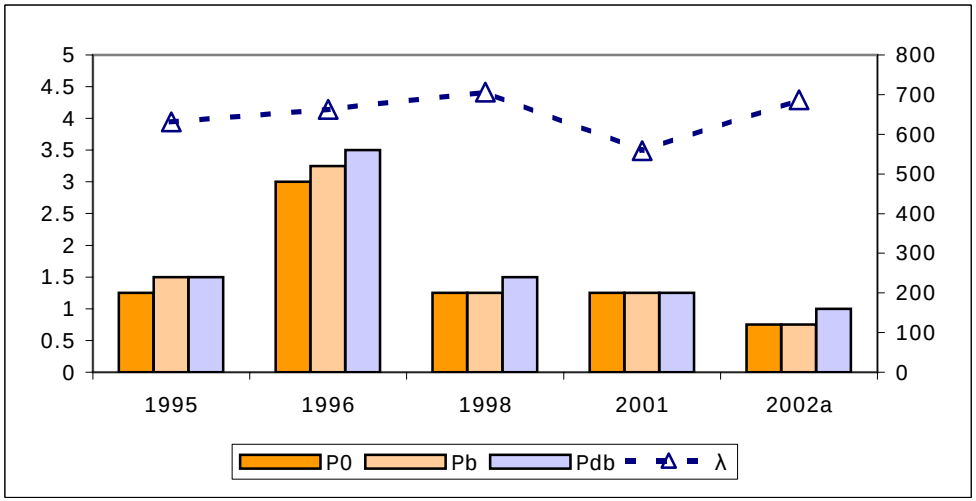


Figura E30 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes.

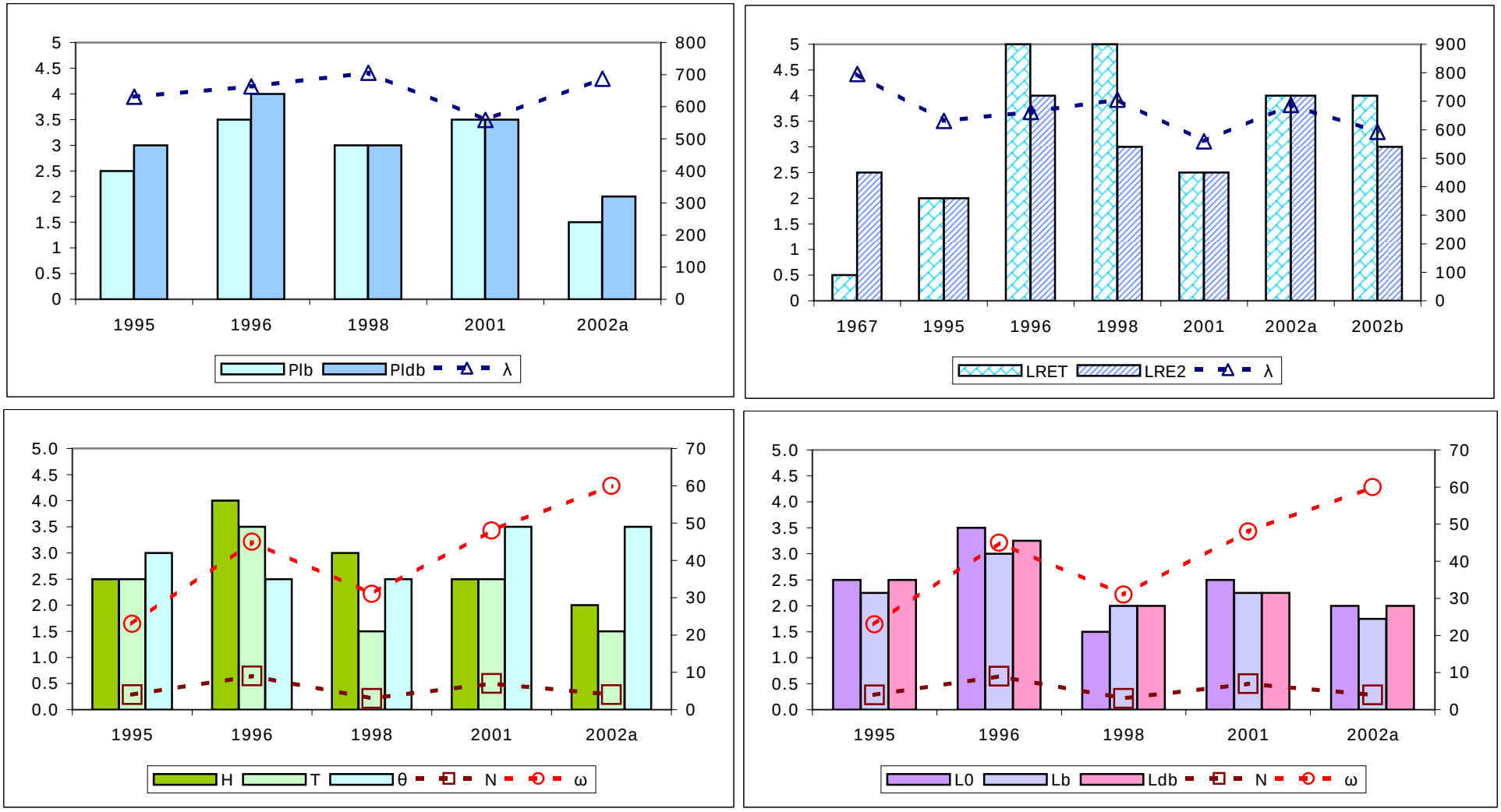


Figura E30 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

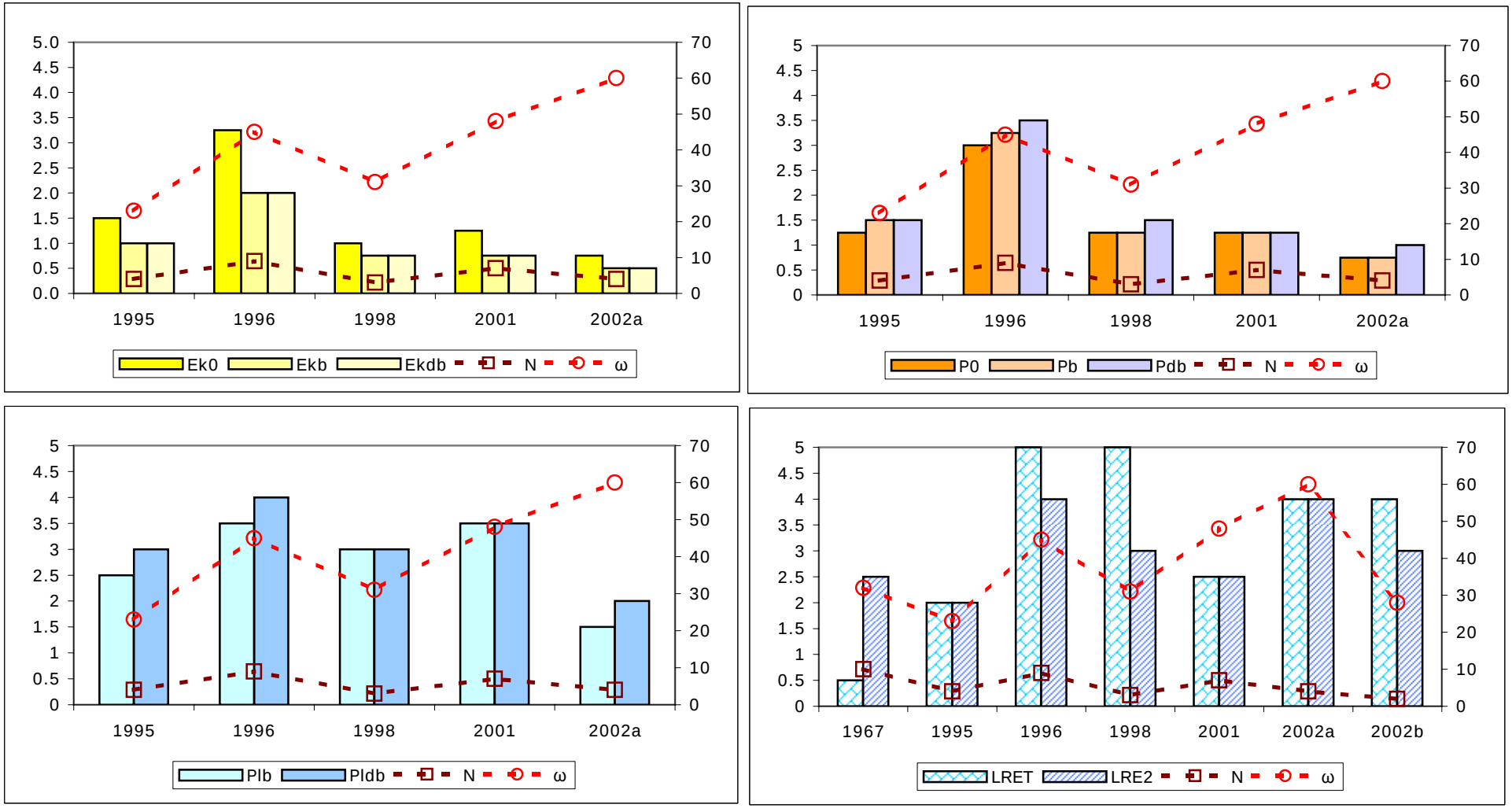
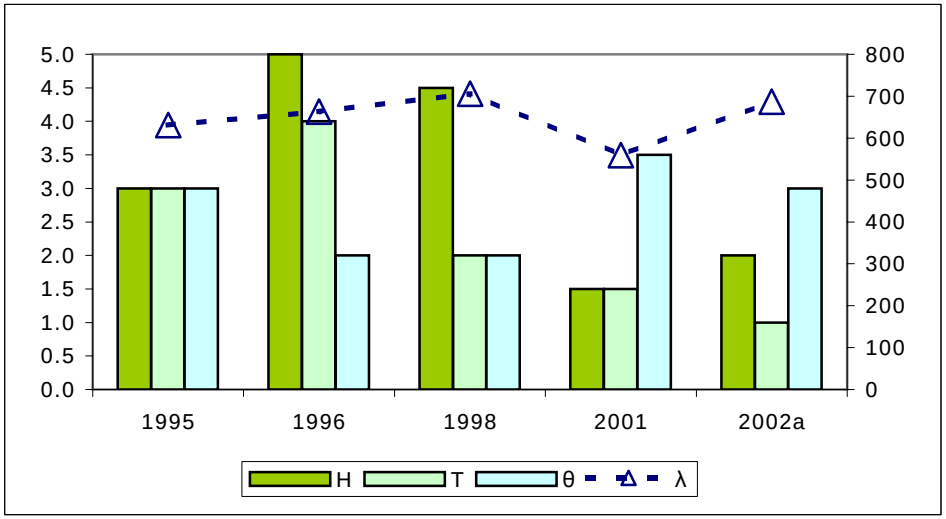
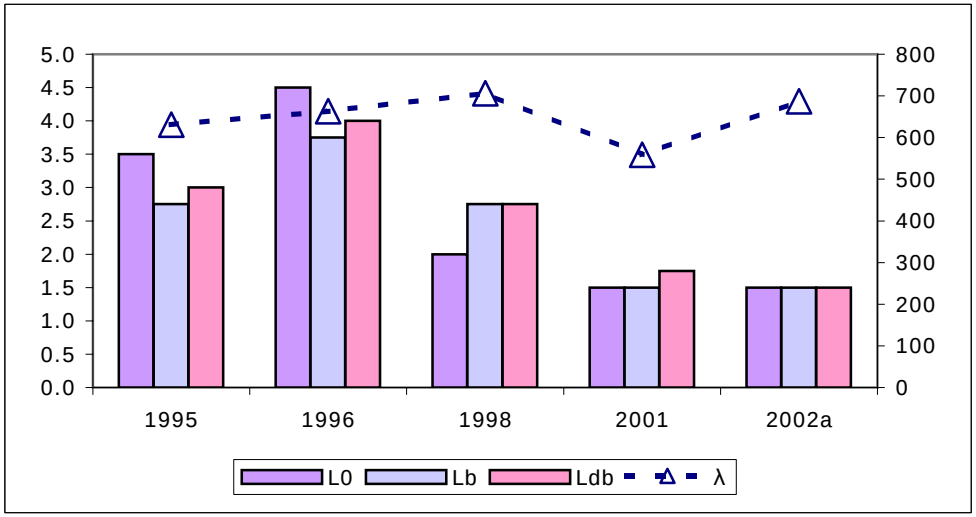
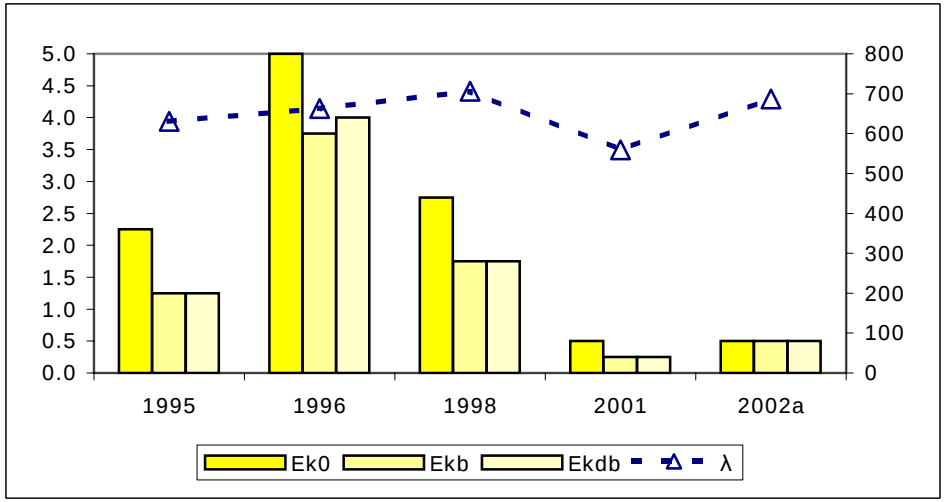


Figura E30 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 1	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				1.5	3	1.5	3.5	2.25	2.5	1.5	1.5	1	0.5	0.75	0.75	0.25	0.25
	1967	10	796	32														
	1995	4	631	23	3	3	3	3.5	2.75	3	2	2.5	2.25	1.25	1.25	1.75	1	1
	1996	9	663	45	5	4	2	4.5	3.75	4	2	4	5	3.75	4	5	2.5	2.75
	1998	3	706	31	4.5	2	2	2	2.75	2.75	3.5	3	2.75	1.75	1.75	2.75	1.75	2
	2001	7	559	48	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.75	2	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.25	0.25
	2002a	4	687	60	2	1	3	1.5	1.5	1.5	3.5	4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	2002b	2	593	28														







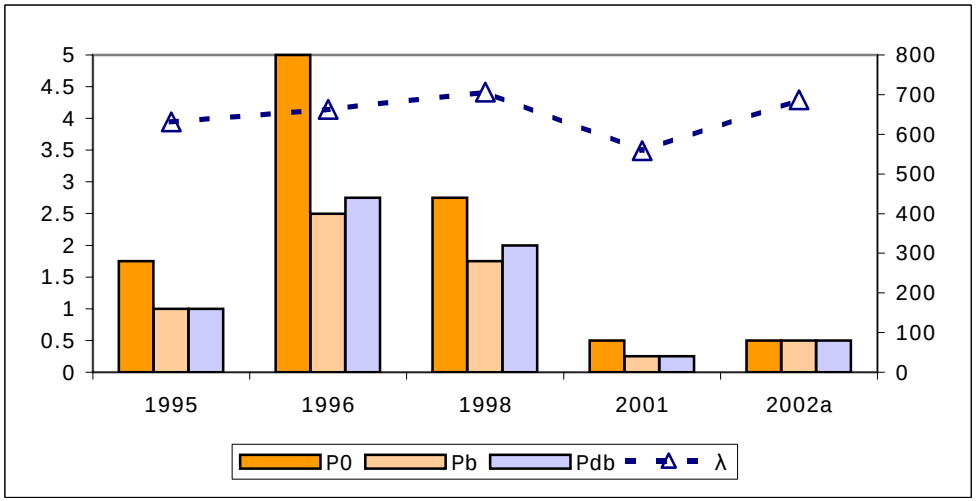


Figura E31 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes.

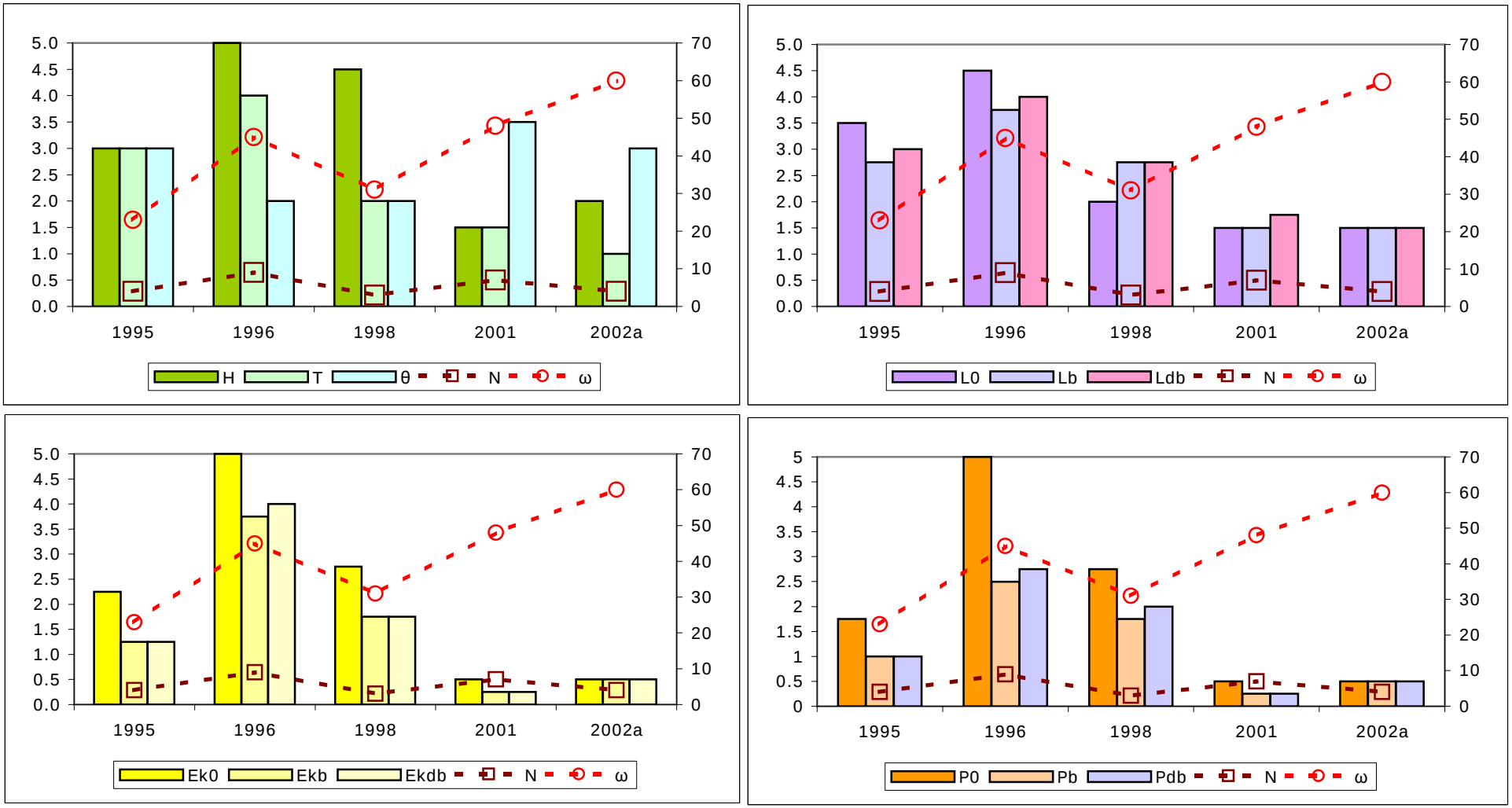
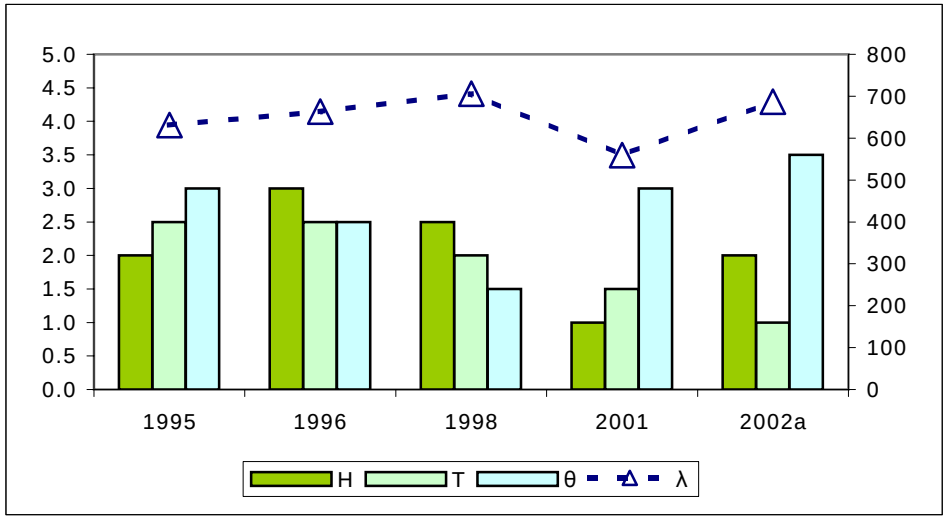
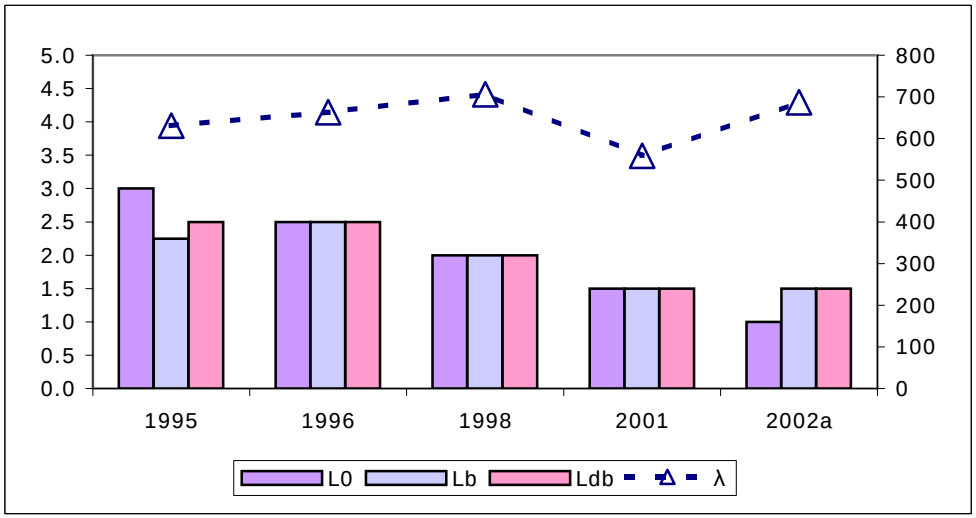
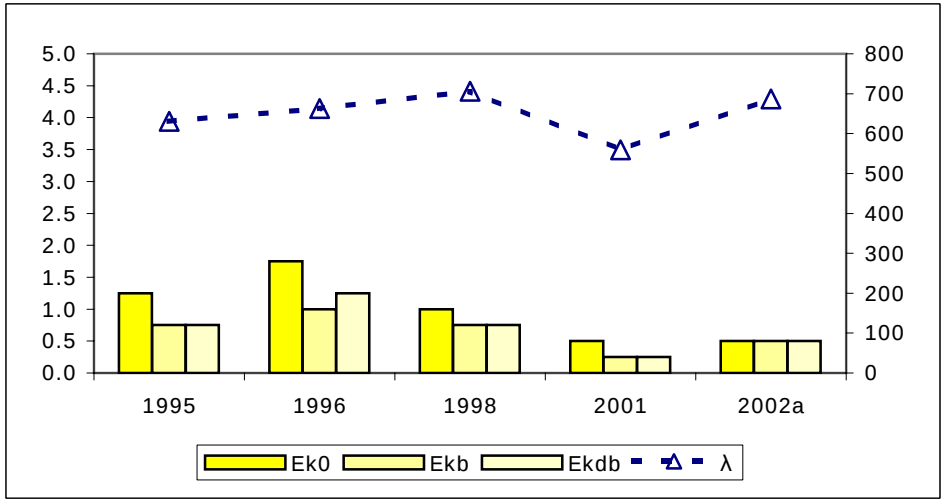


Figura E31 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 7	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	2.5	1	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	10	796	32														
	1995	4	631	23	2	2.5	3	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	9	663	45	3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2	3	1.75	1	1.25	1.5	1.75	2
	1998	3	706	31	2.5	2	1.5	2	2	2	2.5	3.5	1	0.75	0.75	1	1	1.25
	2001	7	559	48	1	1.5	3	1.5	1.5	1.5	2	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
	2002a	4	687	60	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	2	593	28														







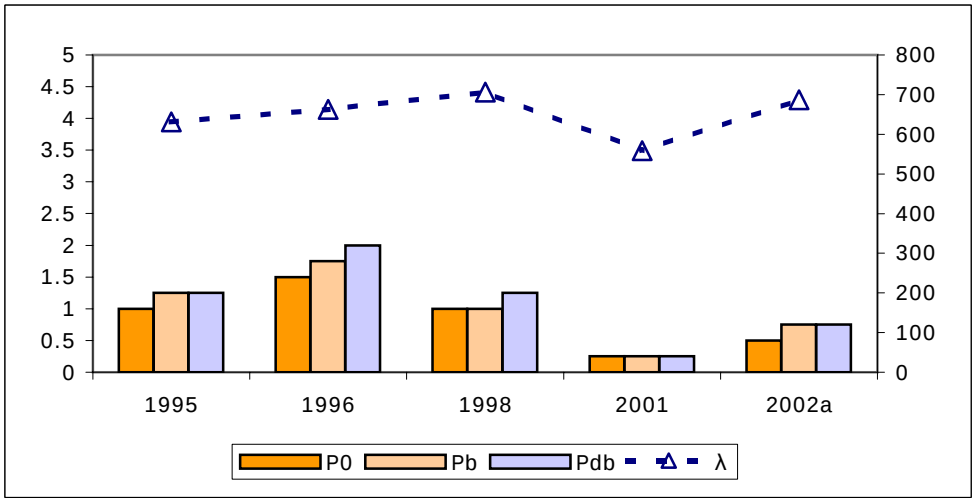


Figura E32 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes.

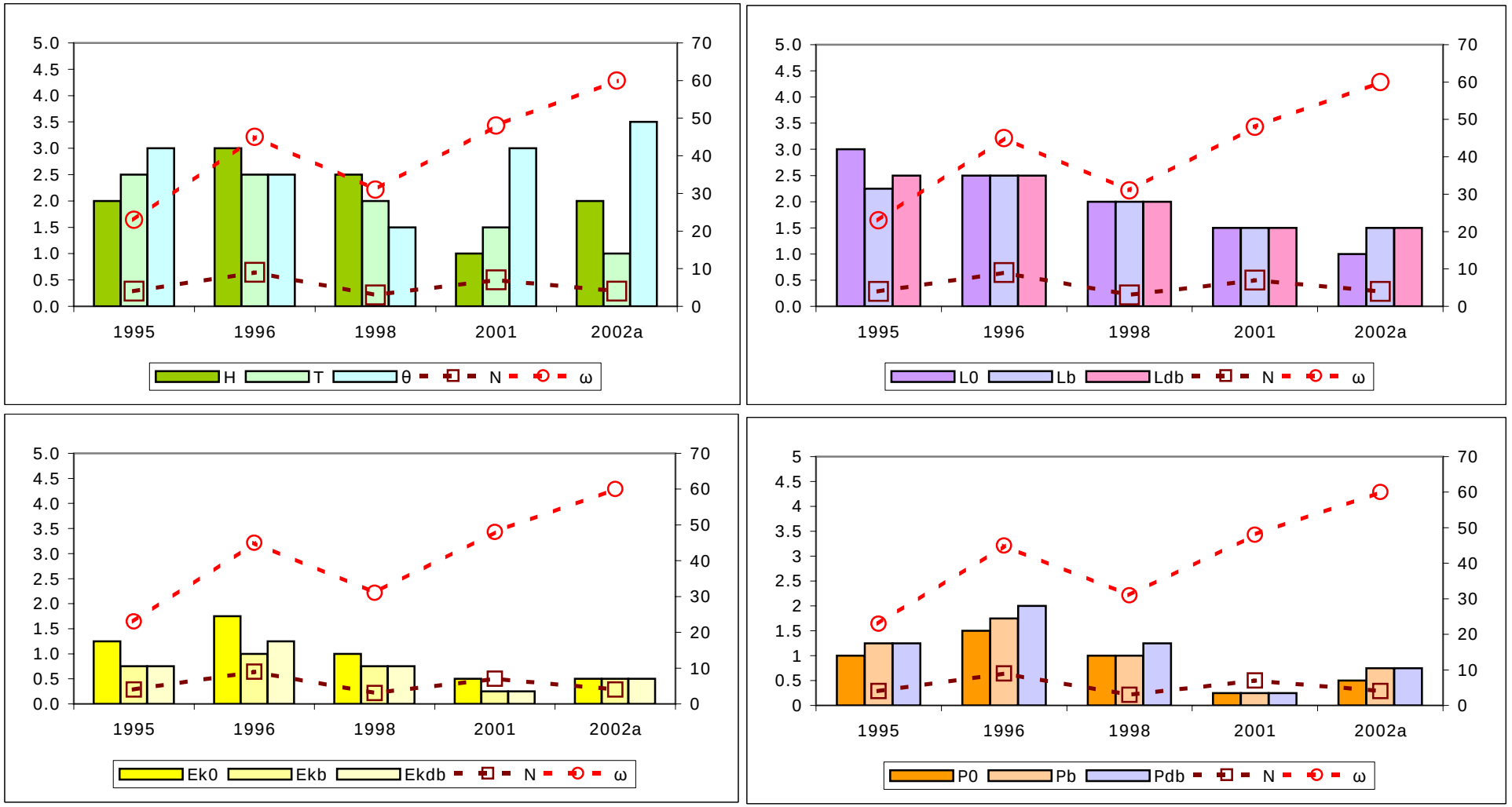
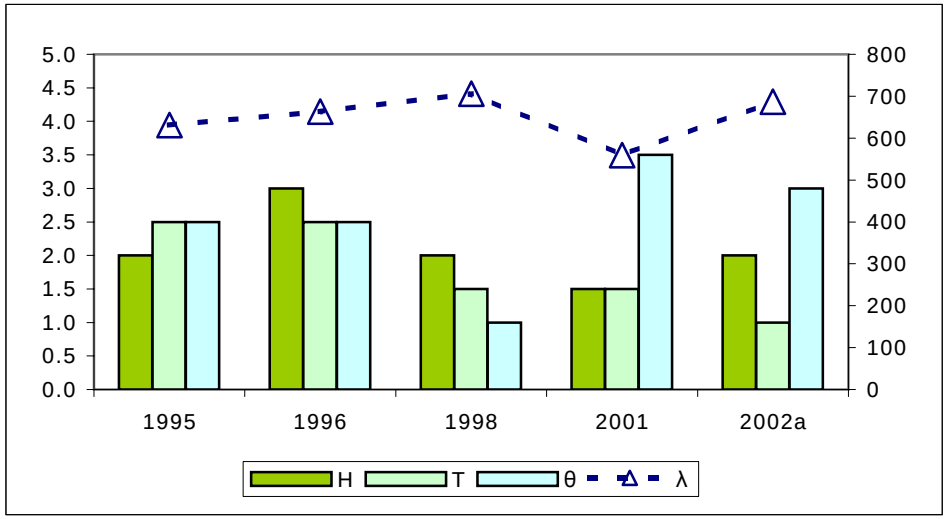
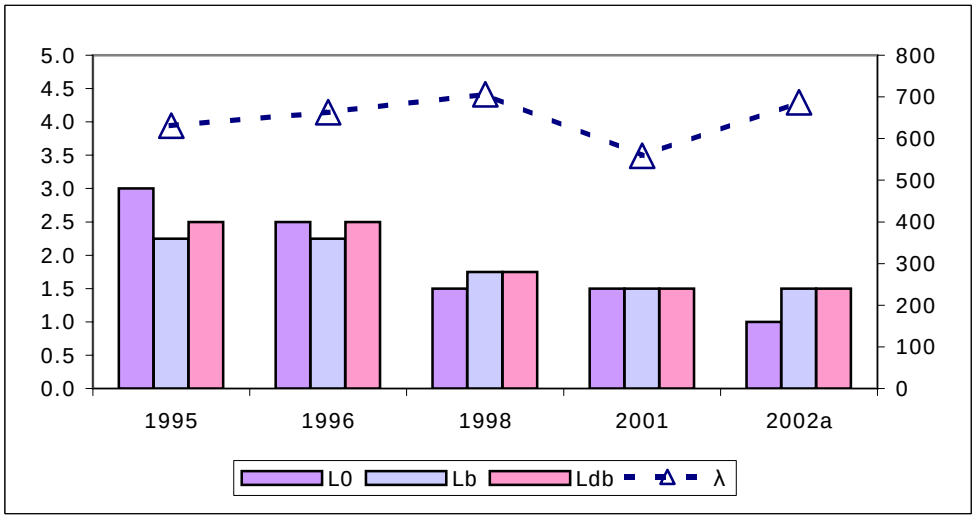
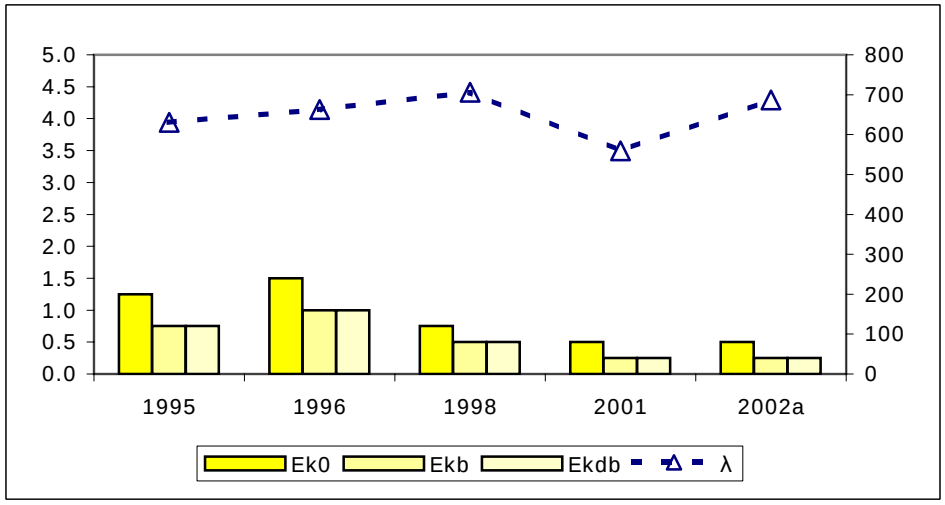


Figura E32 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 15	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	2.5	1.5	2.5	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	10	796	32														
	1995	4	631	23	2	2.5	2.5	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1996	9	663	45	3	2.5	2.5	2.5	2.25	2.5	2.5	3.5	1.5	1	1	1.5	1.75	2
	1998	3	706	31	2	1.5	1	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	7	559	48	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
	2002a	4	687	60	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	2	593	28														







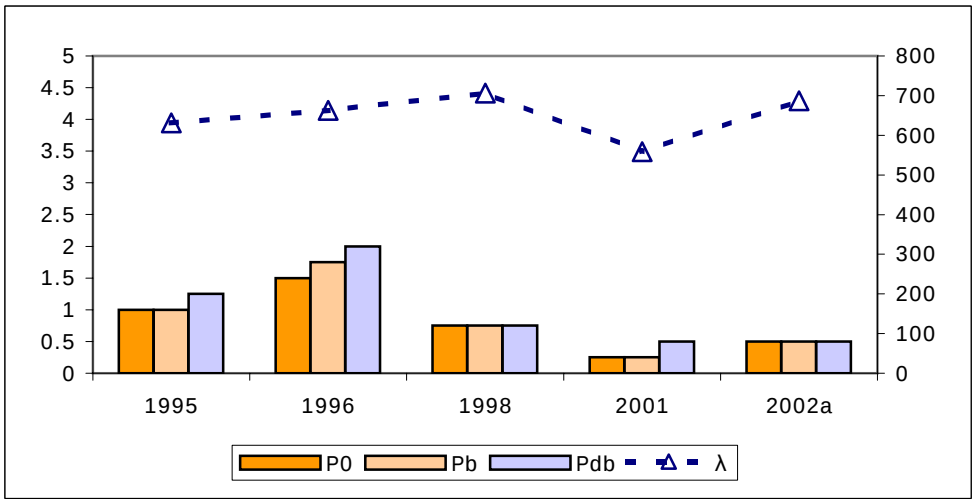


Figura E33 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes.

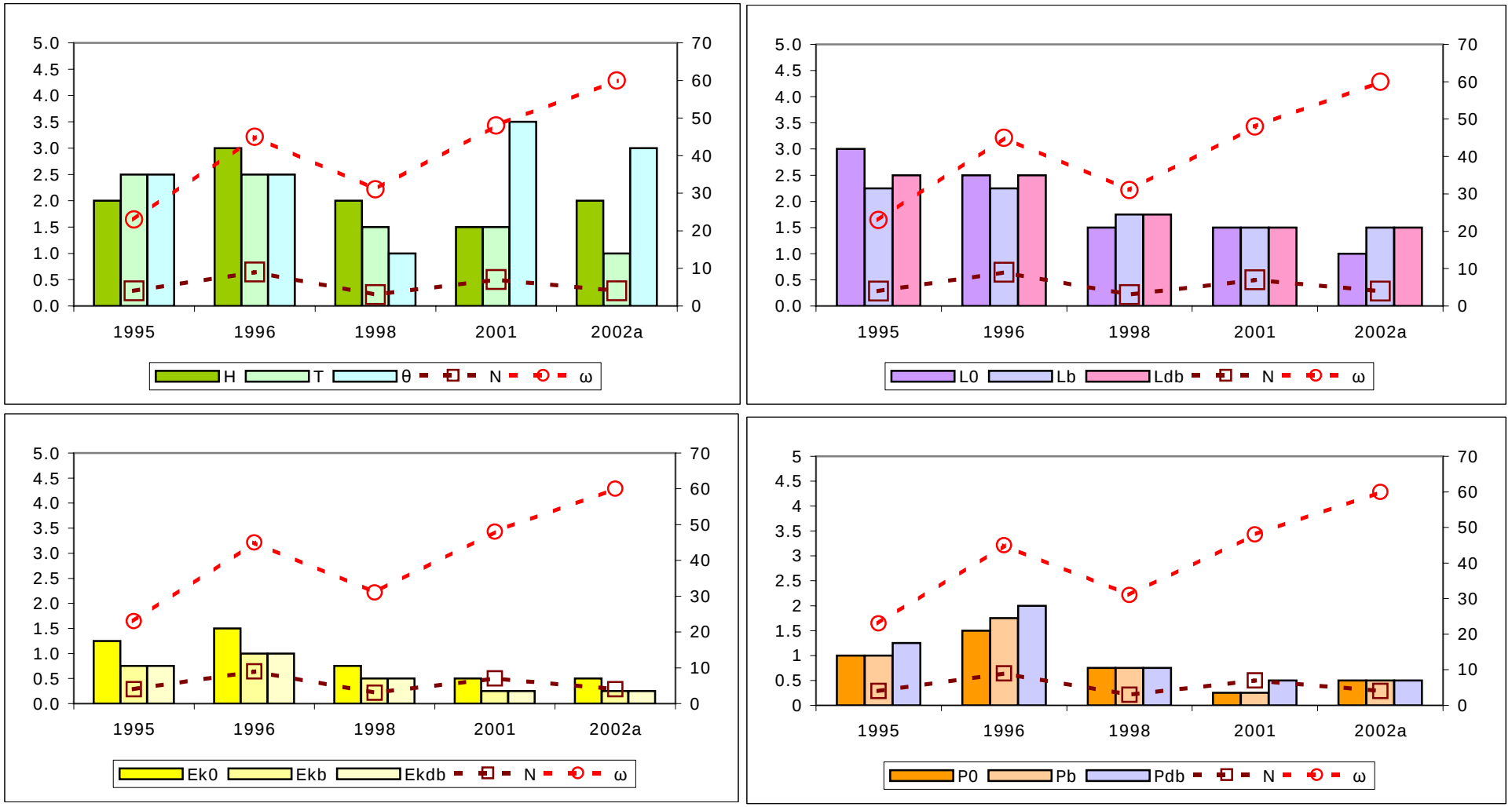
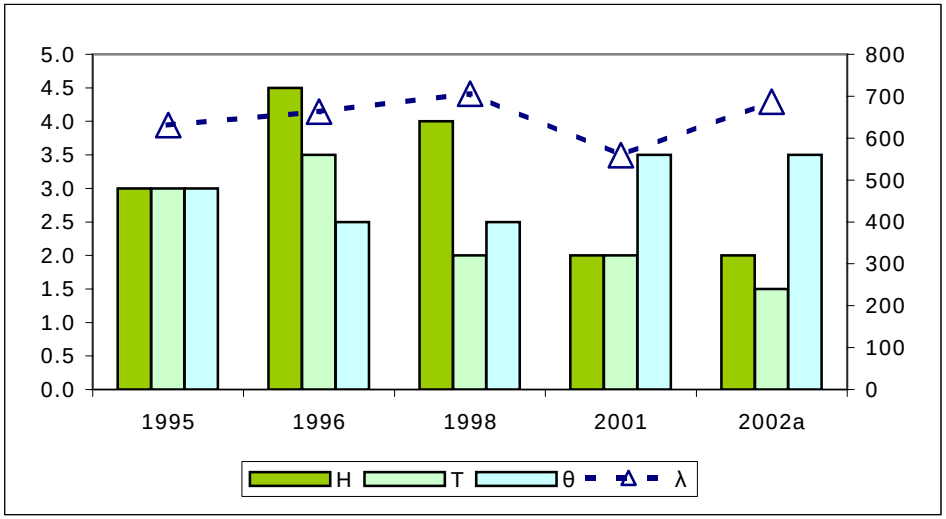
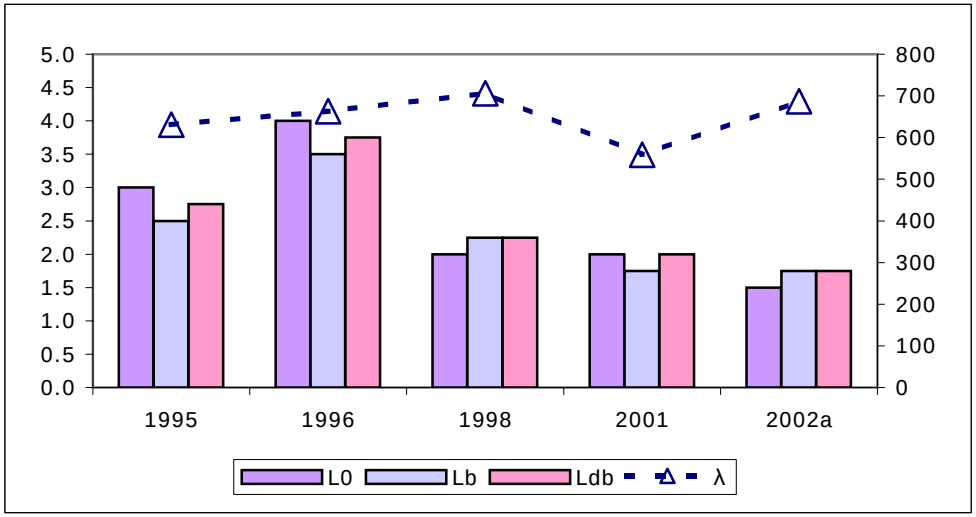
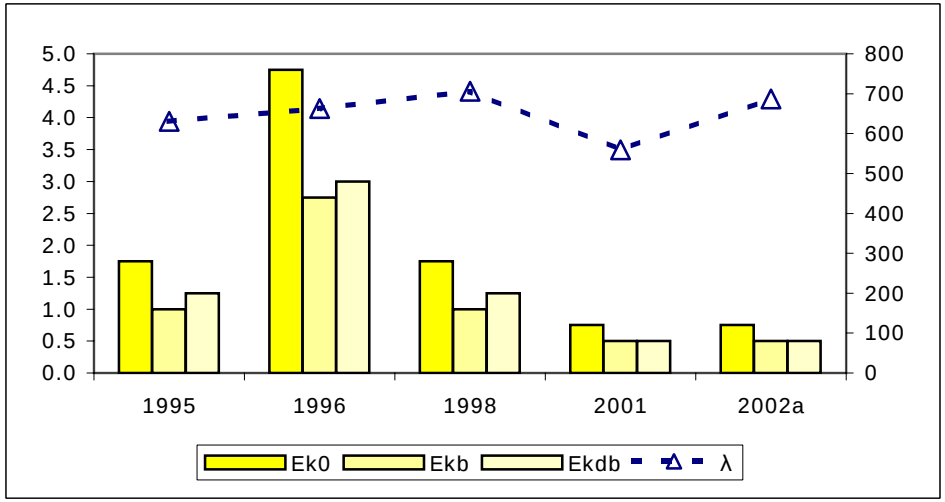


Figura E33 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 1+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	3.5	1.5	4	2.5	2.75	1	2	1.25	0.75	1	1	1	1.25
	1967	10	796	32														
	1995	4	631	23	3	3	3	3	2.5	2.75	2	2.5	1.75	1	1.25	1.5	1.75	1.75
	1996	9	663	45	4.5	3.5	2.5	4	3.5	3.75	2	3	4.75	2.75	3	3.75	4.5	4.75
	1998	3	706	31	4	2	2.5	2	2.25	2.25	3.5	4	1.75	1	1.25	1.75	2.25	2.25
	2001	7	559	48	2	2	3.5	2	1.75	2	2	3	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002a	4	687	60	2	1.5	3.5	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	2	593	28														







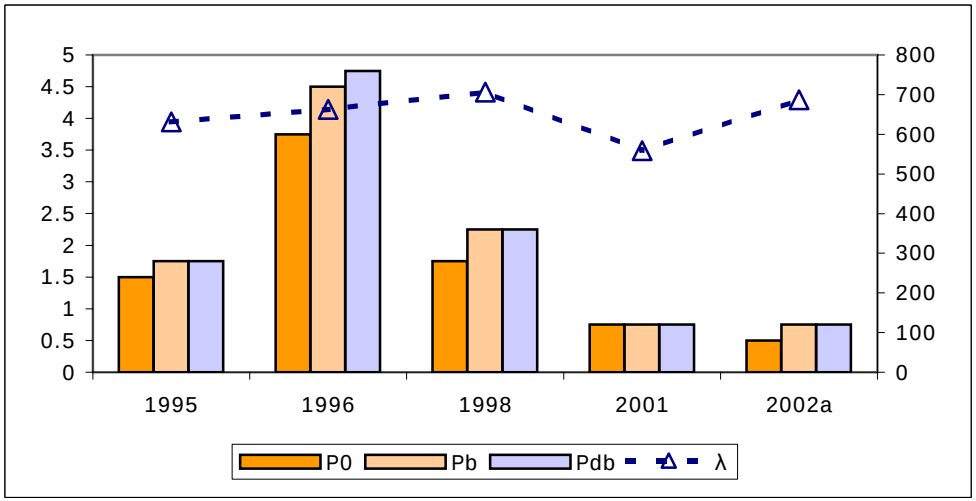


Figura E34 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes.

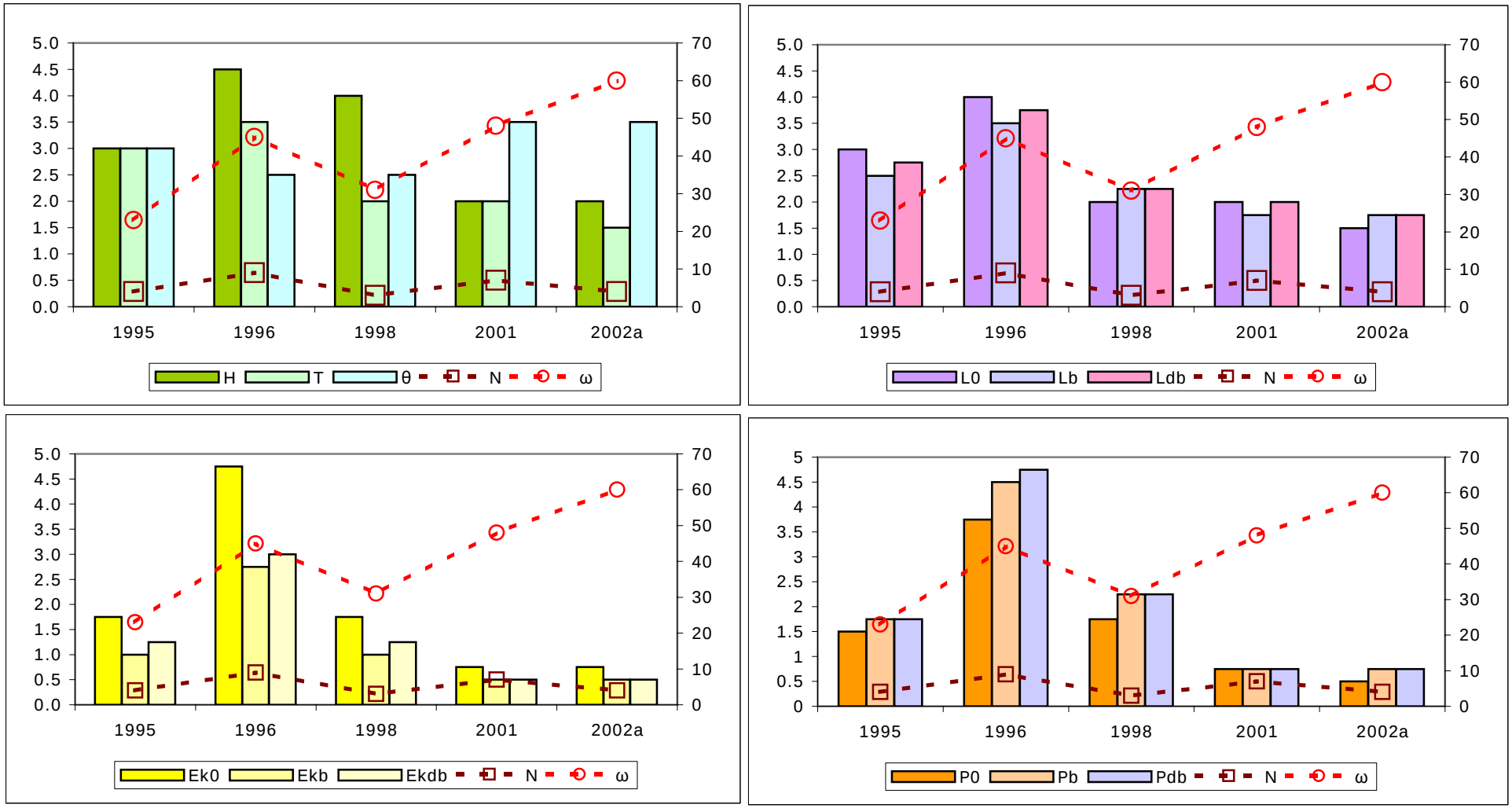
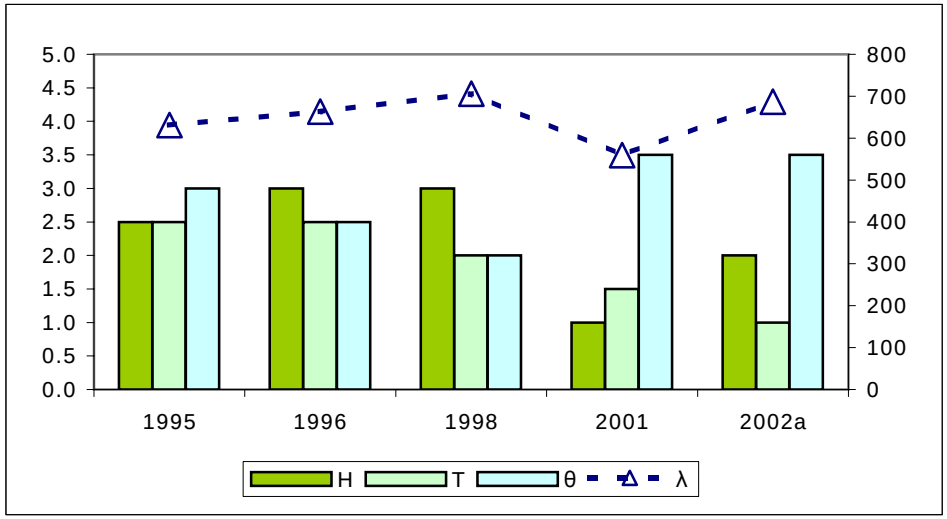
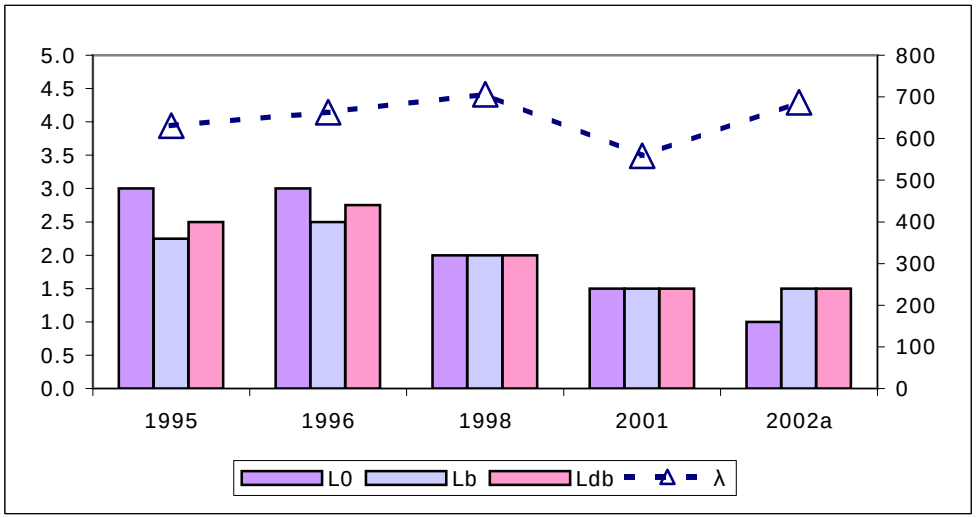
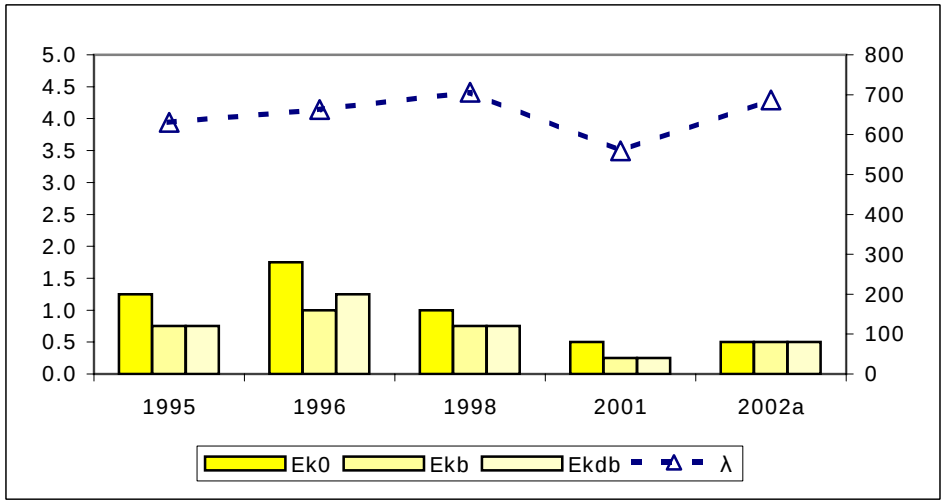


Figura E34 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 7+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2.5	3	1	3	2.25	2.5	1.5	2	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	10	796	32														
	1995	4	631	23	2.5	2.5	3	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	9	663	45	3	2.5	2.5	3	2.5	2.75	2	3	1.75	1	1.25	1.75	2	2
	1998	3	706	31	3	2	2	2	2	2	2.5	3.5	1	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	2001	7	559	48	1	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	4	687	60	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002b	2	593	28														







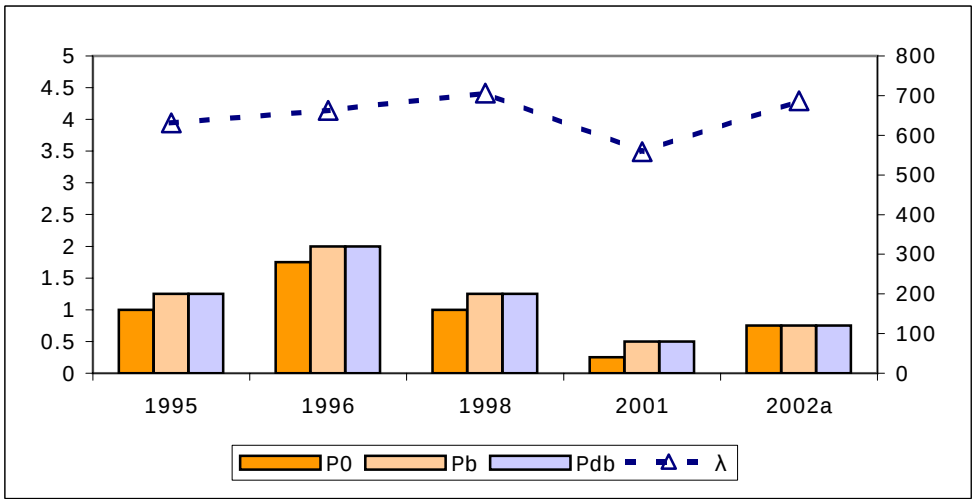


Figura E35 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrscentes.

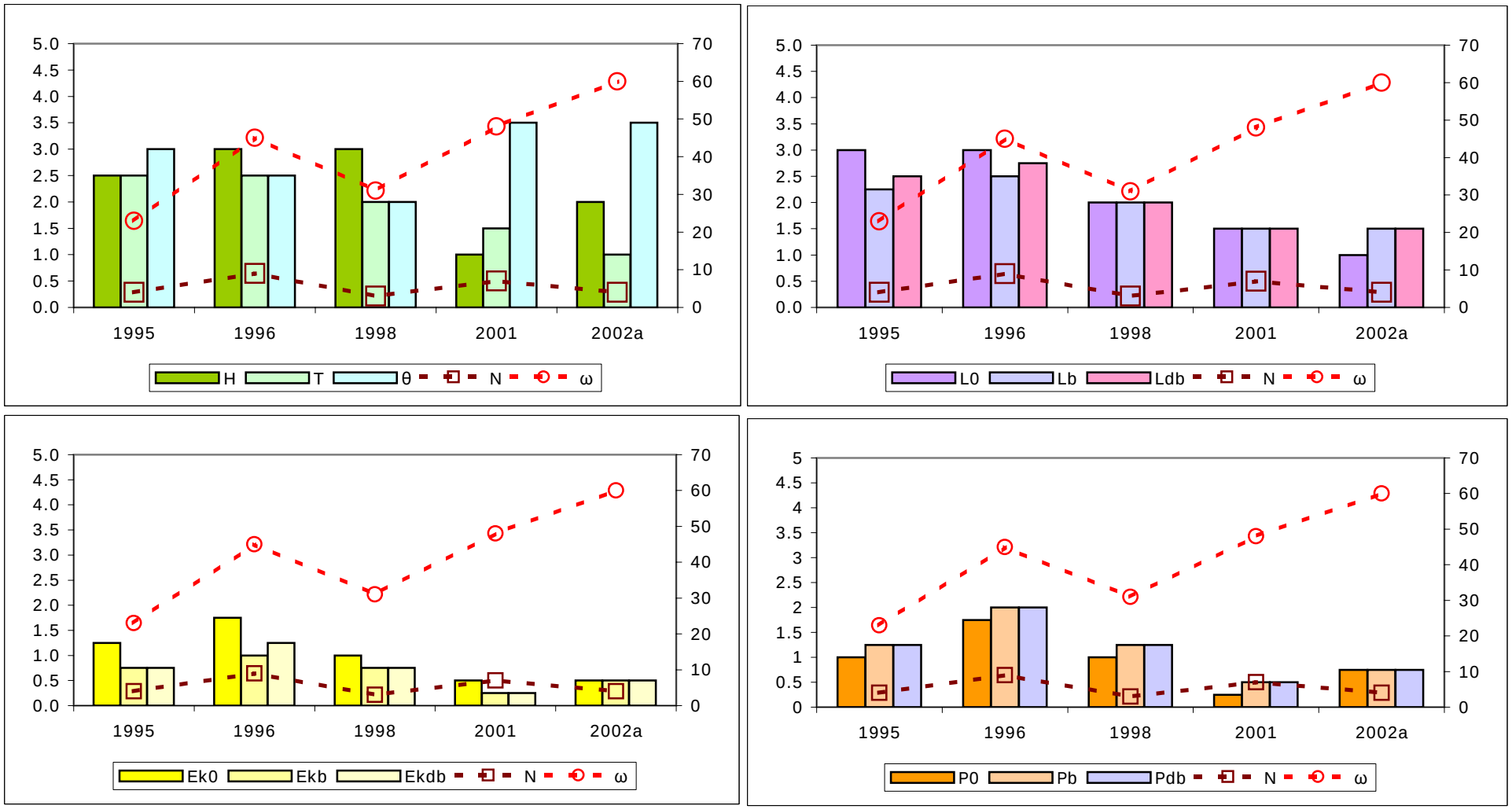
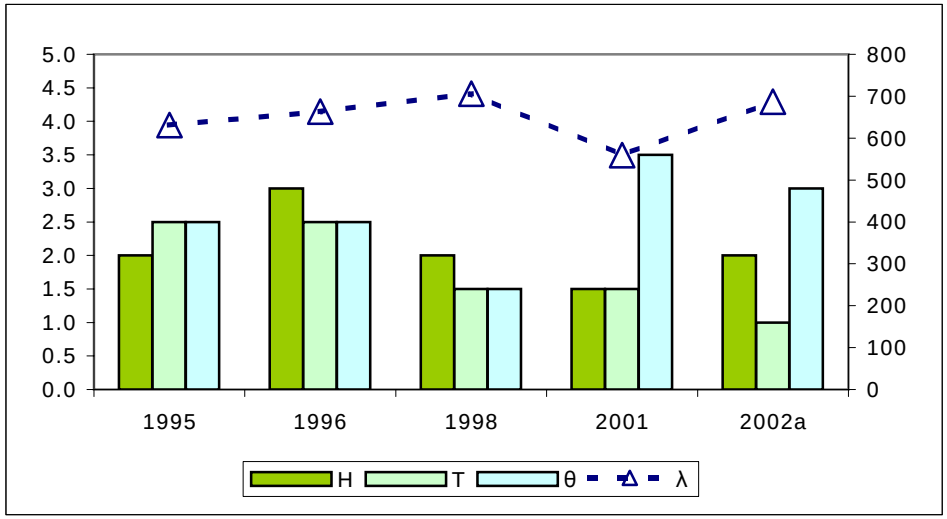
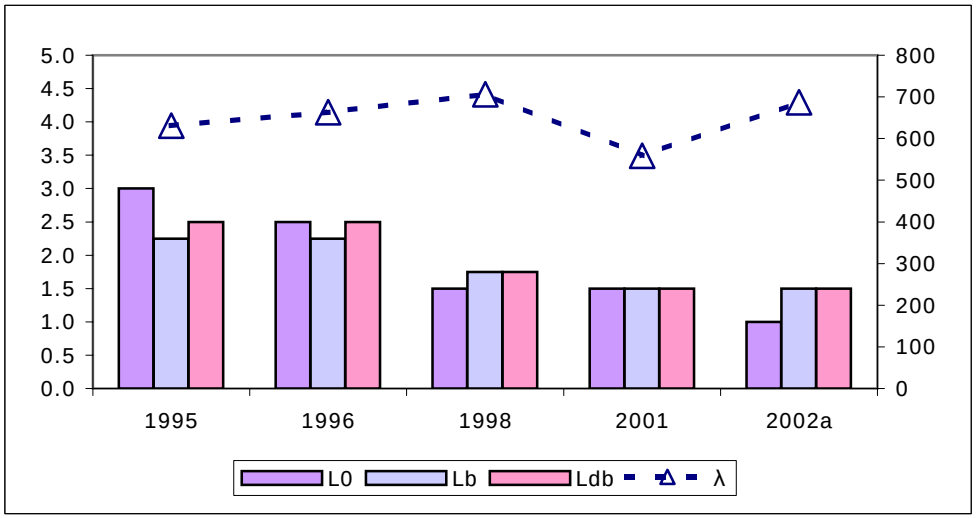
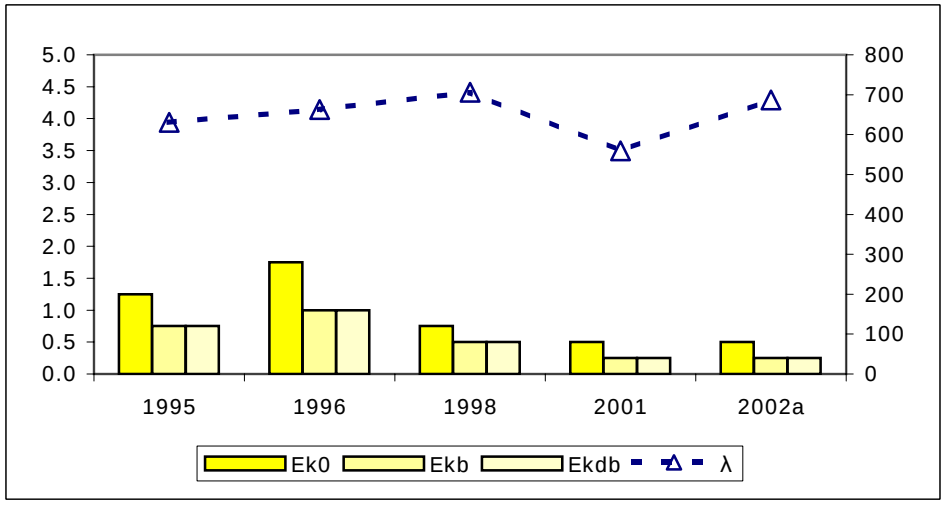


Figura E35 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 15+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	2.5	1.5	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1967	10	796	32														
	1995	4	631	23	2	2.5	2.5	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	9	663	45	3	2.5	2.5	2.5	2.25	2.5	2.5	3	1.75	1	1	1.5	1.75	2
	1998	3	706	31	2	1.5	1.5	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	7	559	48	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	4	687	60	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	2	593	28														







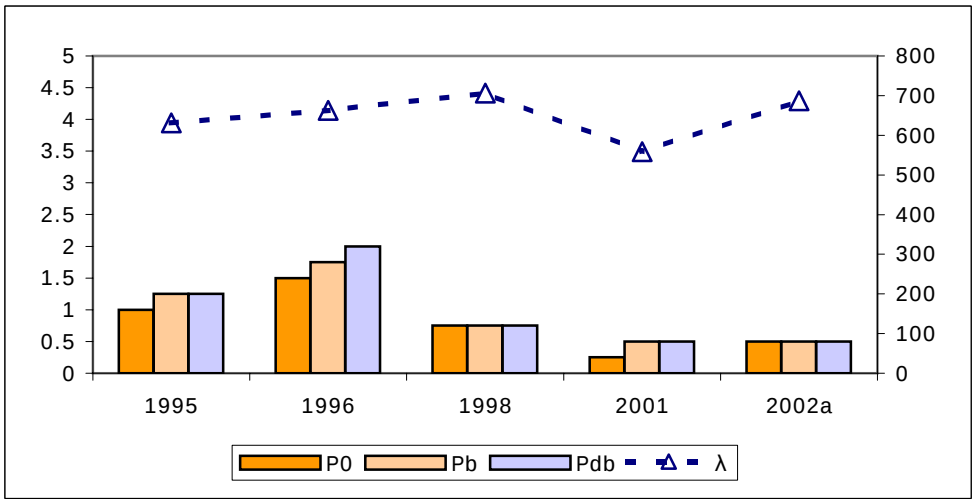


Figura E36 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes.

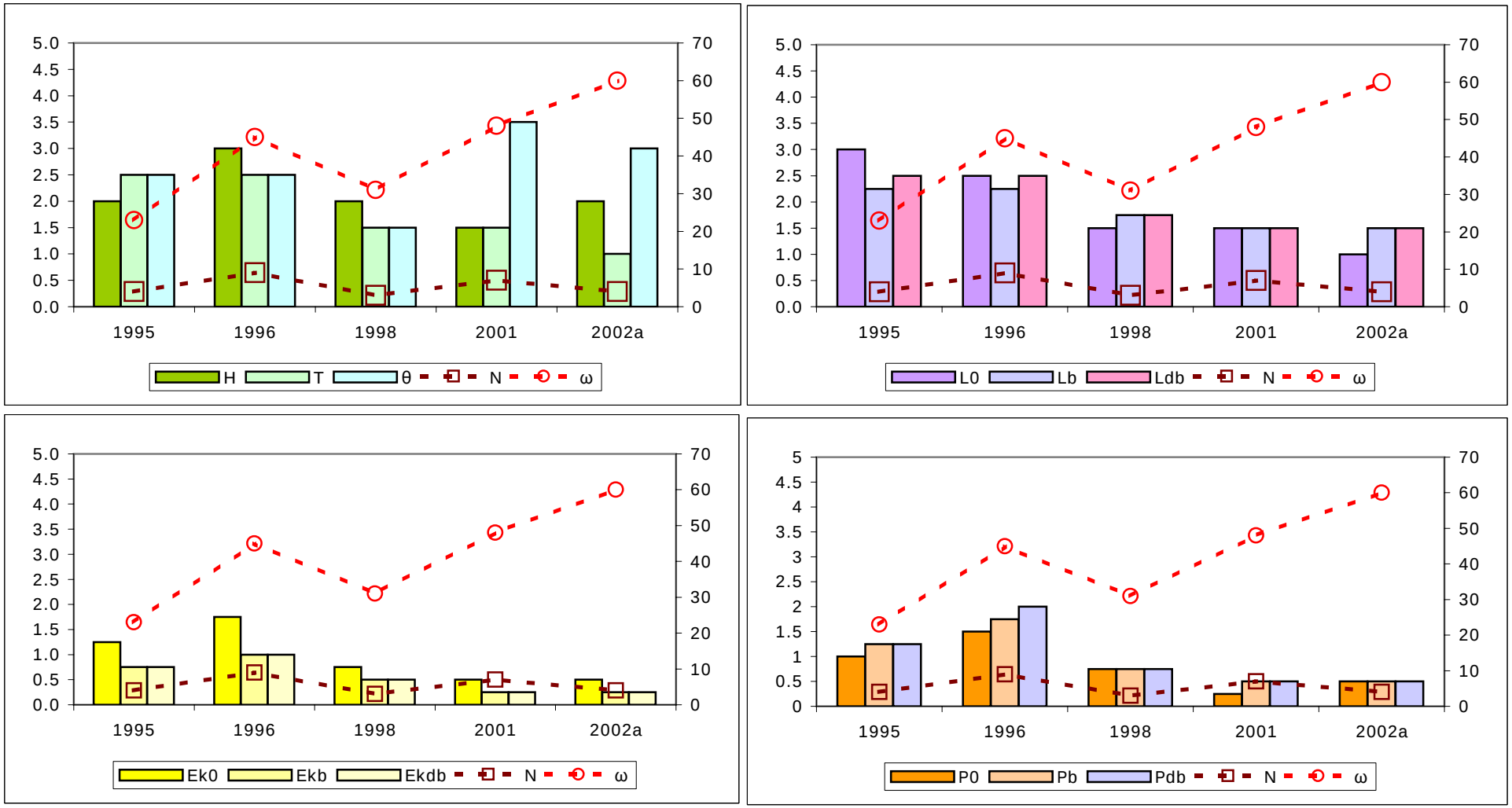
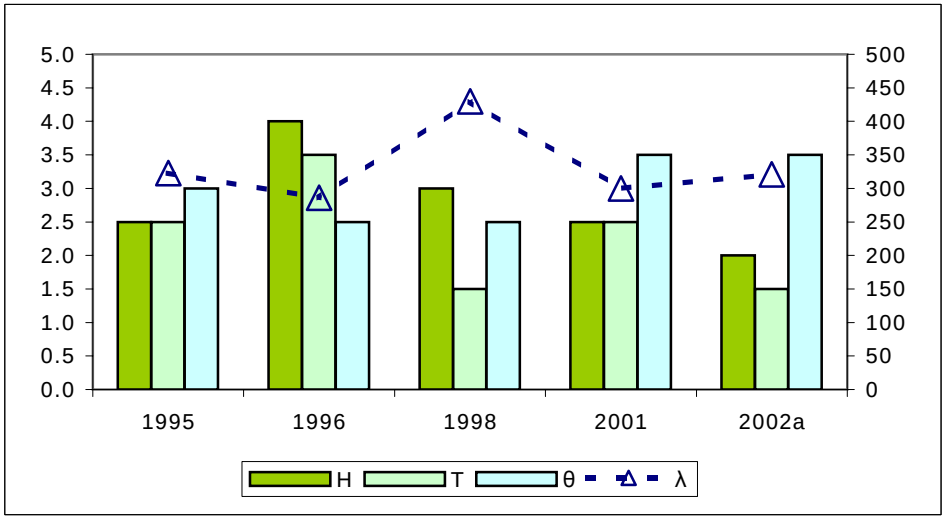
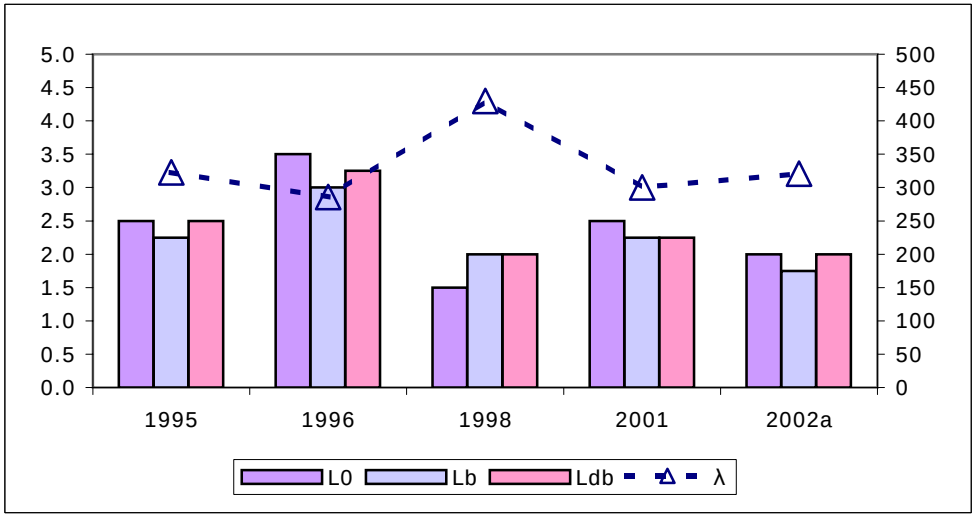
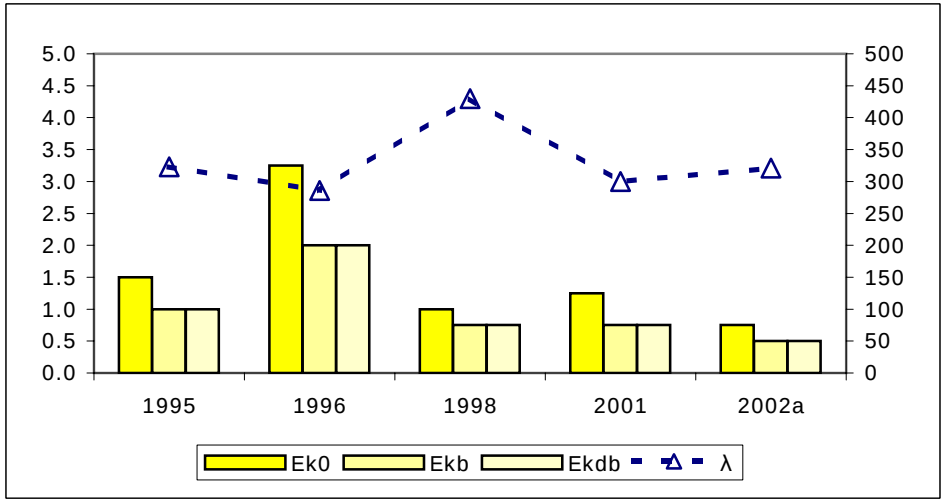


Figura E36 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Gigacrescentes (cont.).

Dia 0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb	Plb	Pldb	LRET	LRE2
	1958				2	4	1	4.5	2.75	3	1	1	1.75	1	1	1.25	1.25	1.5	1.5	2	0.5	2.5
	1967	7	406	17	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND			0.5	2.5
	1995	18	323	27	2.5	2.5	3	2.5	2.25	2.5	2	2	1.5	1	1	1.25	1.5	1.5	2.5	3	2	2
	1996	13	286	28	4	3.5	2.5	3.5	3	3.25	2	2	3.25	2	2	3	3.25	3.5	3.5	4	5	4
	1998	9	430	21	3	1.5	2.5	1.5	2	2	3	3	1	0.75	0.75	1.25	1.25	1.5	3	3	5	3
	2001	18	300	23	2.5	2.5	3.5	2.5	2.25	2.25	2	2	1.25	0.75	0.75	1.25	1.25	1.25	3.5	3.5	2.5	2.5
	2002a	23	321	50	2	1.5	3.5	2	1.75	2	2.5	2.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	1	1.5	2	4	4
	2002b	35	262	21	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	4	3







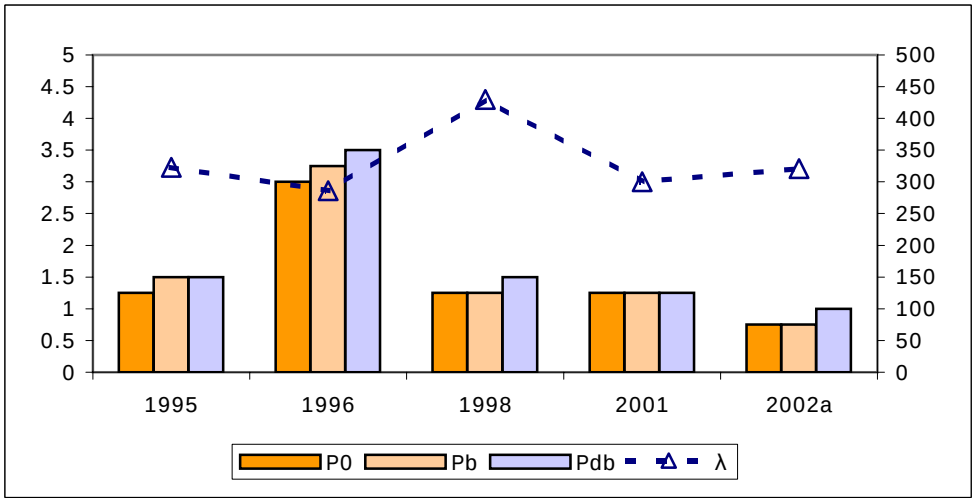


Figura E23 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Megacrescentes.

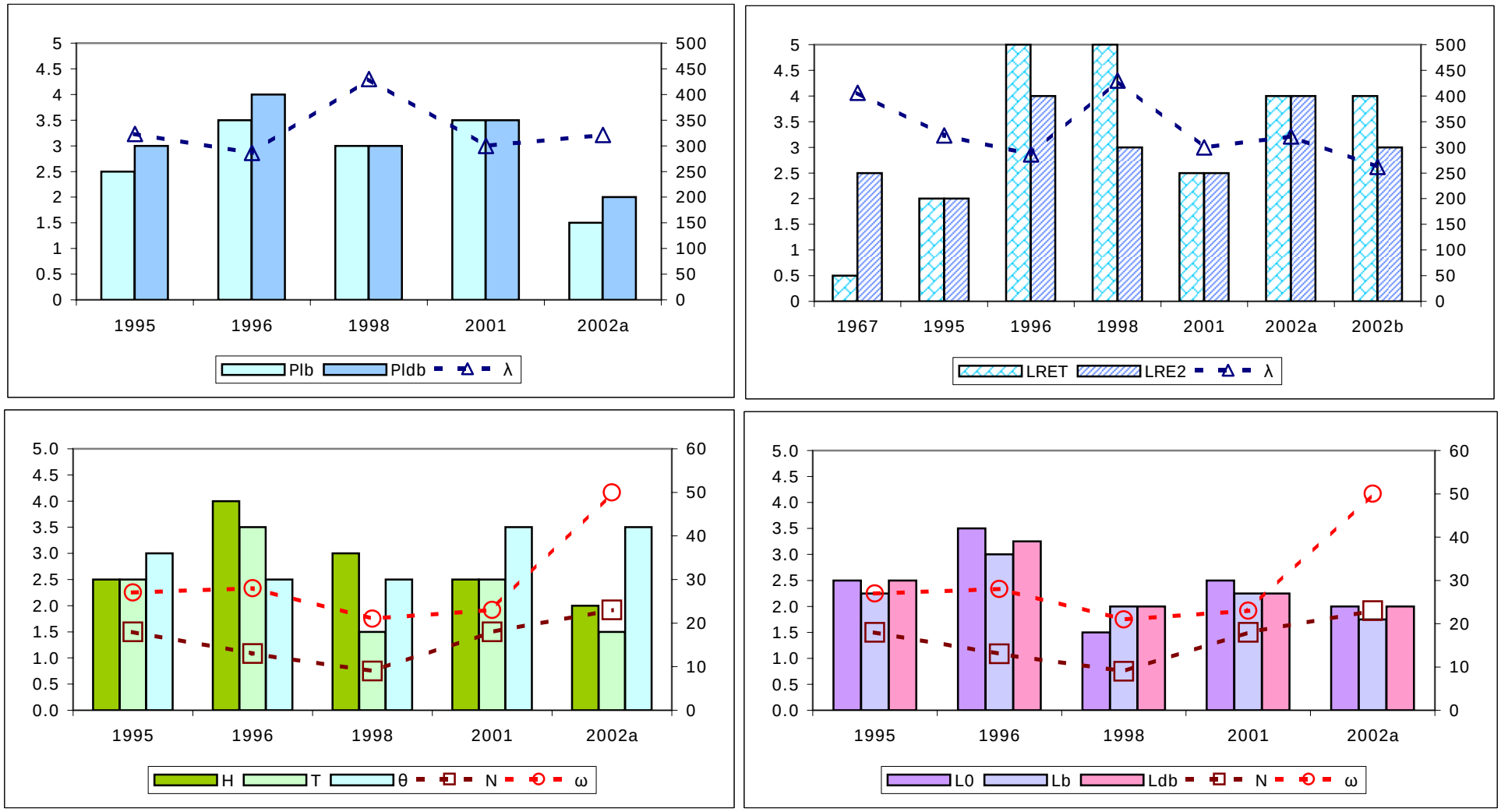


Figura E23 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

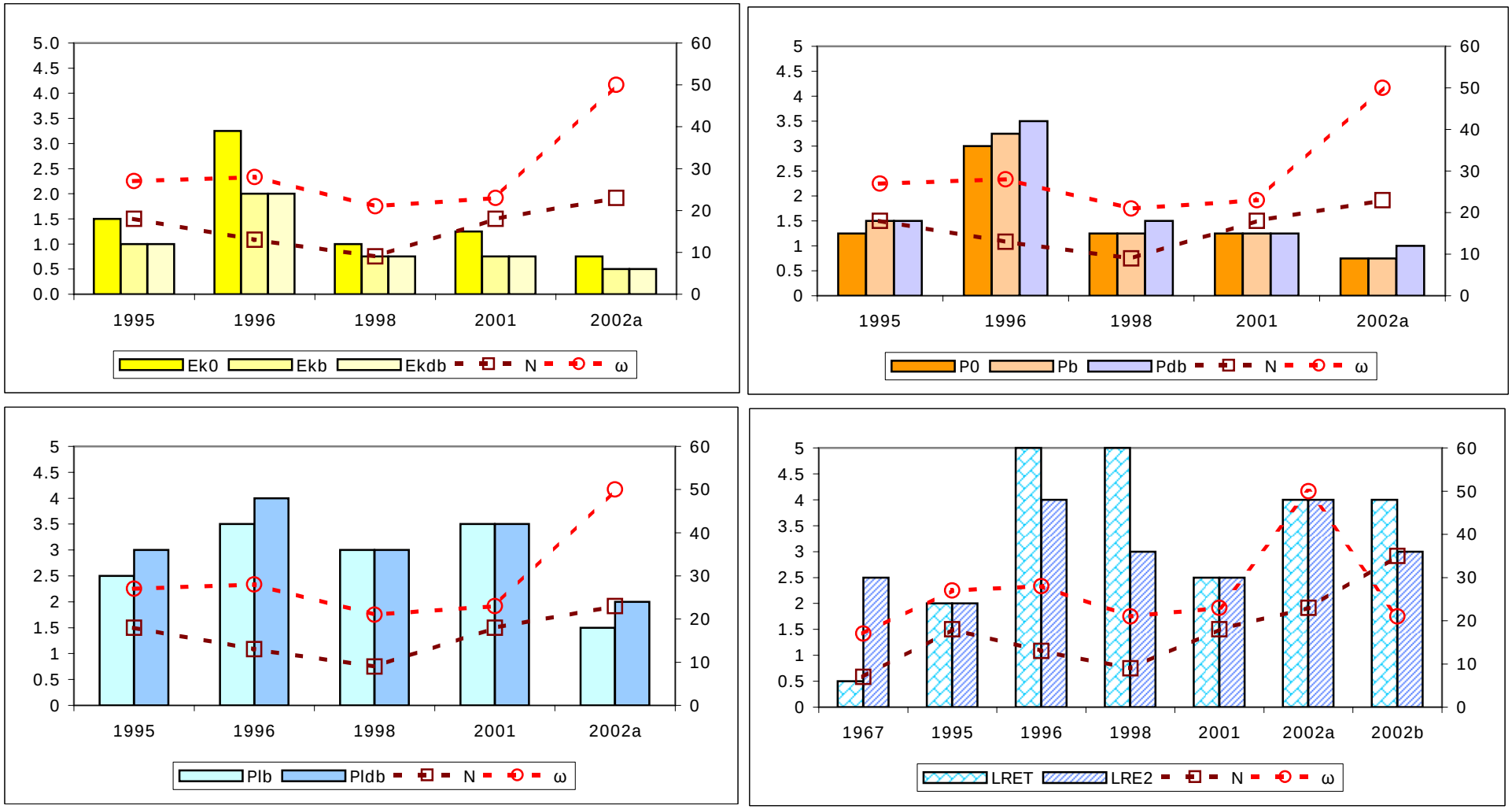
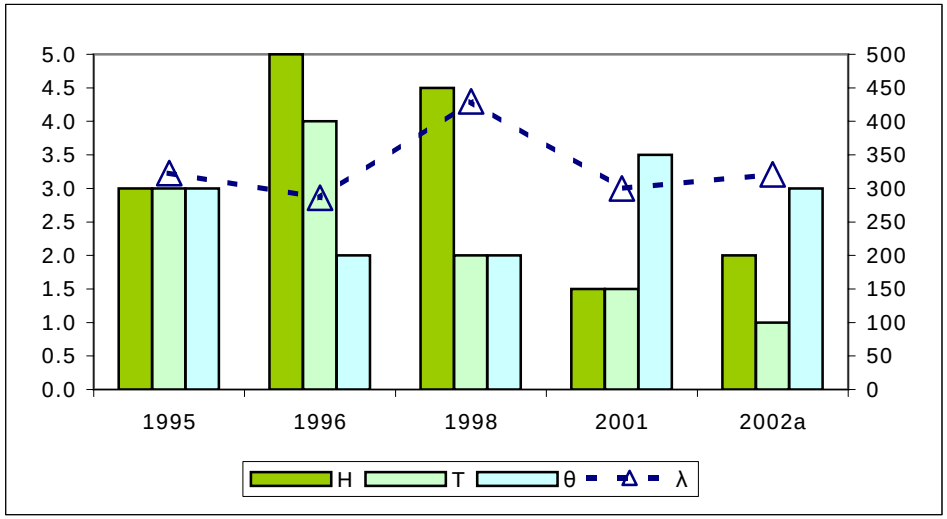
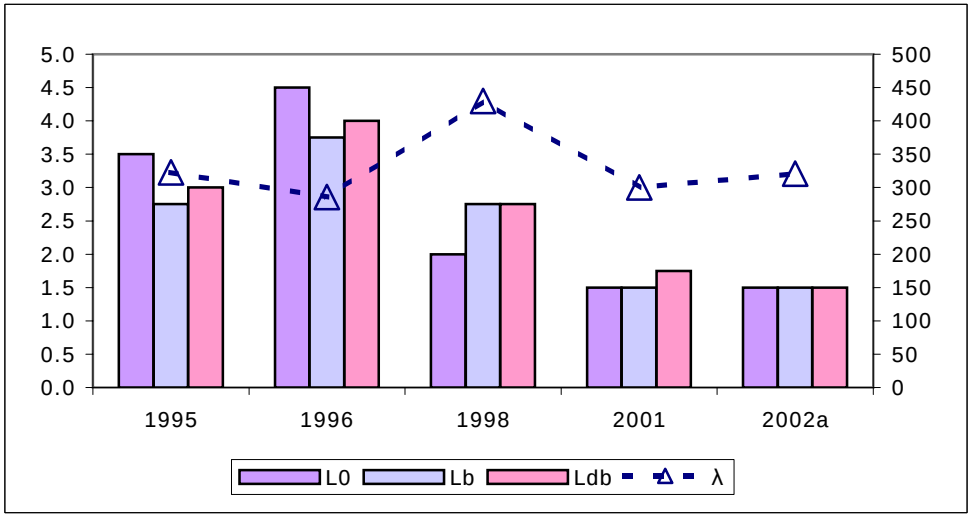
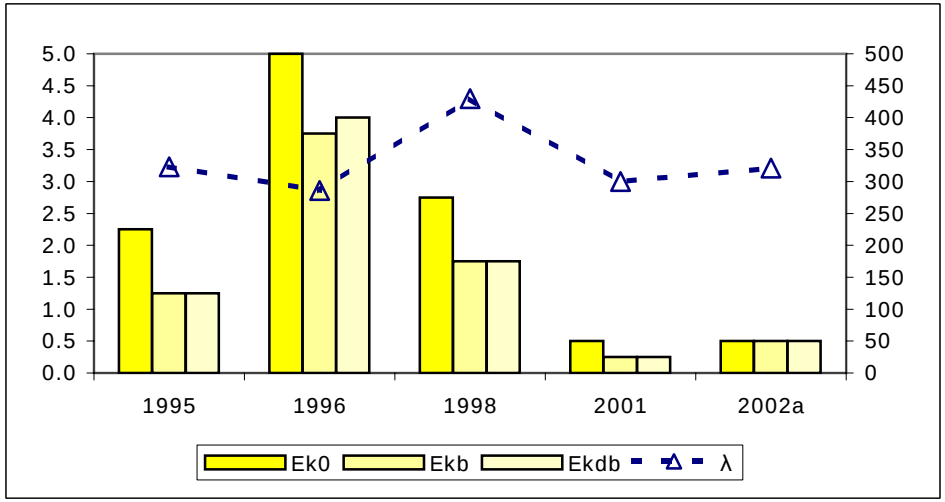


Figura E23 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 1	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				1.5	3	1.5	3.5	2.25	2.5	1.5	1.5	1	0.5	0.75	0.75	0.25	0.25
	1967	7	406	17														
	1995	18	323	27	3	3	3	3.5	2.75	3	2	2.5	2.25	1.25	1.25	1.75	1	1
	1996	13	286	28	5	4	2	4.5	3.75	4	2	4	5	3.75	4	5	2.5	2.75
	1998	9	430	21	4.5	2	2	2	2.75	2.75	3.5	3	2.75	1.75	1.75	2.75	1.75	2
	2001	18	300	23	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.75	2	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.25	0.25
	2002a	23	321	50	2	1	3	1.5	1.5	1.5	3.5	4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	2002b	35	262	21														







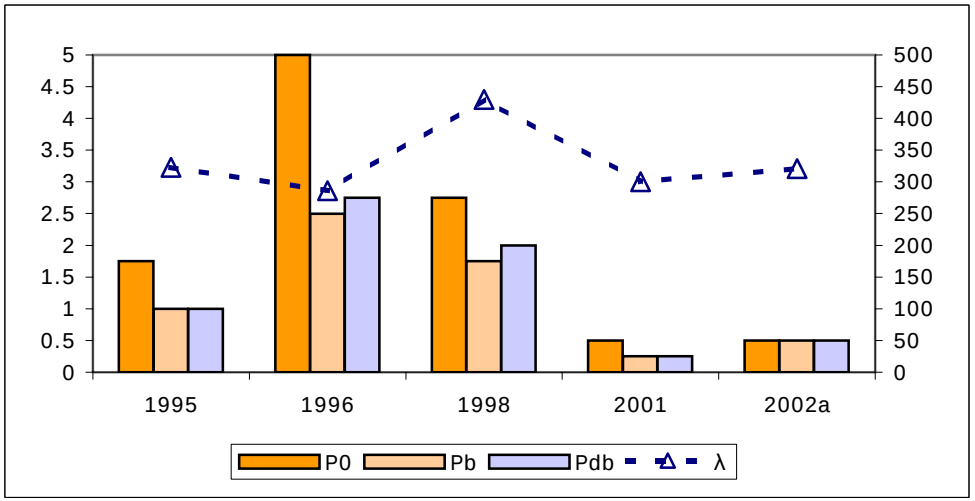


Figura E24 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Megacrescentes.

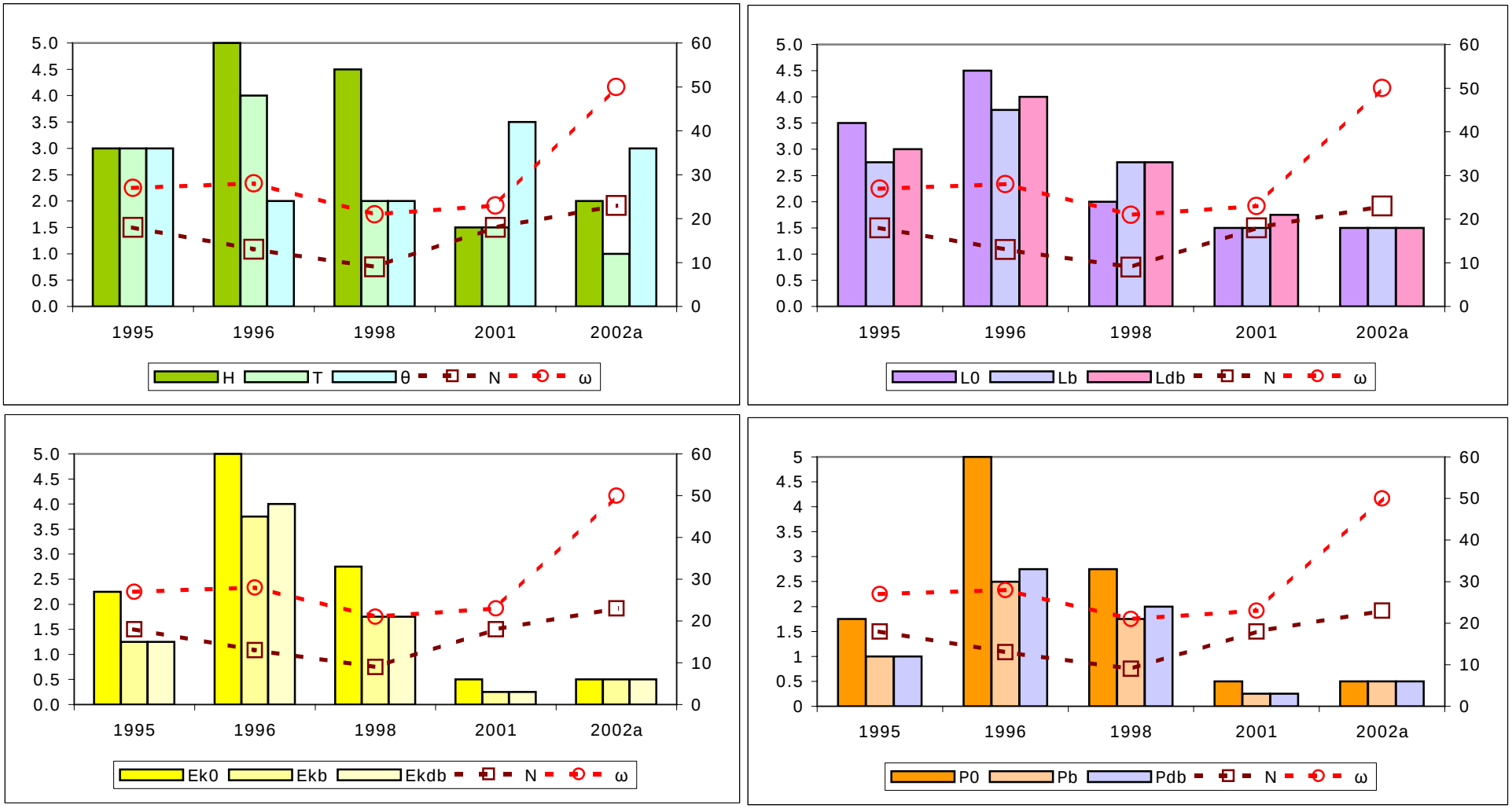
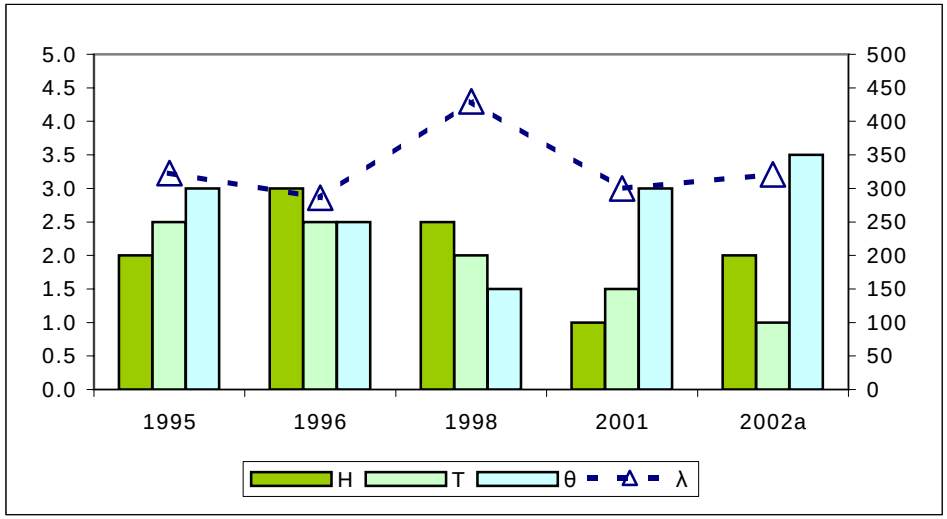
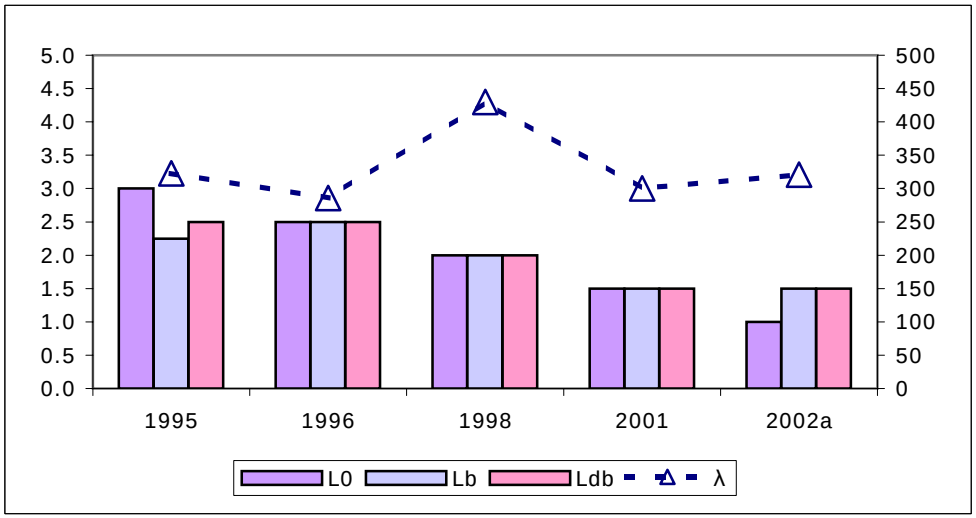
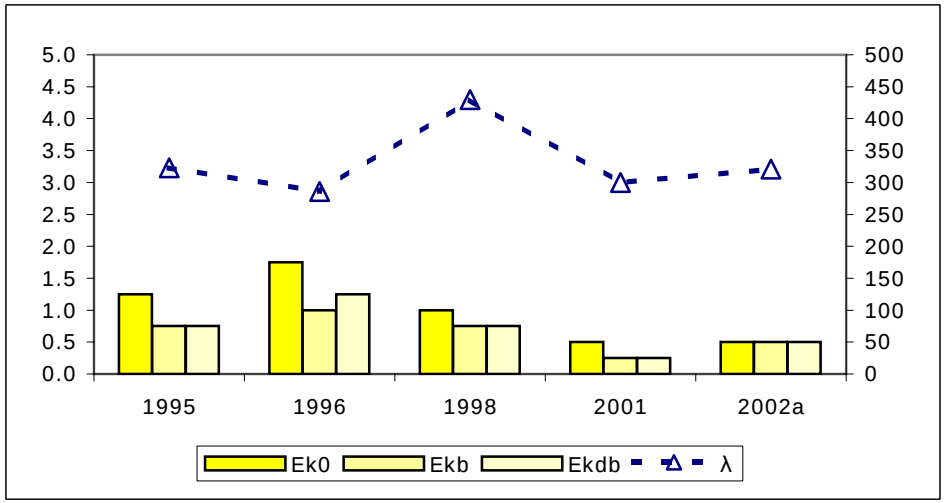


Figura E24 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 7	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	2.5	1	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	7	406	17														
	1995	18	323	27	2	2.5	3	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	13	286	28	3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2	3	1.75	1	1.25	1.5	1.75	2
	1998	9	430	21	2.5	2	1.5	2	2	2	2.5	3.5	1	0.75	0.75	1	1	1.25
	2001	18	300	23	1	1.5	3	1.5	1.5	1.5	2	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
	2002a	23	321	50	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	35	262	21														







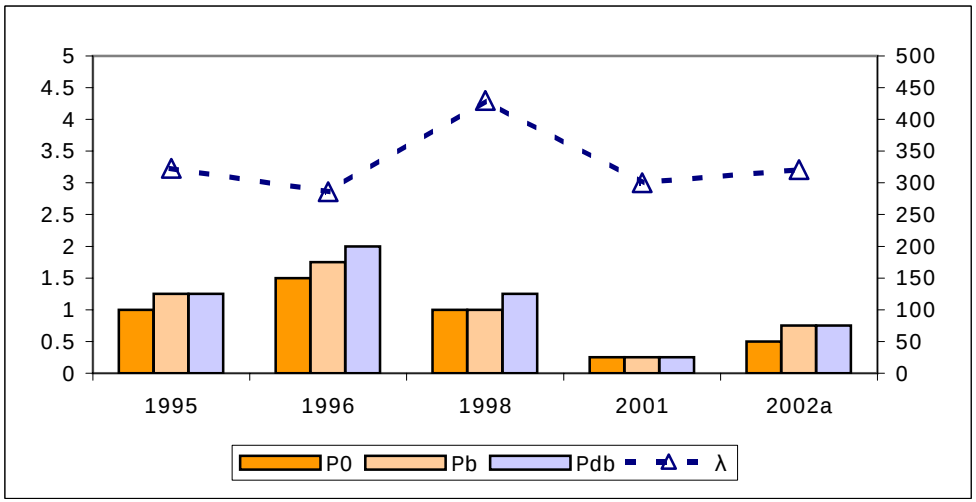


Figura E25 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes.

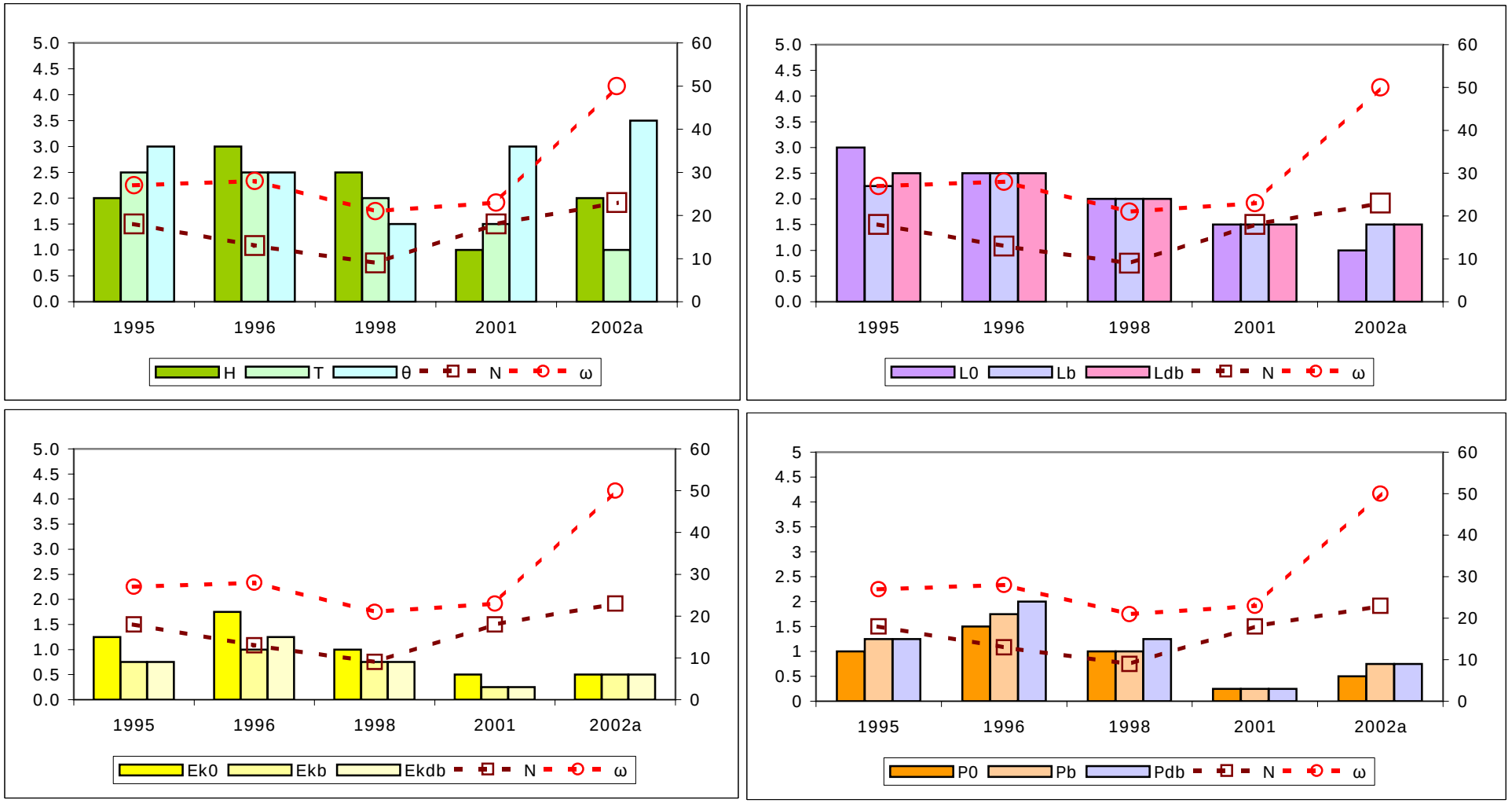
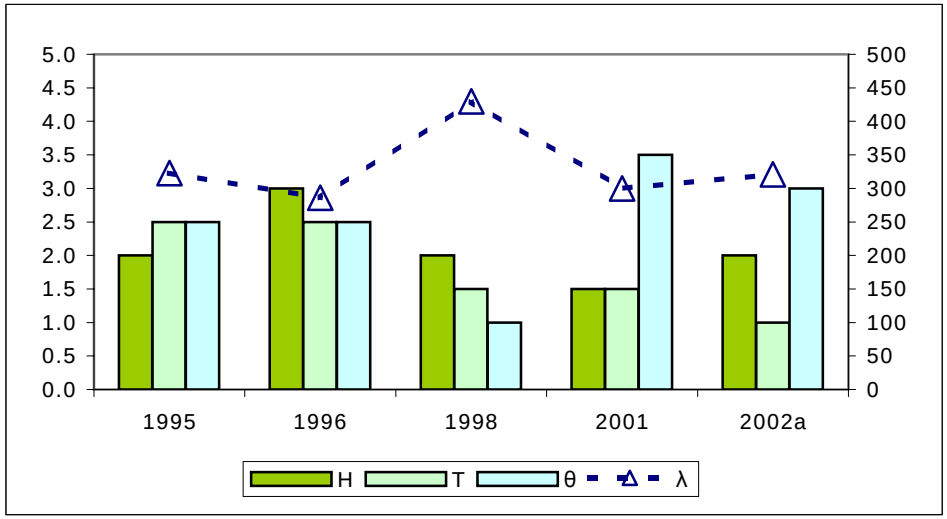
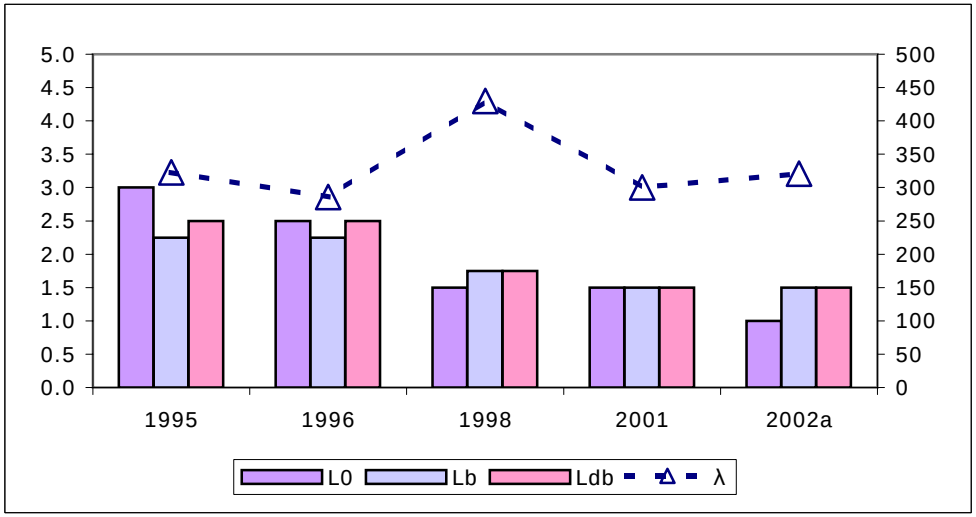
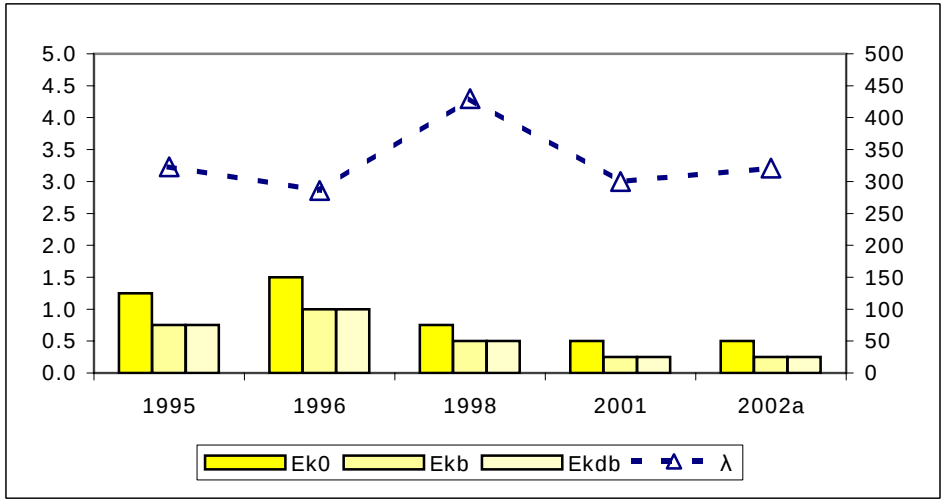


Figura E25 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 15	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	2.5	1.5	2.5	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	7	406	17														
	1995	18	323	27	2	2.5	2.5	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1996	13	286	28	3	2.5	2.5	2.5	2.25	2.5	2.5	3.5	1.5	1	1	1.5	1.75	2
	1998	9	430	21	2	1.5	1	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	18	300	23	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
	2002a	23	321	50	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	35	262	21														







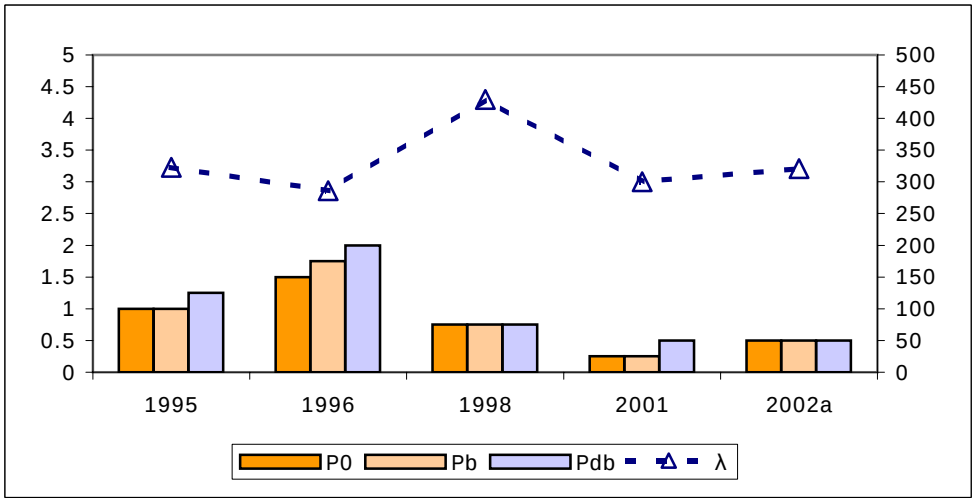


Figura E26 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Megacrescentes.

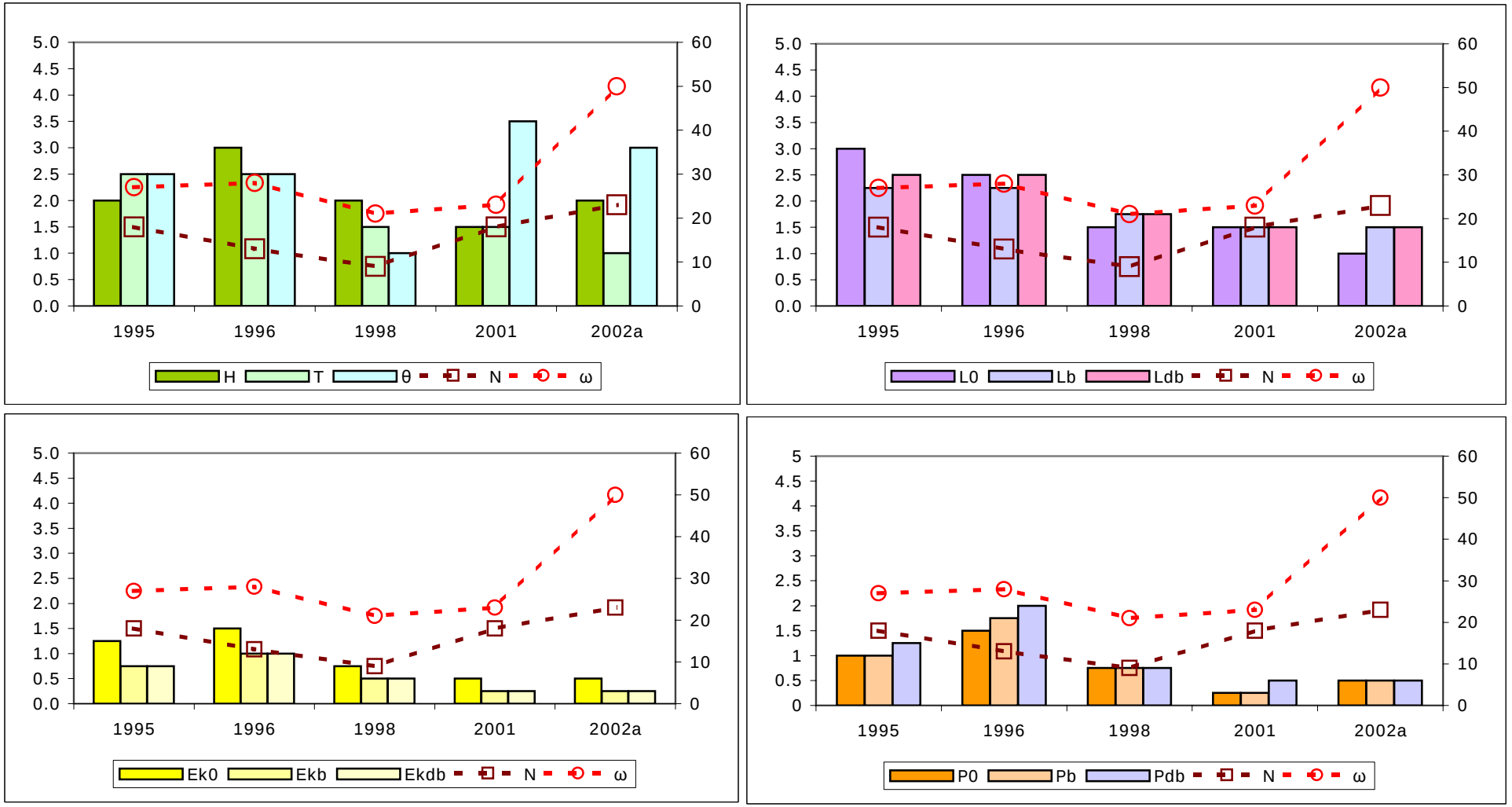
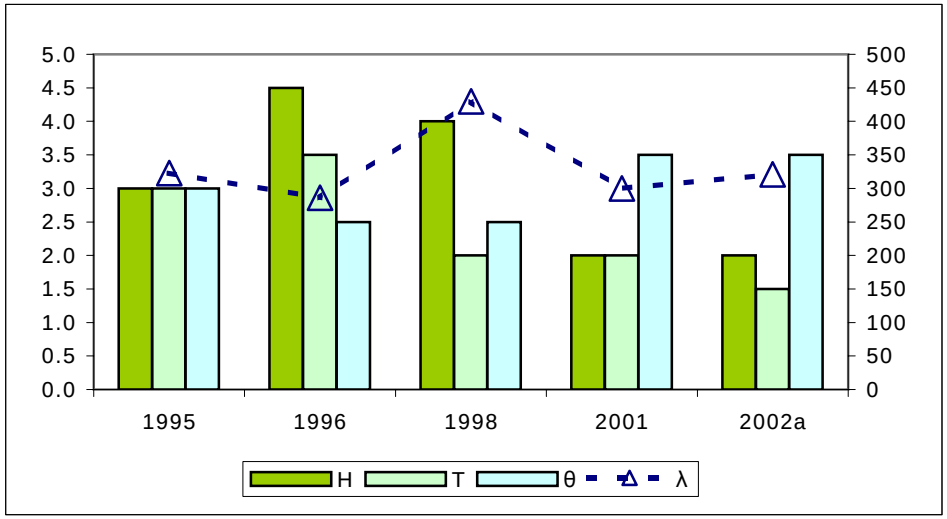
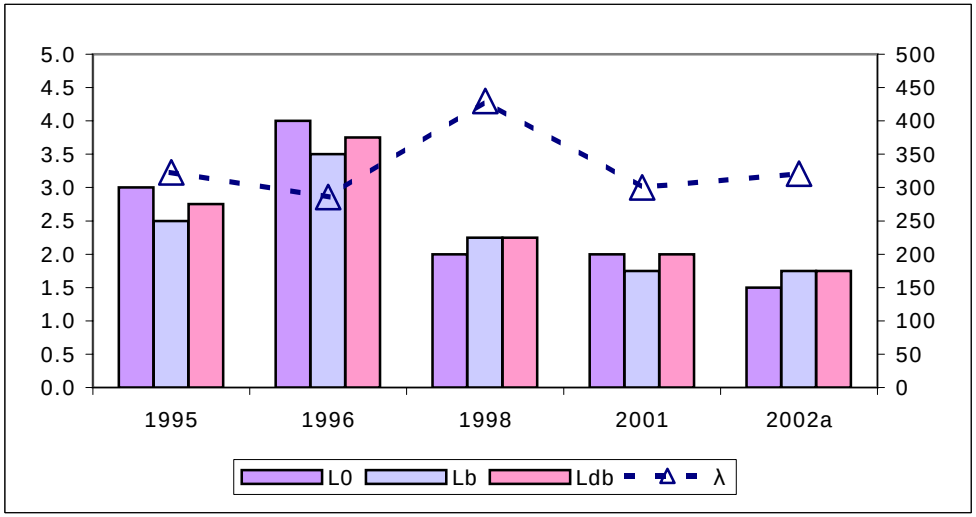
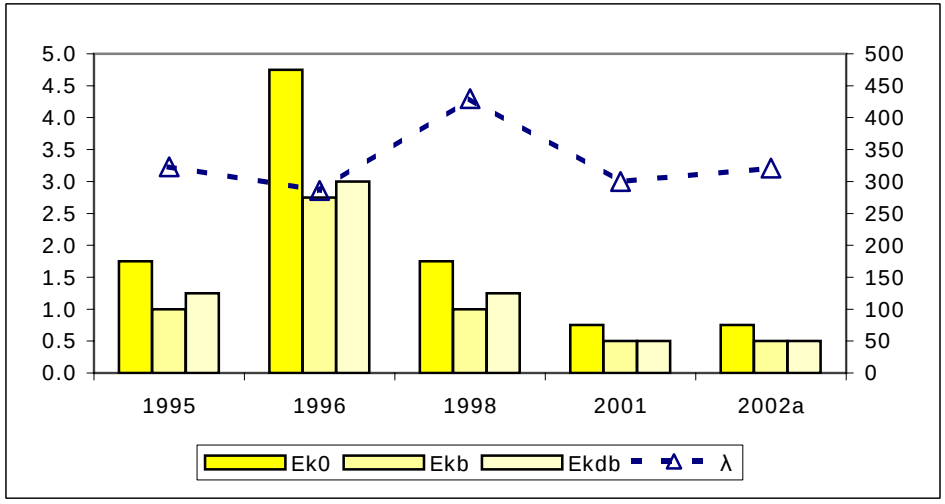


Figura E26 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 1+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	3.5	1.5	4	2.5	2.75	1	2	1.25	0.75	1	1	1	1.25
	1967	7	406	17														
	1995	18	323	27	3	3	3	3	2.5	2.75	2	2.5	1.75	1	1.25	1.5	1.75	1.75
	1996	13	286	28	4.5	3.5	2.5	4	3.5	3.75	2	3	4.75	2.75	3	3.75	4.5	4.75
	1998	9	430	21	4	2	2.5	2	2.25	2.25	3.5	4	1.75	1	1.25	1.75	2.25	2.25
	2001	18	300	23	2	2	3.5	2	1.75	2	2	3	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002a	23	321	50	2	1.5	3.5	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	35	262	21														







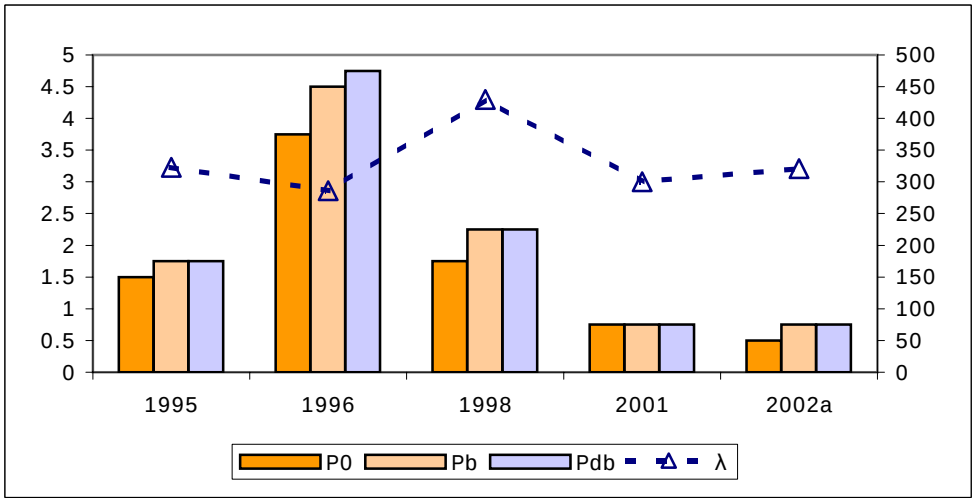


Figura E27 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Megacrescentes.

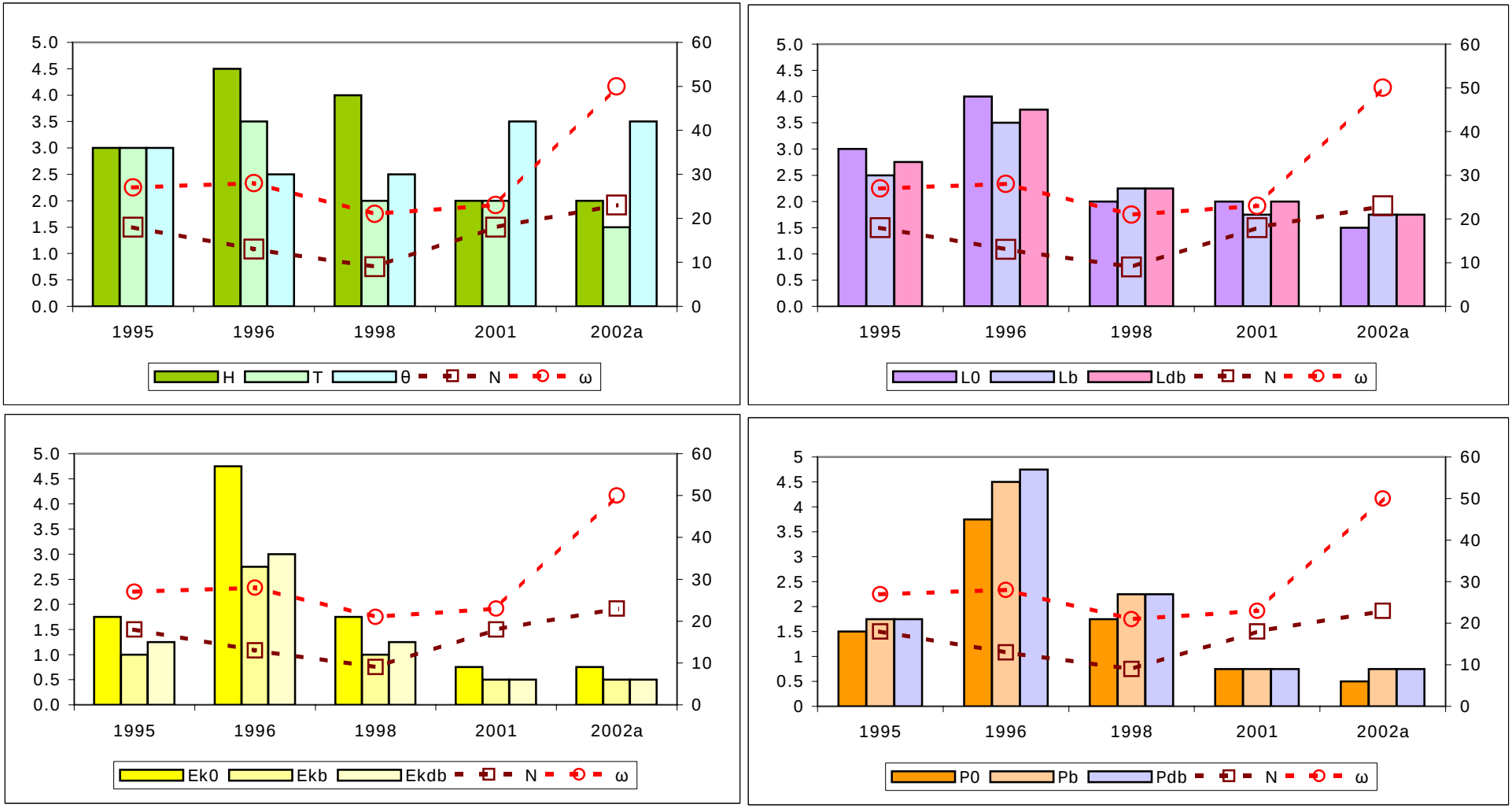
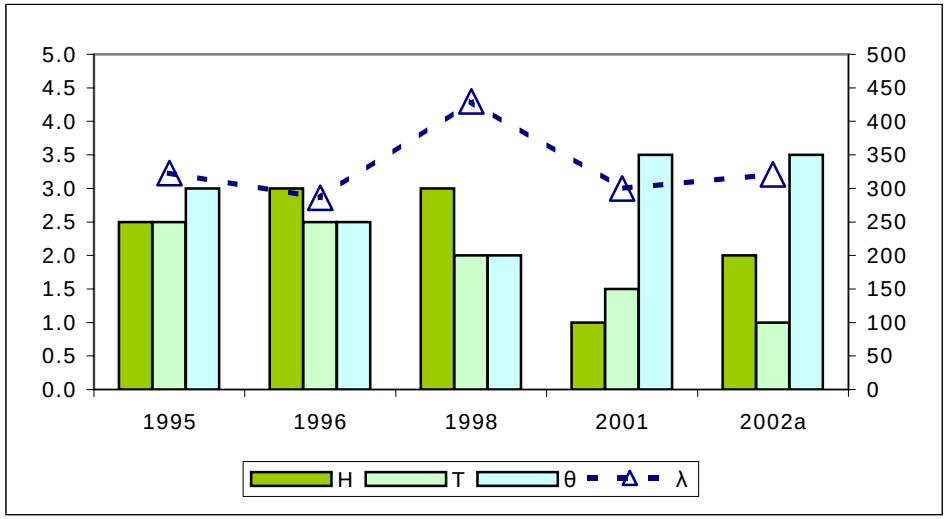
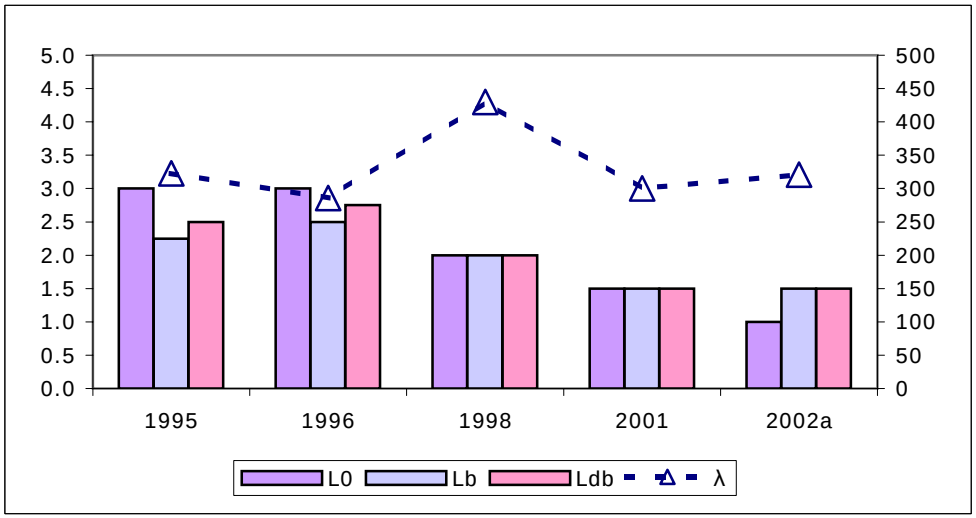
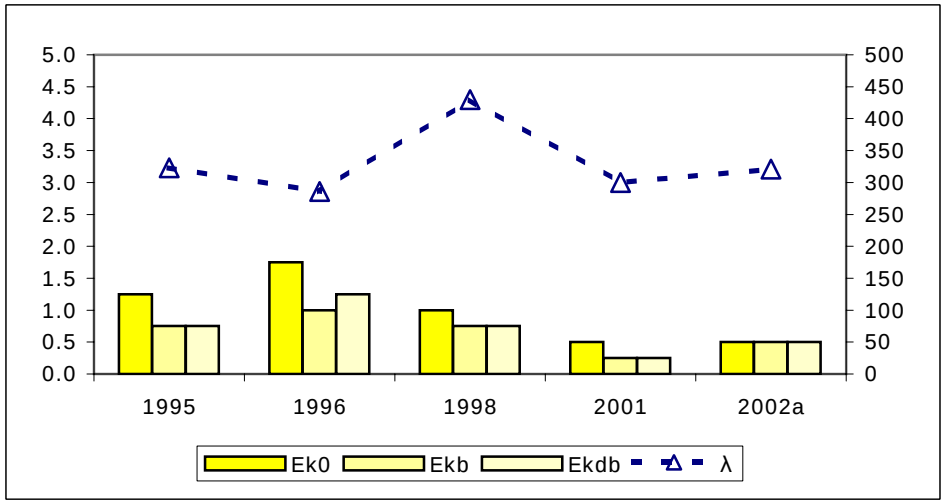


Figura E27 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 7+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2.5	3	1	3	2.25	2.5	1.5	2	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	7	406	17														
	1995	18	323	27	2.5	2.5	3	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	13	286	28	3	2.5	2.5	3	2.5	2.75	2	3	1.75	1	1.25	1.75	2	2
	1998	9	430	21	3	2	2	2	2	2	2.5	3.5	1	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	2001	18	300	23	1	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	23	321	50	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002b	35	262	21														







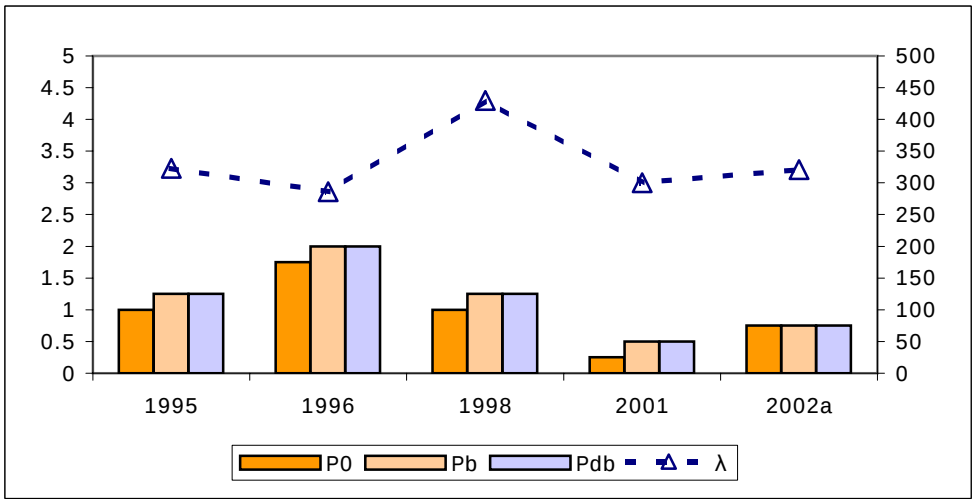


Figura E28 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrscentes.

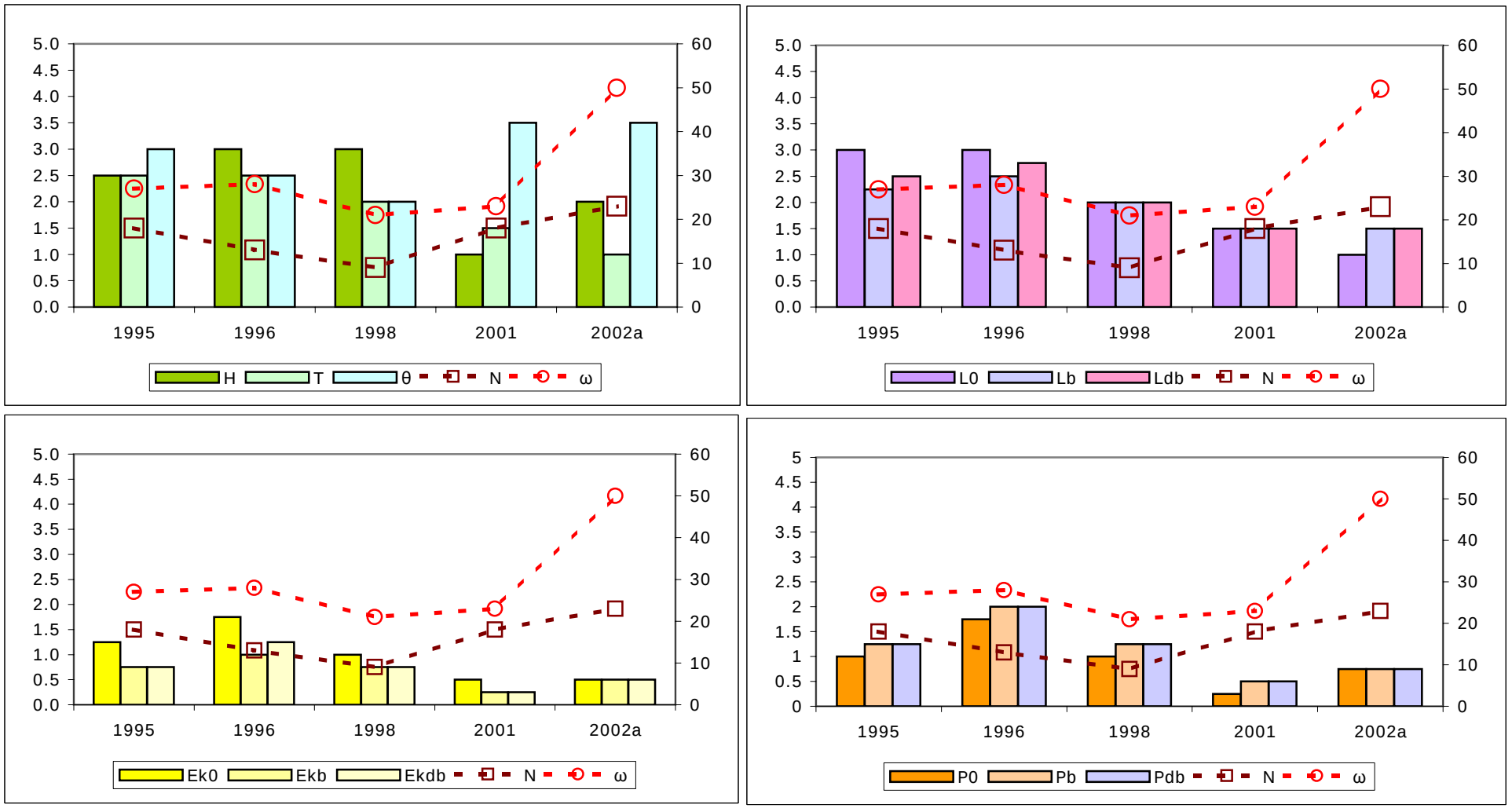
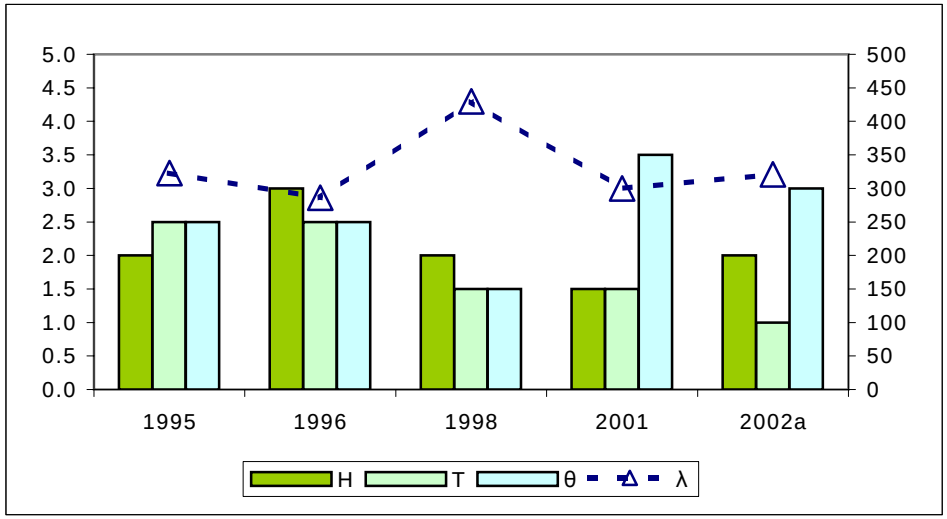
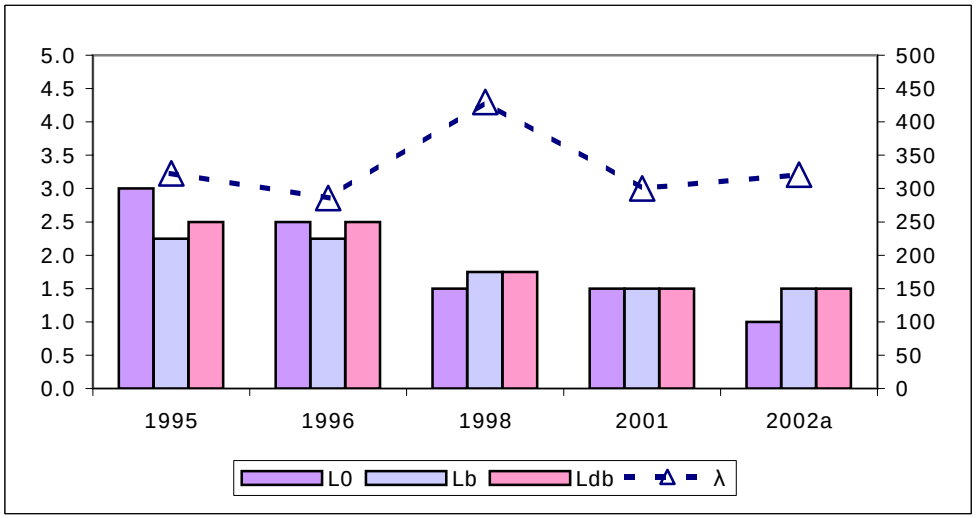
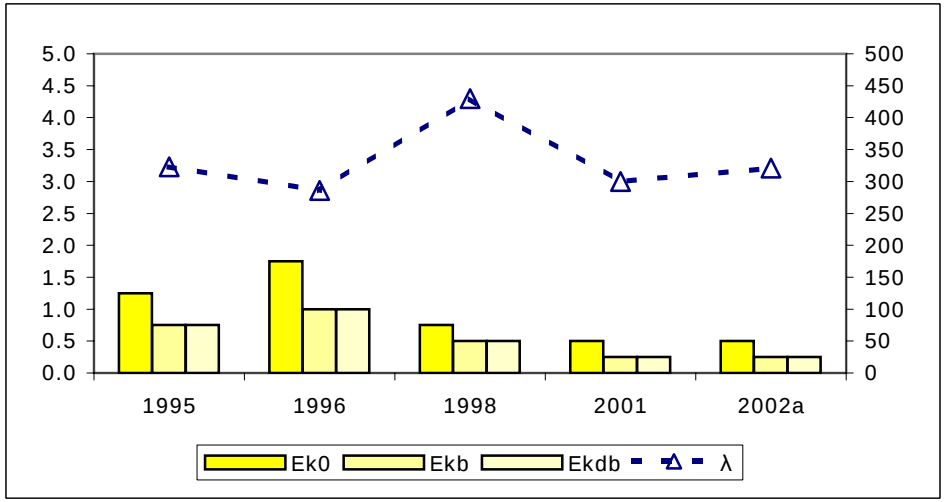


Figura E28 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 15+0	Ano	N	λ	ω	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/gT2	Hb/gT2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958				2	2.5	1.5	3	2.25	2.5	2	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1967	7	406	17														
	1995	18	323	27	2	2.5	2.5	3	2.25	2.5	1.5	2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	13	286	28	3	2.5	2.5	2.5	2.25	2.5	2.5	3	1.75	1	1	1.5	1.75	2
	1998	9	430	21	2	1.5	1.5	1.5	1.75	1.75	3	3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	18	300	23	1.5	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	23	321	50	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	35	262	21														







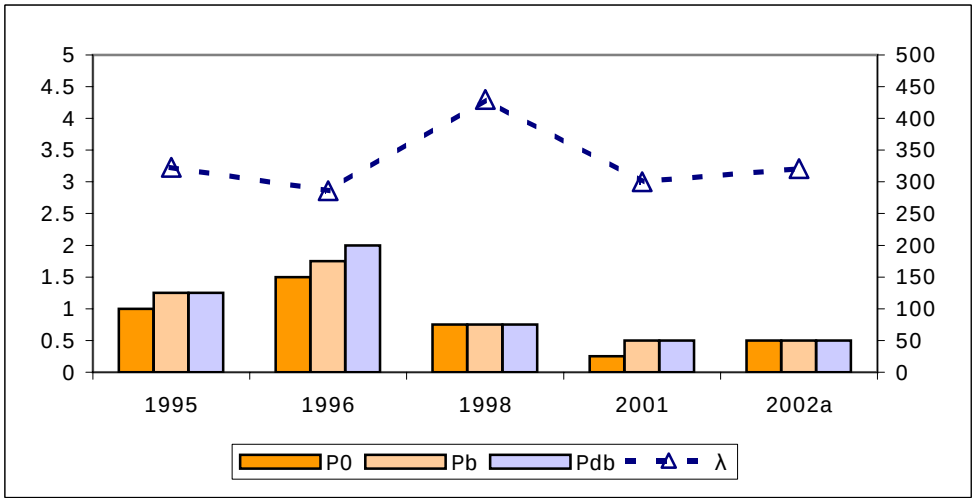


Figura E29 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Megacrescentes.

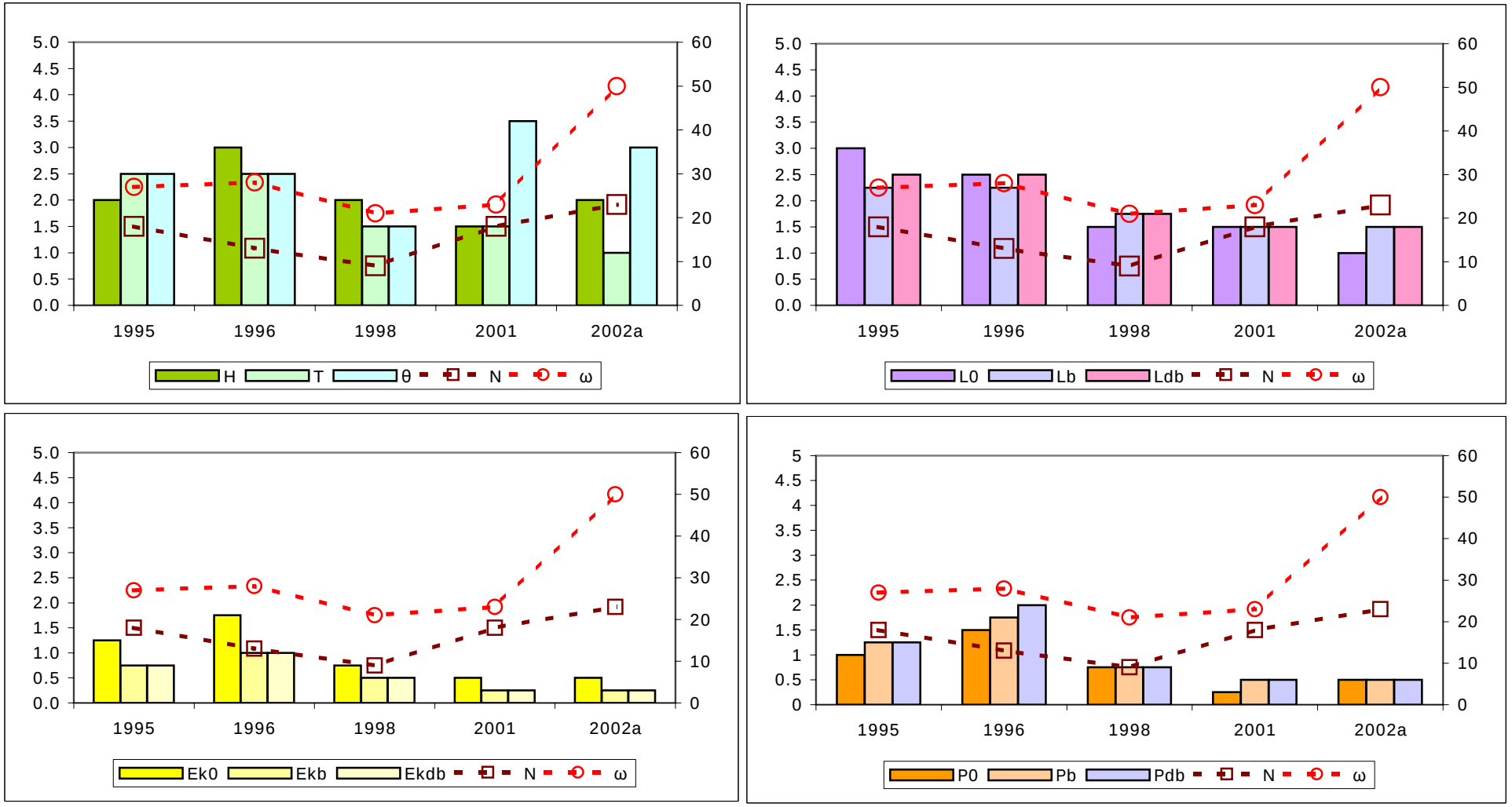
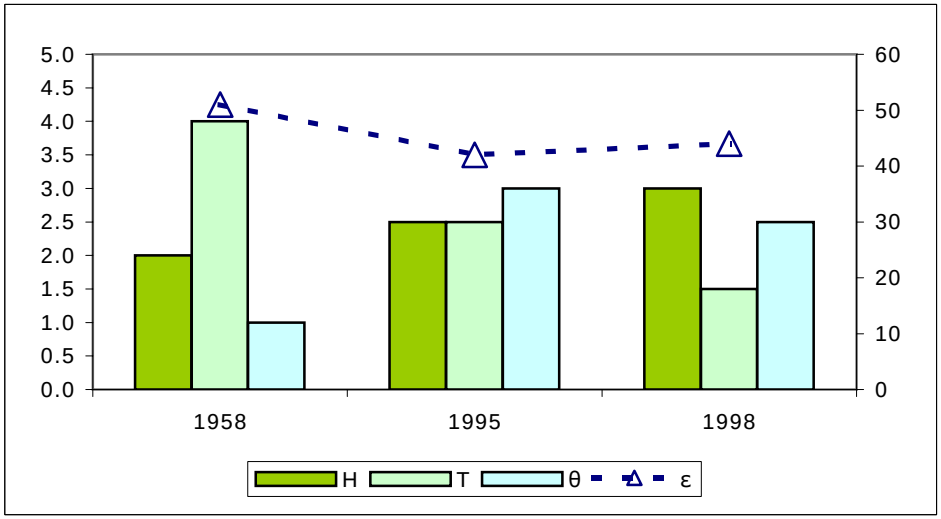
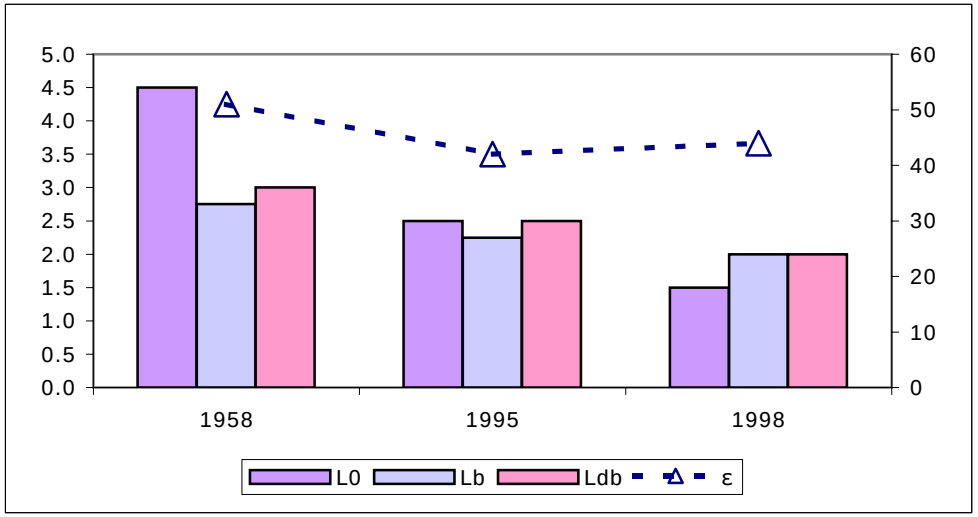
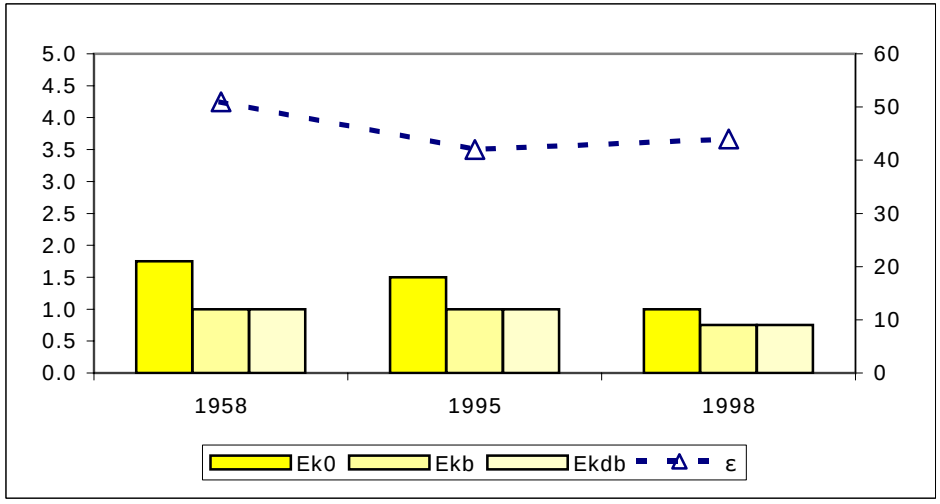


Figura E29 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Megacrescentes (cont.).

Dia 0	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb	Plb	Pldb	LRET	LRE2
	1958	56	51	2	4	1	4.5	2.8	3	1		1	1.75	1	1	1.25	1.25	1.5	1.5	2	0.5	2.5
	1967	87	41	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND		ND	ND	ND						0.5	2.5
	1995	19	42	3	2.5	3	2.5	2.3	2.5	2	2		1.5	1	1	1.25	1.5	1.5	2.5	3	2	2
	1996	NI		4	3.5	2.5	3.5	3	3.25	2	2		3.25	2	2	3	3.25	3.5	3.5	4	5	4
	1998	74	44	3	1.5	2.5	1.5	2	2	3	3		1	0.75	0.75	1.25	1.25	1.5	3	3	5	3
	2001	NI		3	2.5	3.5	2.5	2.3	2.25	2	2		1.25	0.75	0.75	1.25	1.25	1.25	3.5	3.5	2.5	2.5
	2002a	NI		2	1.5	3.5	2	1.8	2	2.5	2.5		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	1	1.5	2	4	4
	2002b	9	37	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	4	3







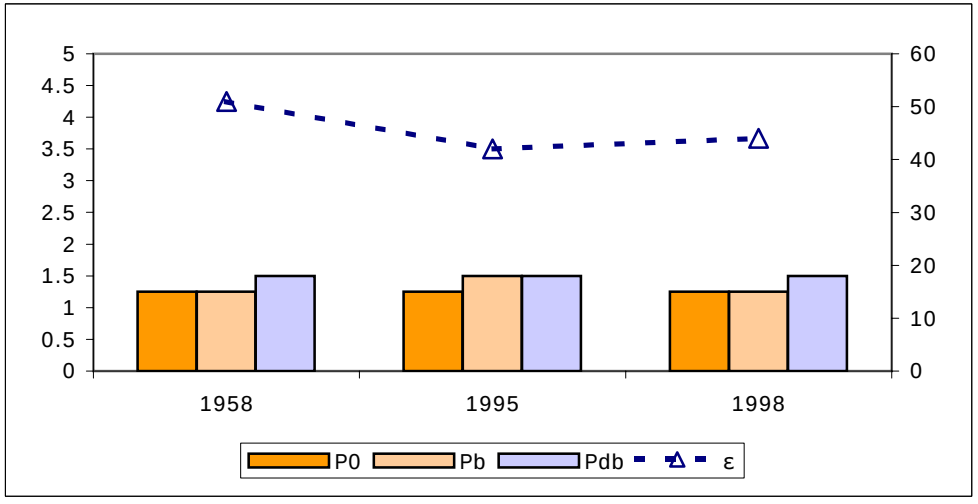


Figura E2 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Miniretornos.

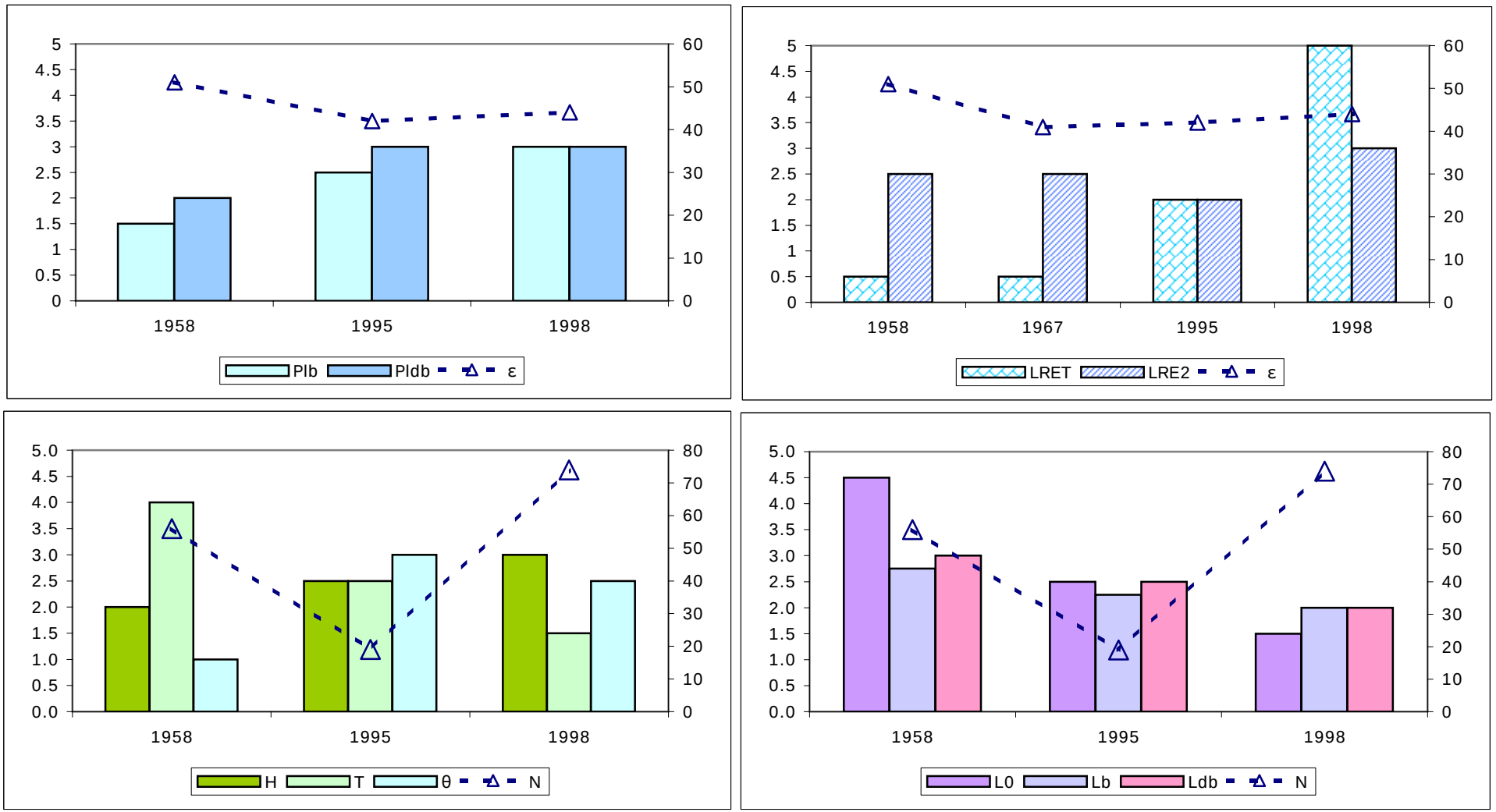


Figura E2 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

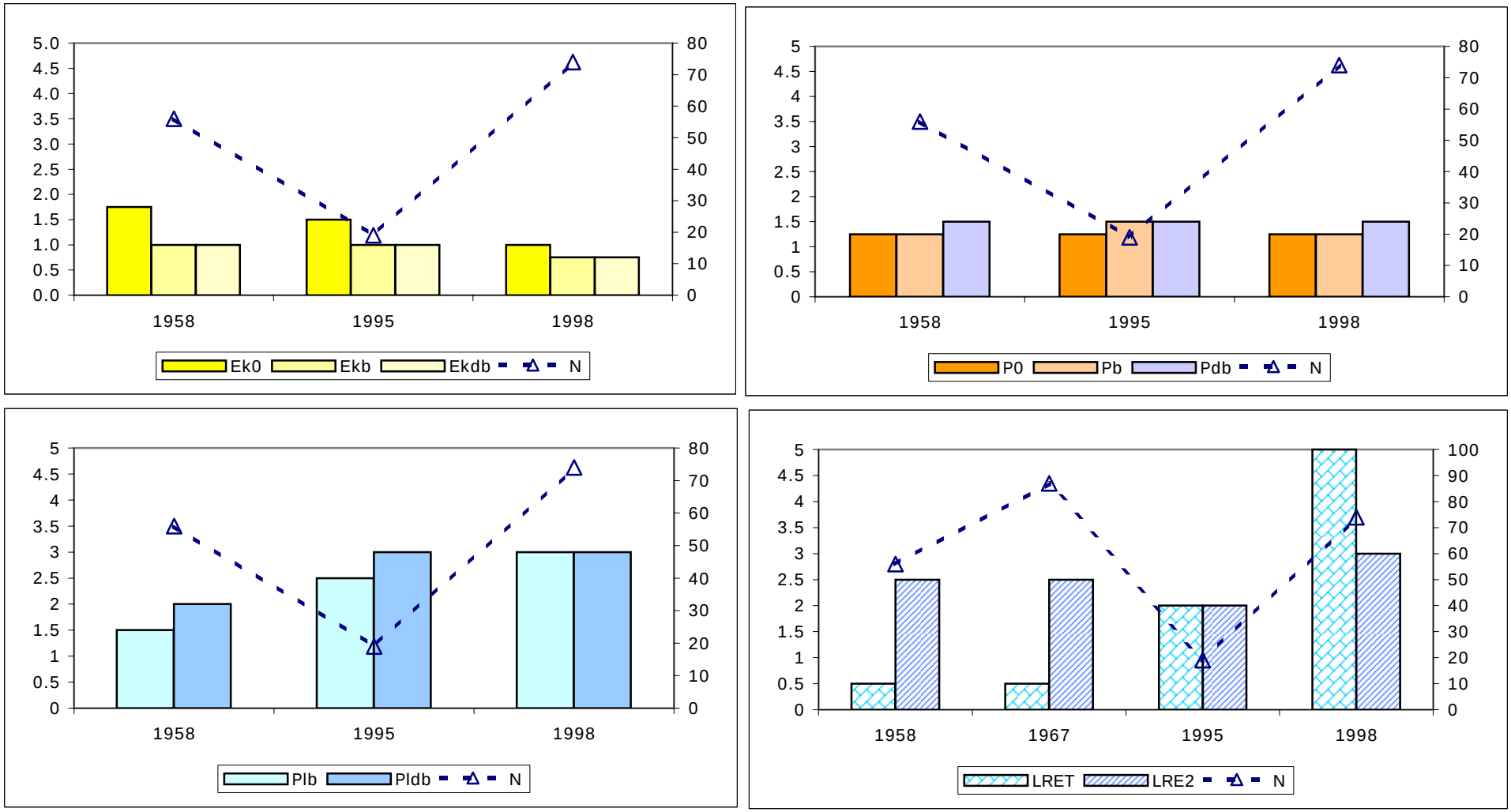
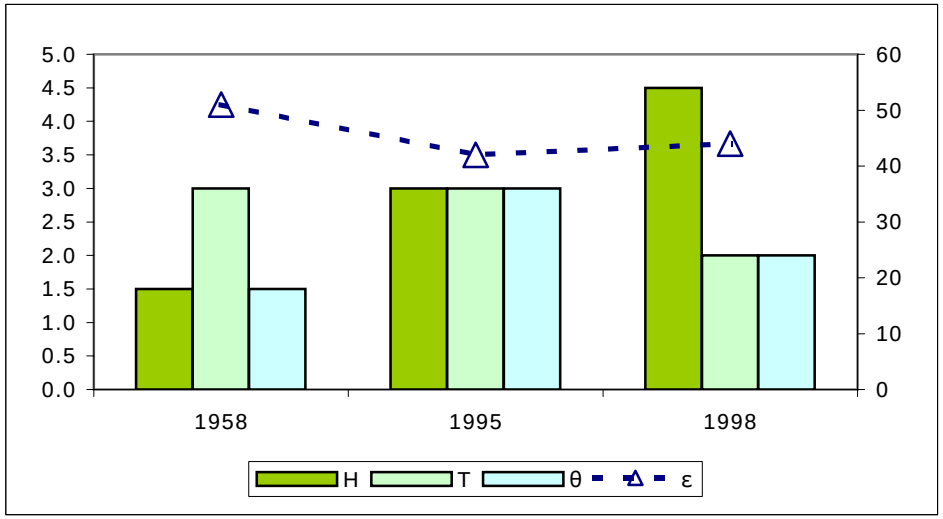
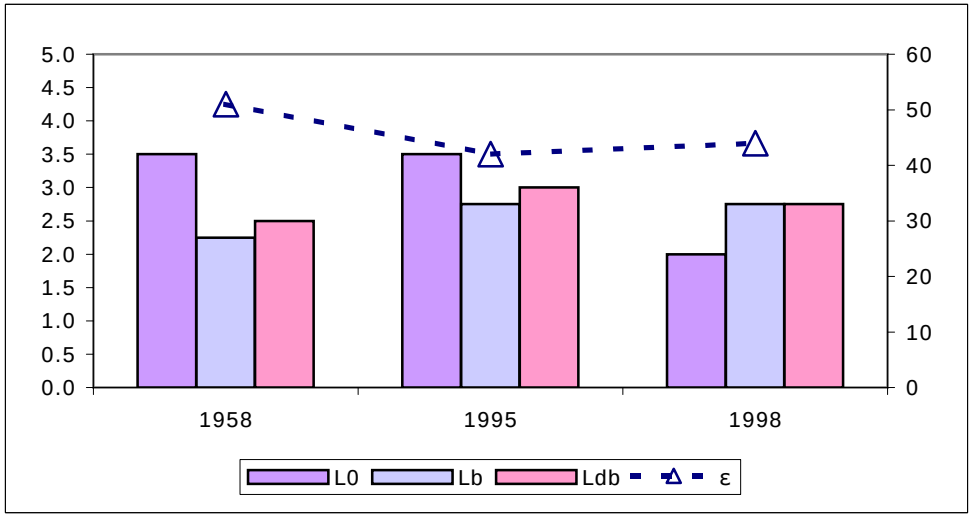
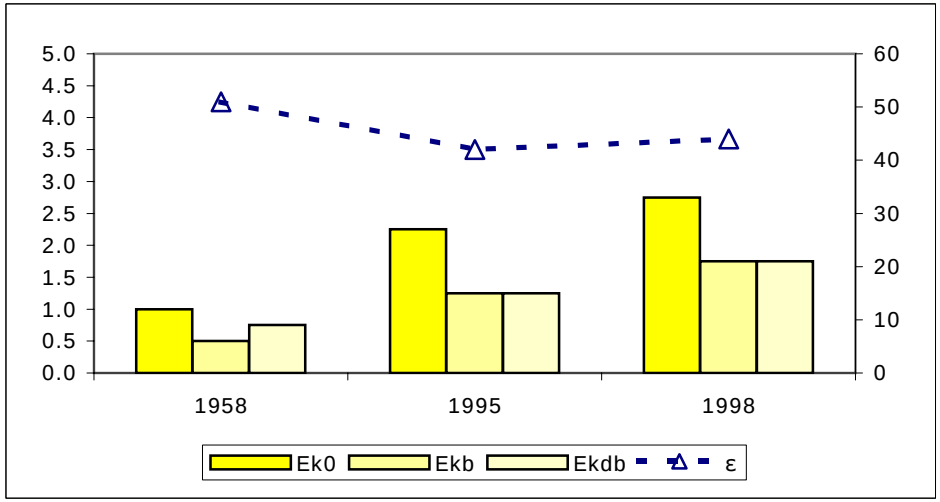


Figura E2 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 1	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	56	51	2	3	1.5	3.5	2.3	2.5	1.5		1.5	1	0.5	0.75	0.75	0.25	0.25
	1967	87	41															
	1995	19	42	3	3	3	3.5	2.8	3	2		2.5	2.25	1.25	1.25	1.75	1	1
	1996	NI		5	4	2	4.5	3.8	4	2		4	5	3.75	4	5	2.5	2.75
	1998	74	44	5	2	2	2	2.8	2.75	3.5		3	2.75	1.75	1.75	2.75	1.75	2
	2001	NI		2	1.5	3.5	1.5	1.5	1.75	2		4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.25	0.25
	2002a	NI		2	1	3	1.5	1.5	1.5	3.5		4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	2002b	9	37	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND







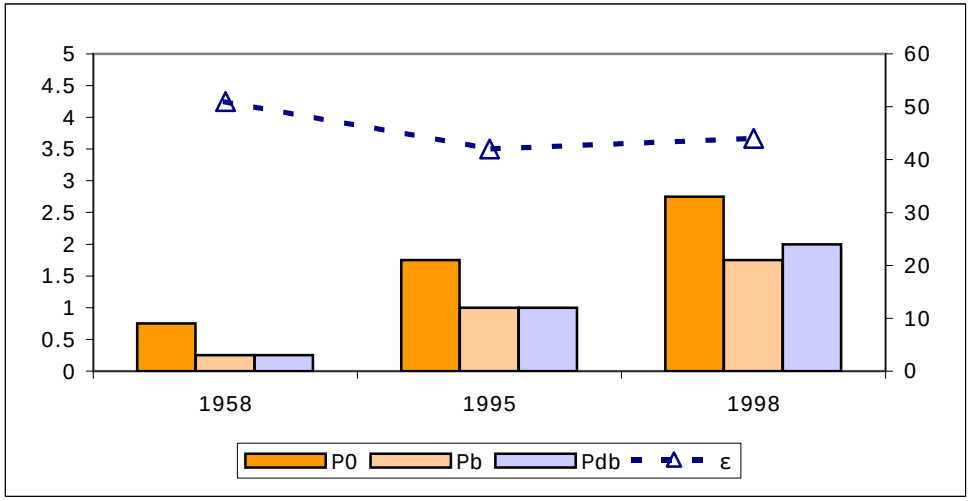


Figura E3 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos.

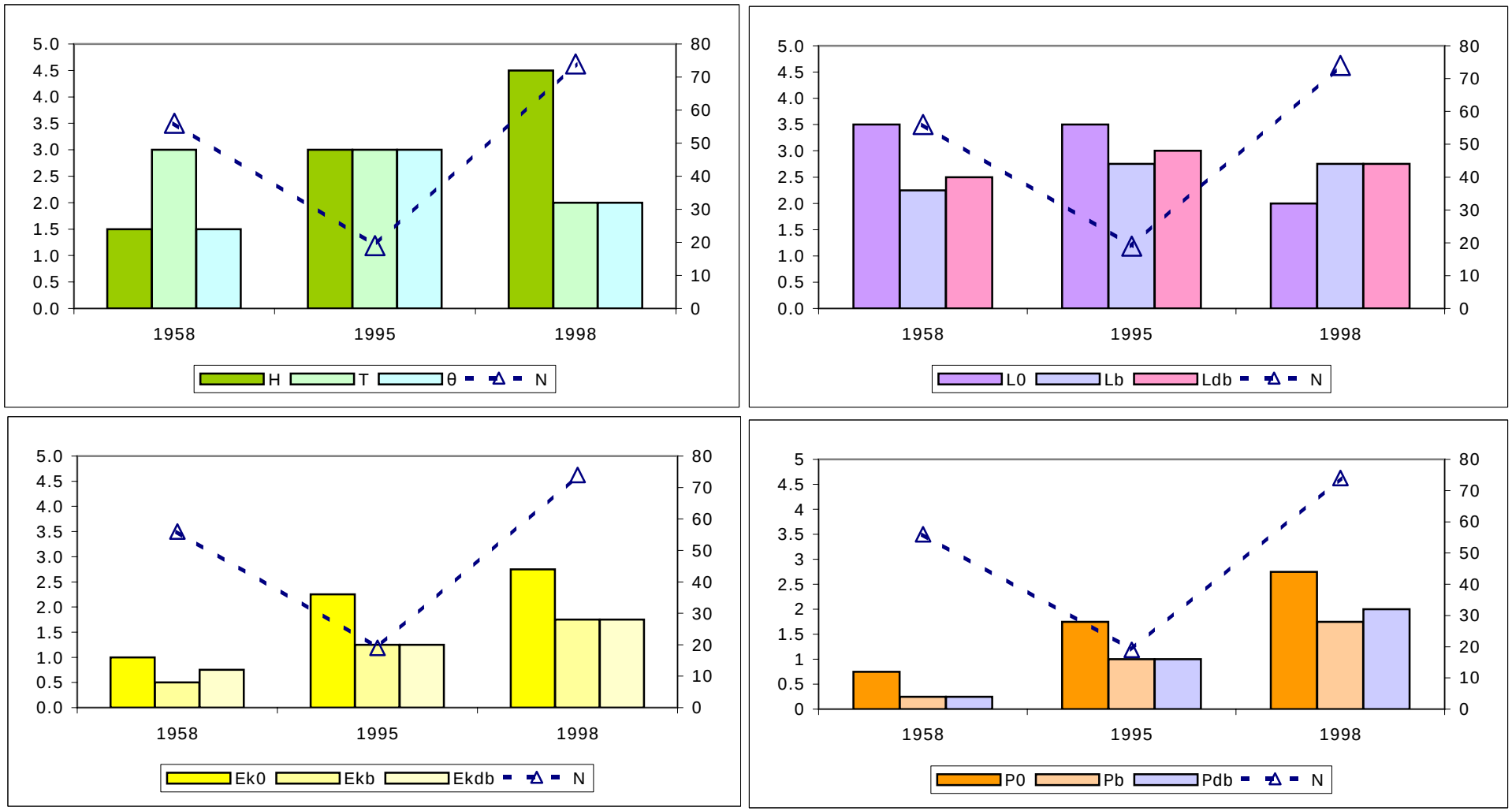
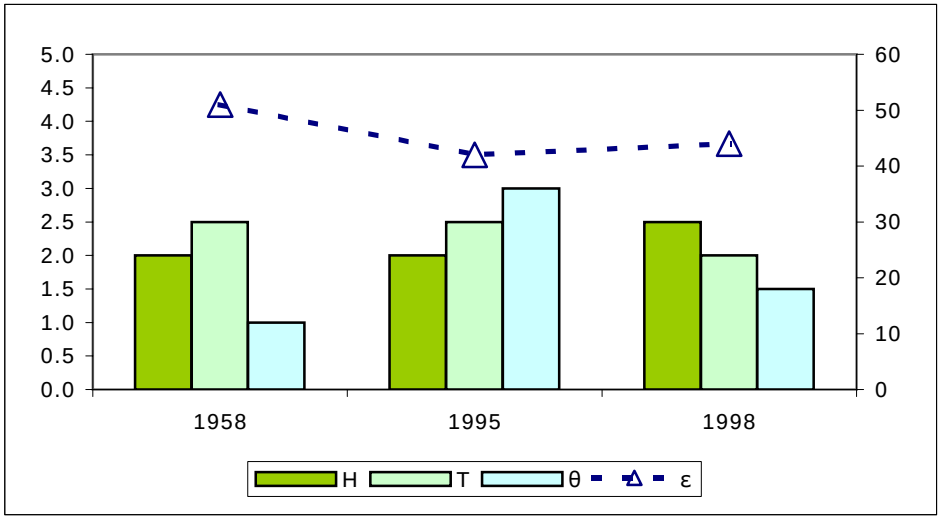
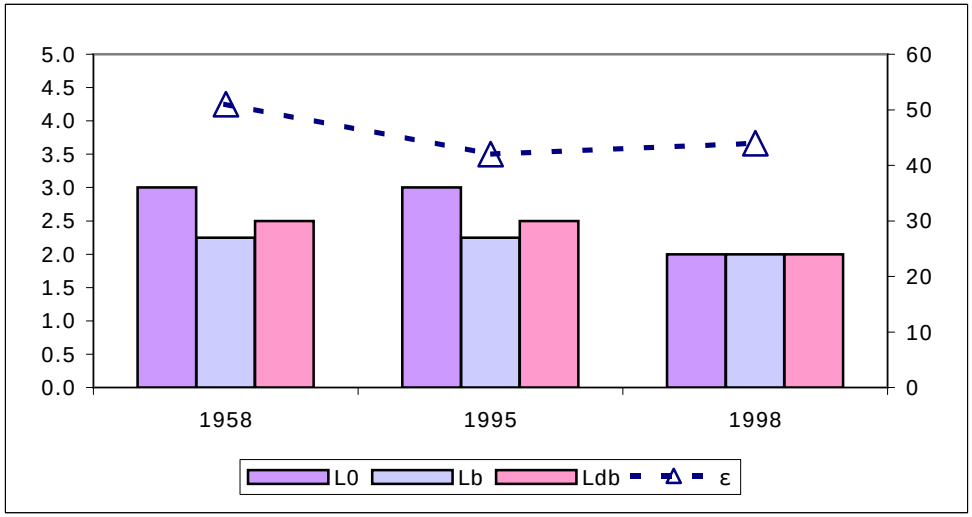
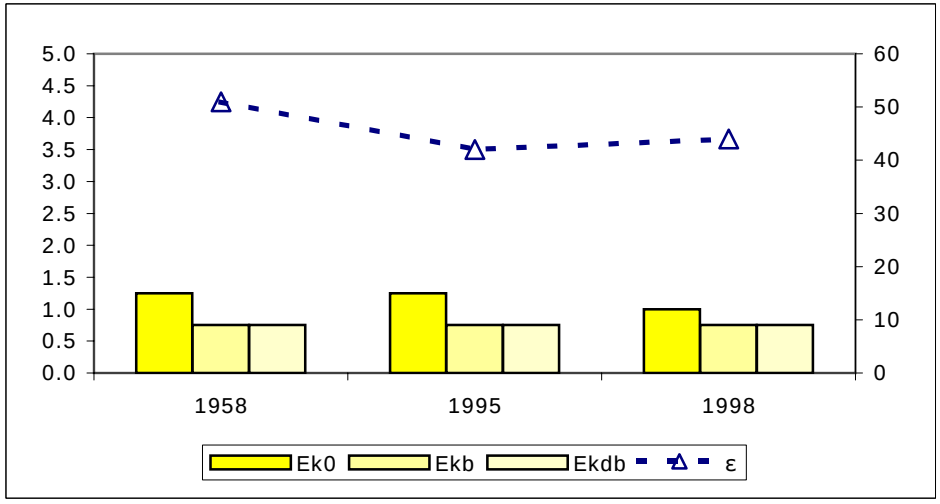


Figura E3 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 7	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	56	51	2	2.5	1	3	2.3	2.5	1.5		2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	87	41															
	1995	19	42	2	2.5	3	3	2.3	2.5	2		2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	NI		3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2		3	1.75	1	1.25	1.5	1.75	2
	1998	74	44	3	2	1.5	2	2	2	2.5		3.5	1	0.75	0.75	1	1	1.25
	2001	NI		1	1.5	3	1.5	1.5	1.5	2		3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
	2002a	NI		2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5		4.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	9	37	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND







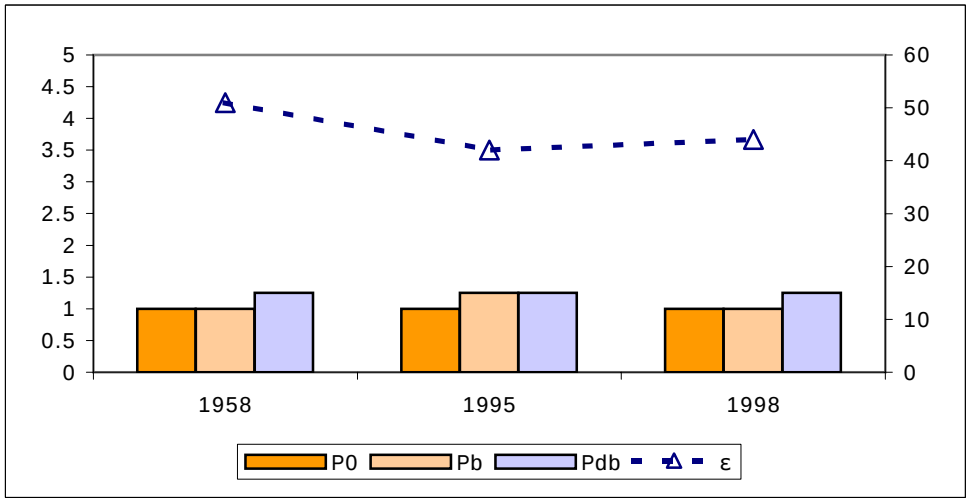


Figura E4 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos.

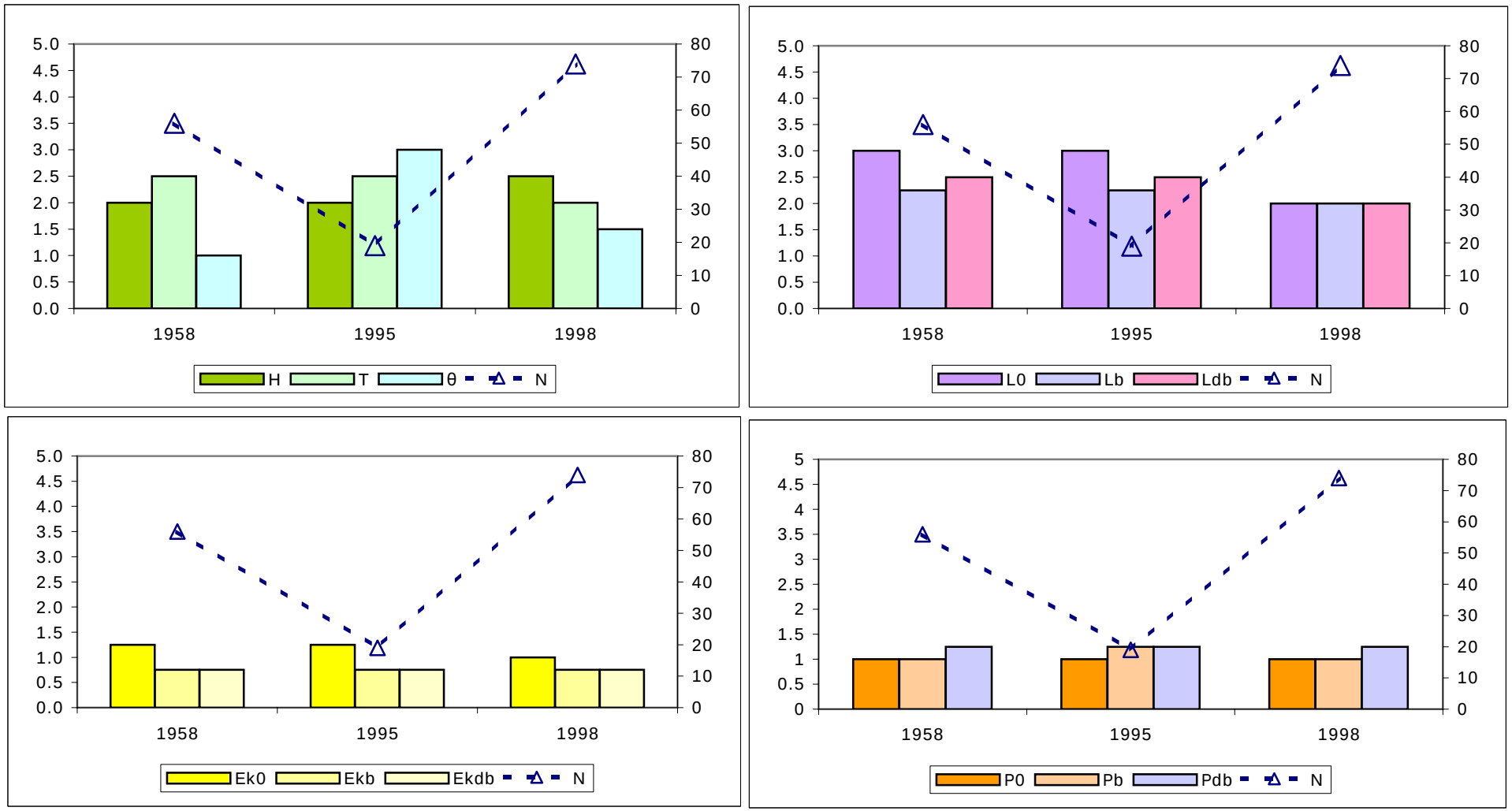
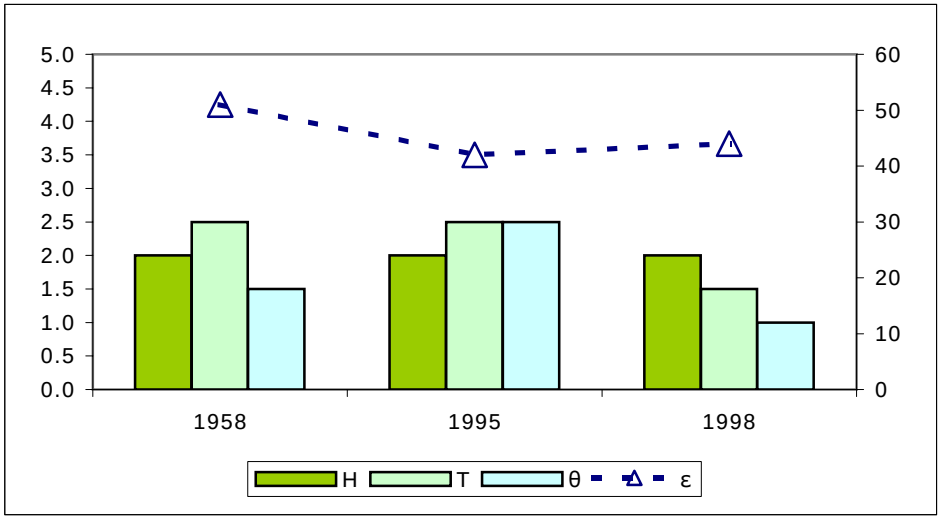
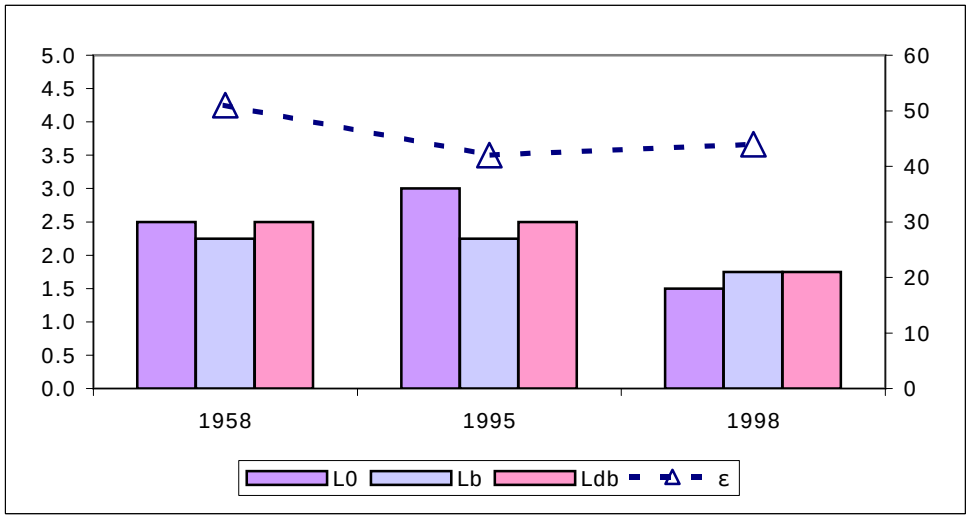
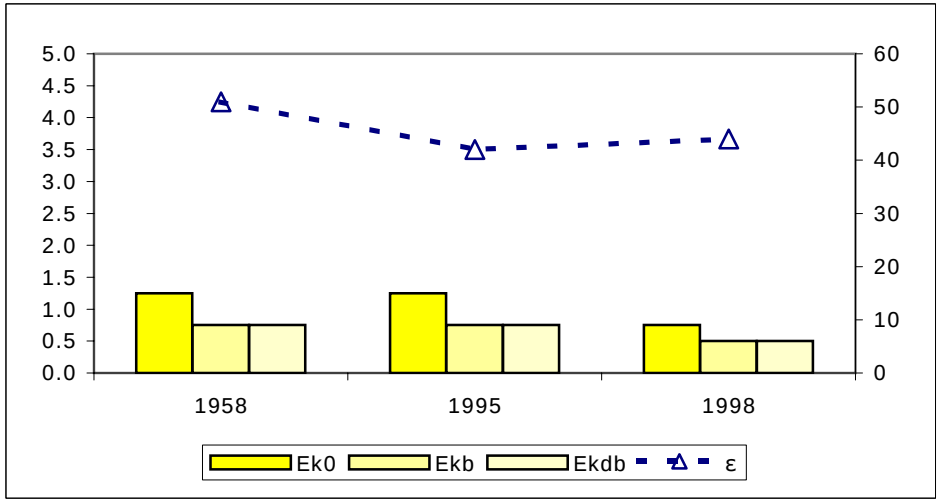


Figura E4 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 15	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	56	51	2	2.5	1.5	2.5	2.3	2.5	2	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	87	41															
	1995	19	42	2	2.5	2.5	3	2.3	2.5	1.5	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1996	NI		3	2.5	2.5	2.5	2.3	2.5	2.5	3.5		1.5	1	1	1.5	1.75	2
	1998	74	44	2	1.5	1	1.5	1.8	1.75	3	3.5		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	NI		2	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3		0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
	2002a	NI		2	1	3	1	1.5	1.5	3	4		0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	9	37															







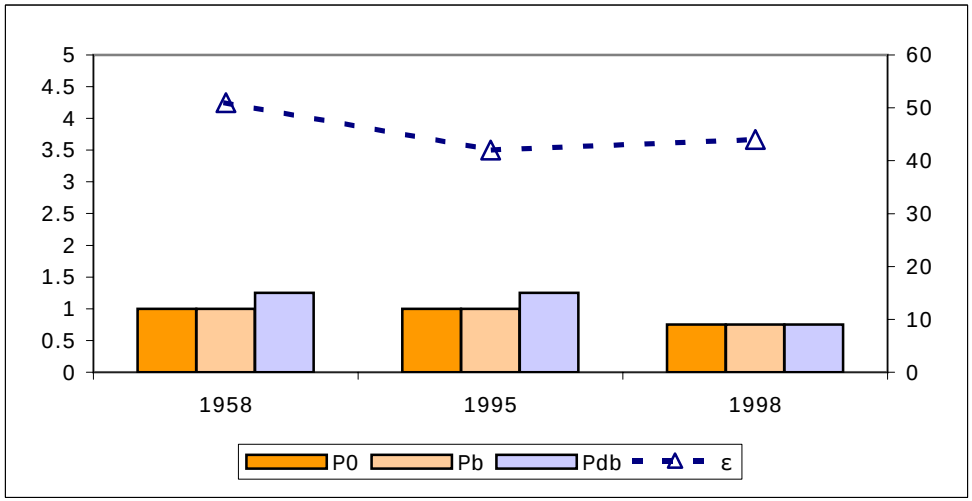


Figura E5 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos.

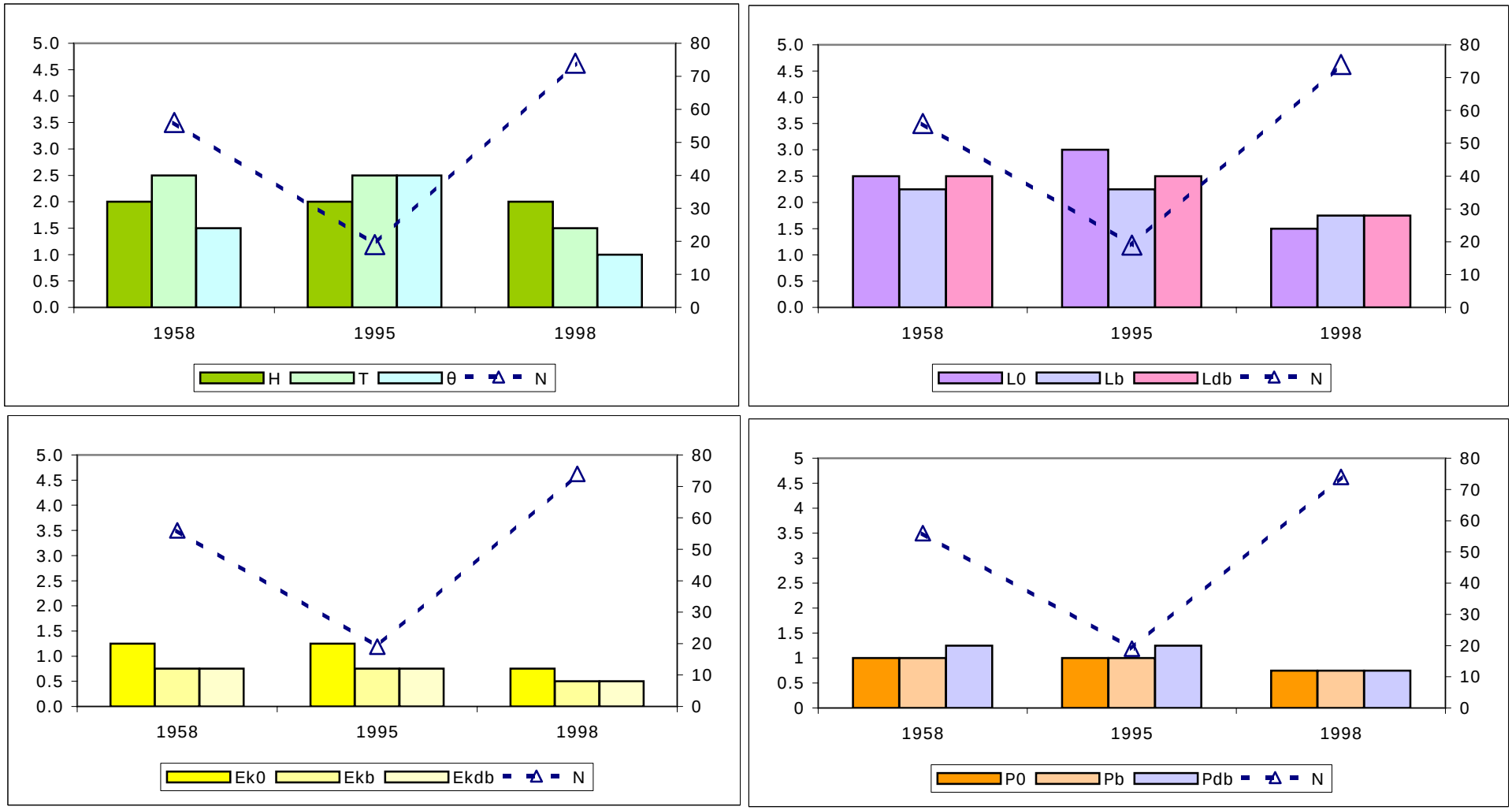
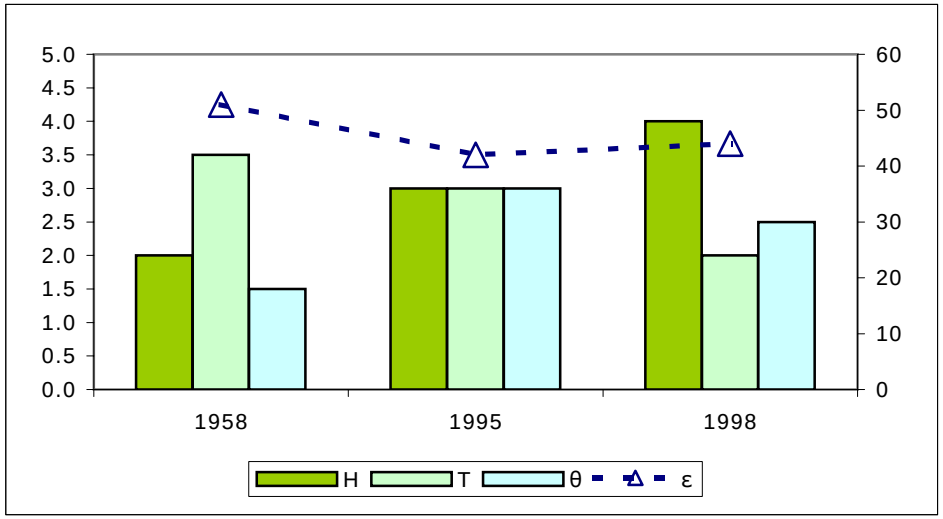
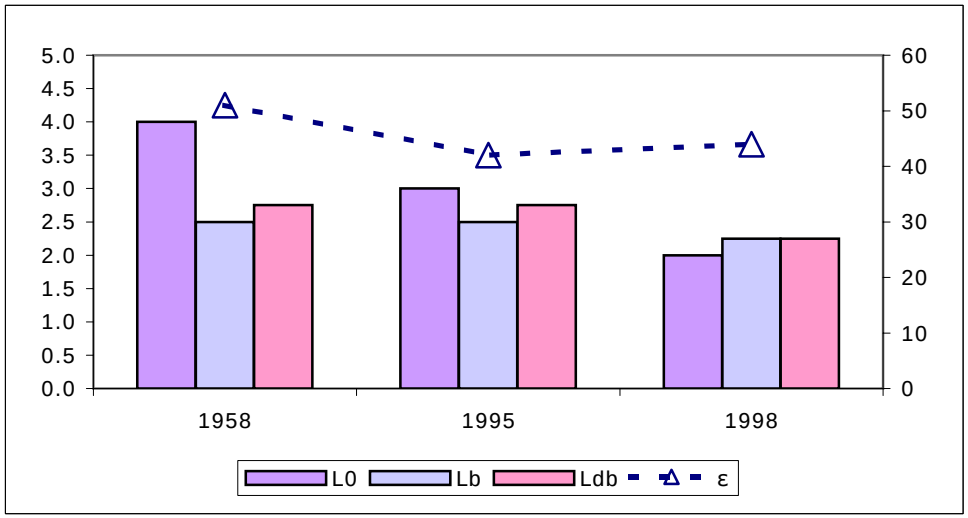
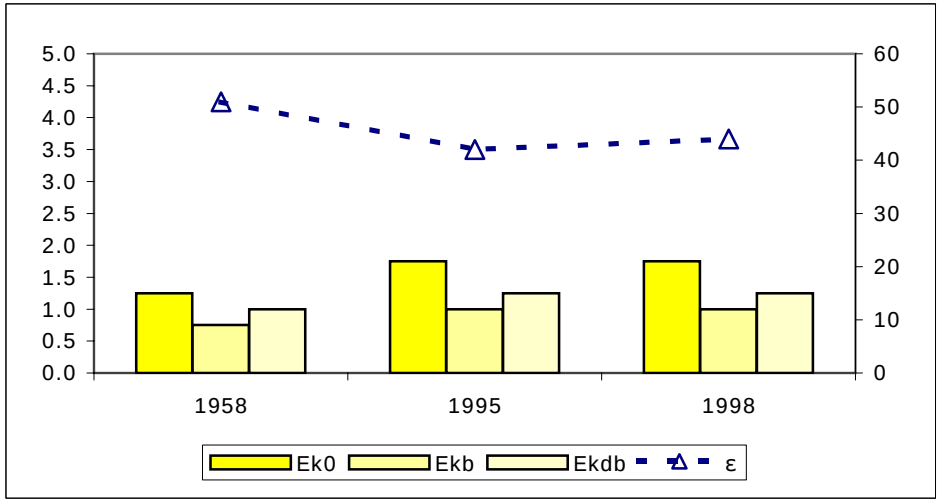


Figura E5 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 1+0	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	56	51	2	3.5	1.5	4	2.5	2.75	1	2		1.25	0.75	1	1	1	1.25
	1967	87	41															
	1995	19	42	3	3	3	3	2.5	2.75	2	2.5		1.75	1	1.25	1.5	1.75	1.75
	1996	NI		5	3.5	2.5	4	3.5	3.75	2	3		4.75	2.75	3	3.75	4.5	4.75
	1998	74	44	4	2	2.5	2	2.3	2.25	3.5	4		1.75	1	1.25	1.75	2.25	2.25
	2001	NI		2	2	3.5	2	1.8	2	2	3		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002a	NI		2	1.5	3.5	1.5	1.8	1.75	3	3.5		0.75	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	9	37															







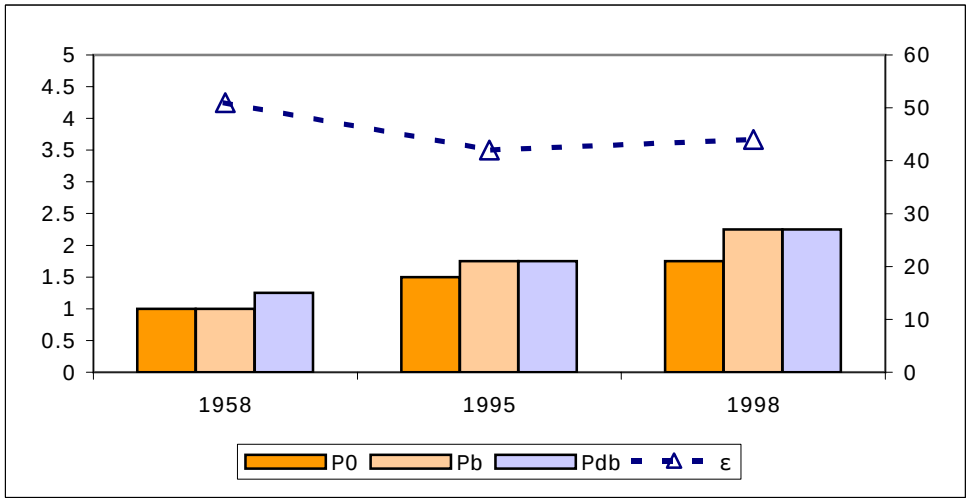


Figura E6 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos.

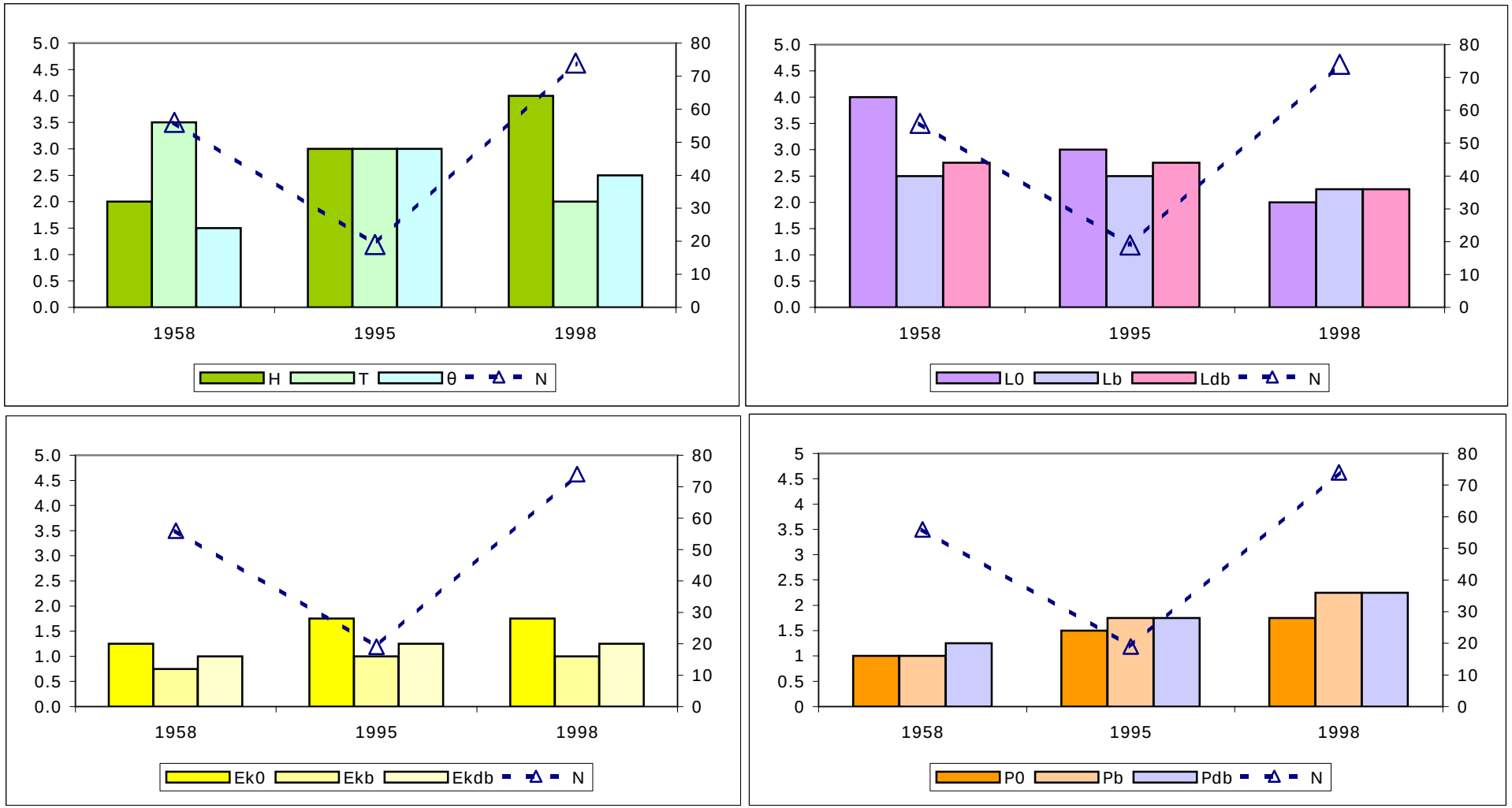
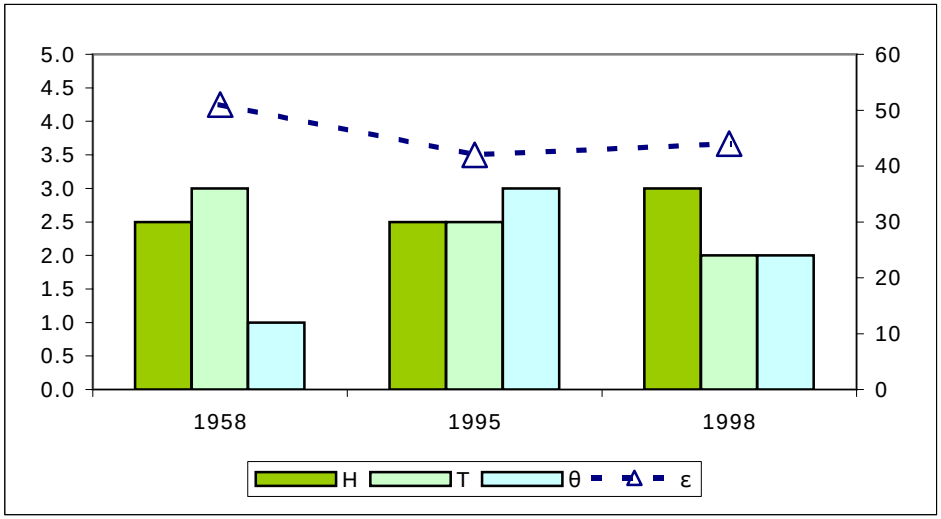
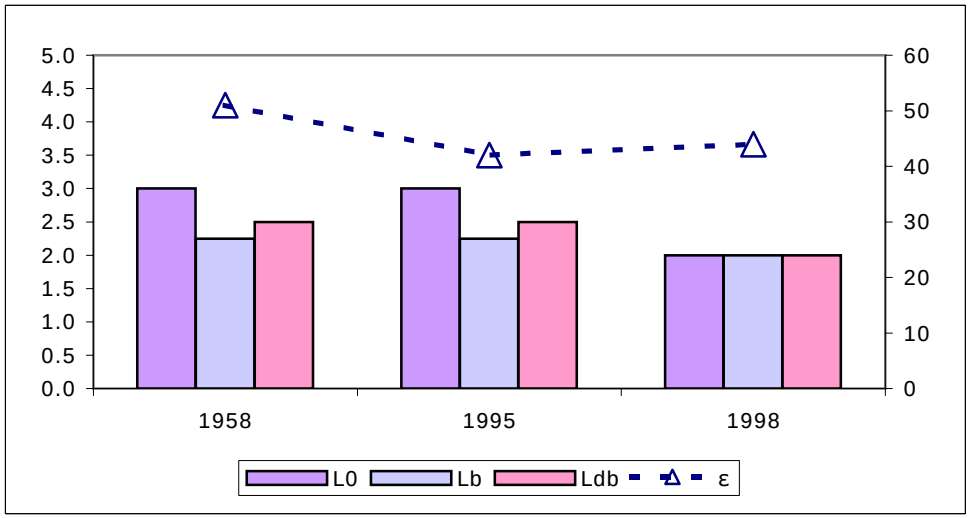
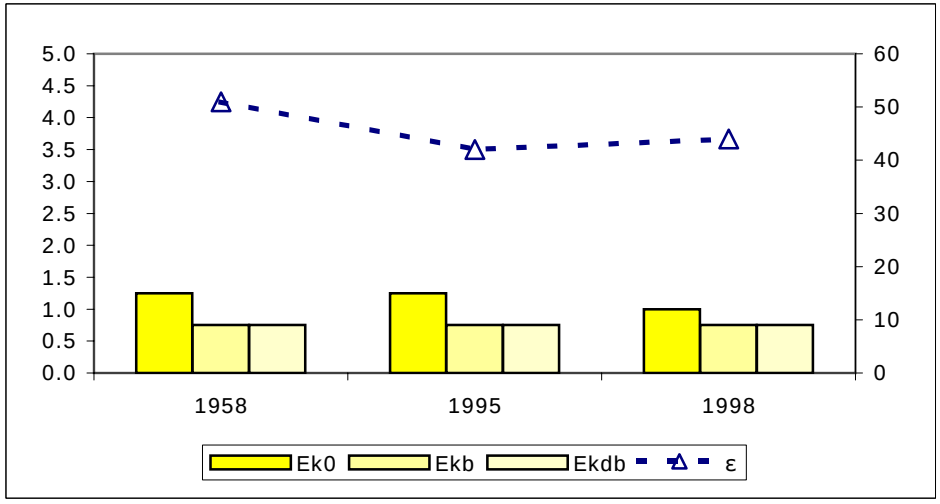


Figura E6 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 7+0	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	56	51	3	3	1	3	2.3	2.5	1.5		2	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	87	41															
	1995	19	42	3	2.5	3	3	2.3	2.5	2		2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	NI		3	2.5	2.5	3	2.5	2.75	2		3	1.75	1	1.25	1.75	2	2
	1998	74	44	3	2	2	2	2	2	2.5		3.5	1	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	2001	NI		1	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2		3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	NI		2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5		4	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002b	9	37															







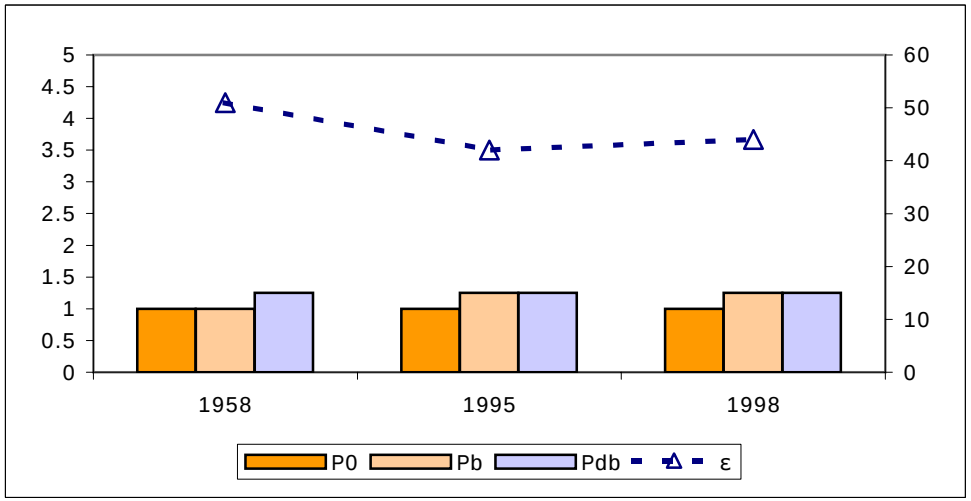


Figura E7 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos.

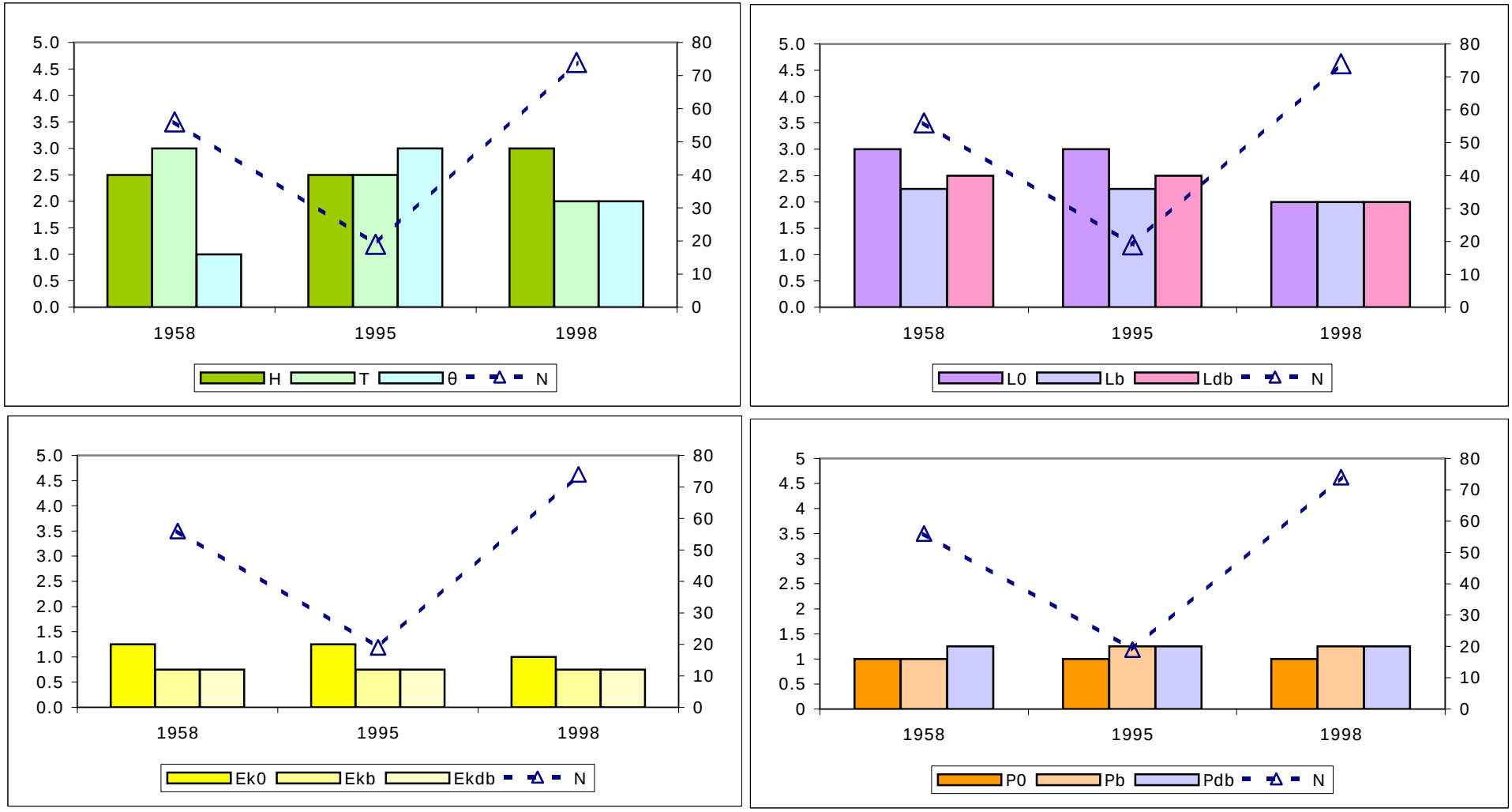
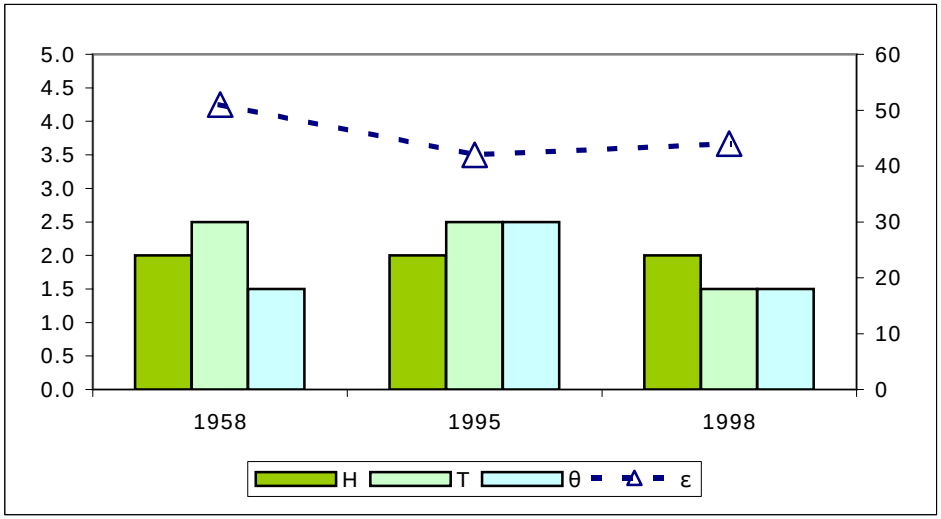
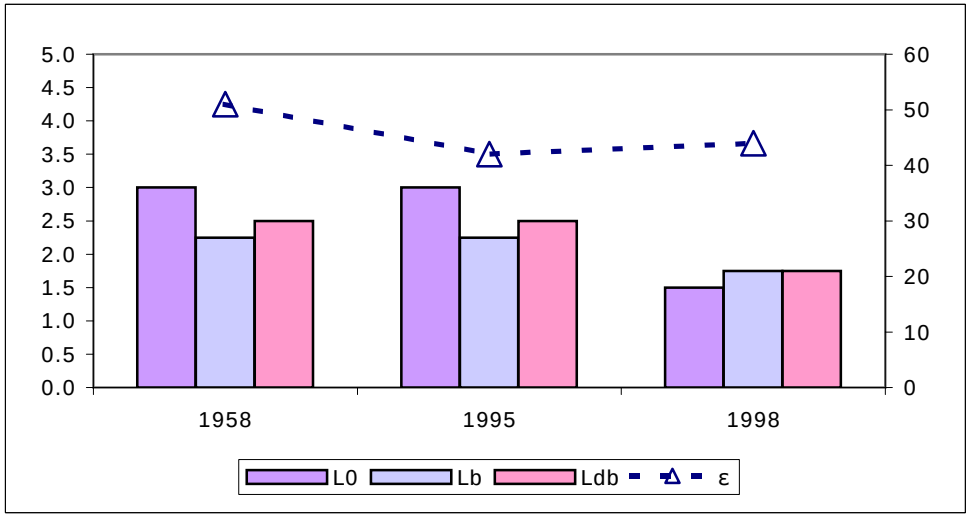
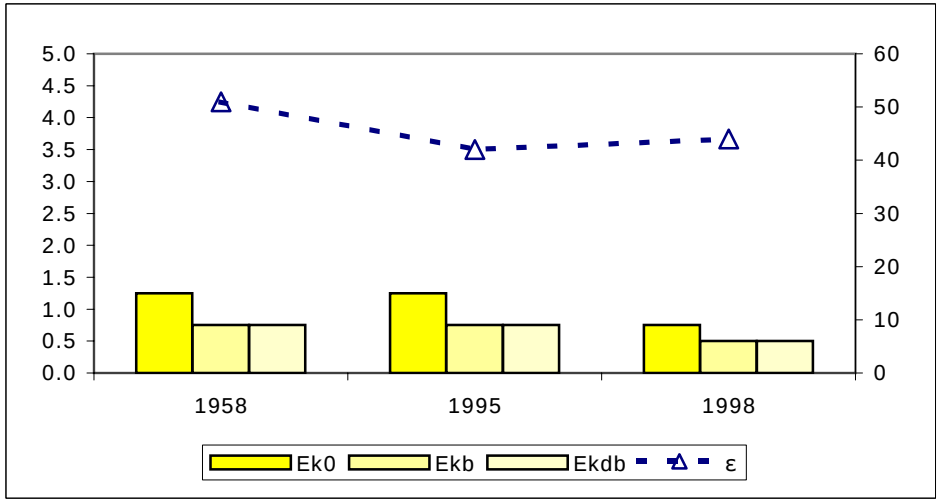


Figura E7 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 15+0	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958	56	51	2	2.5	1.5	3	2.3	2.5	2	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1967	87	41															
	1995	19	42	2	2.5	2.5	3	2.3	2.5	1.5	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	NI		3	2.5	2.5	2.5	2.3	2.5	2.5	3		1.75	1	1	1.5	1.75	2
	1998	74	44	2	1.5	1.5	1.5	1.8	1.75	3	3.5		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	NI		2	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3		0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	NI		2	1	3	1	1.5	1.5	3	4		0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	9	37															







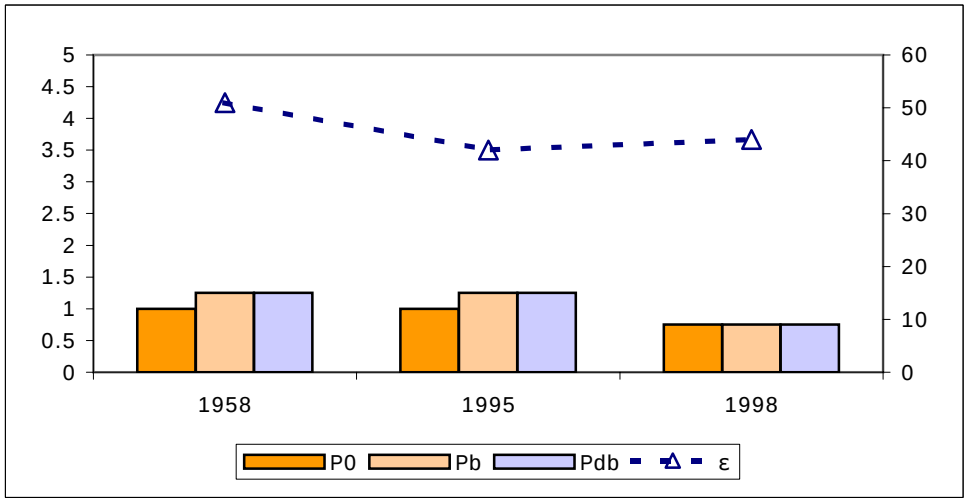


Figura E8 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos.

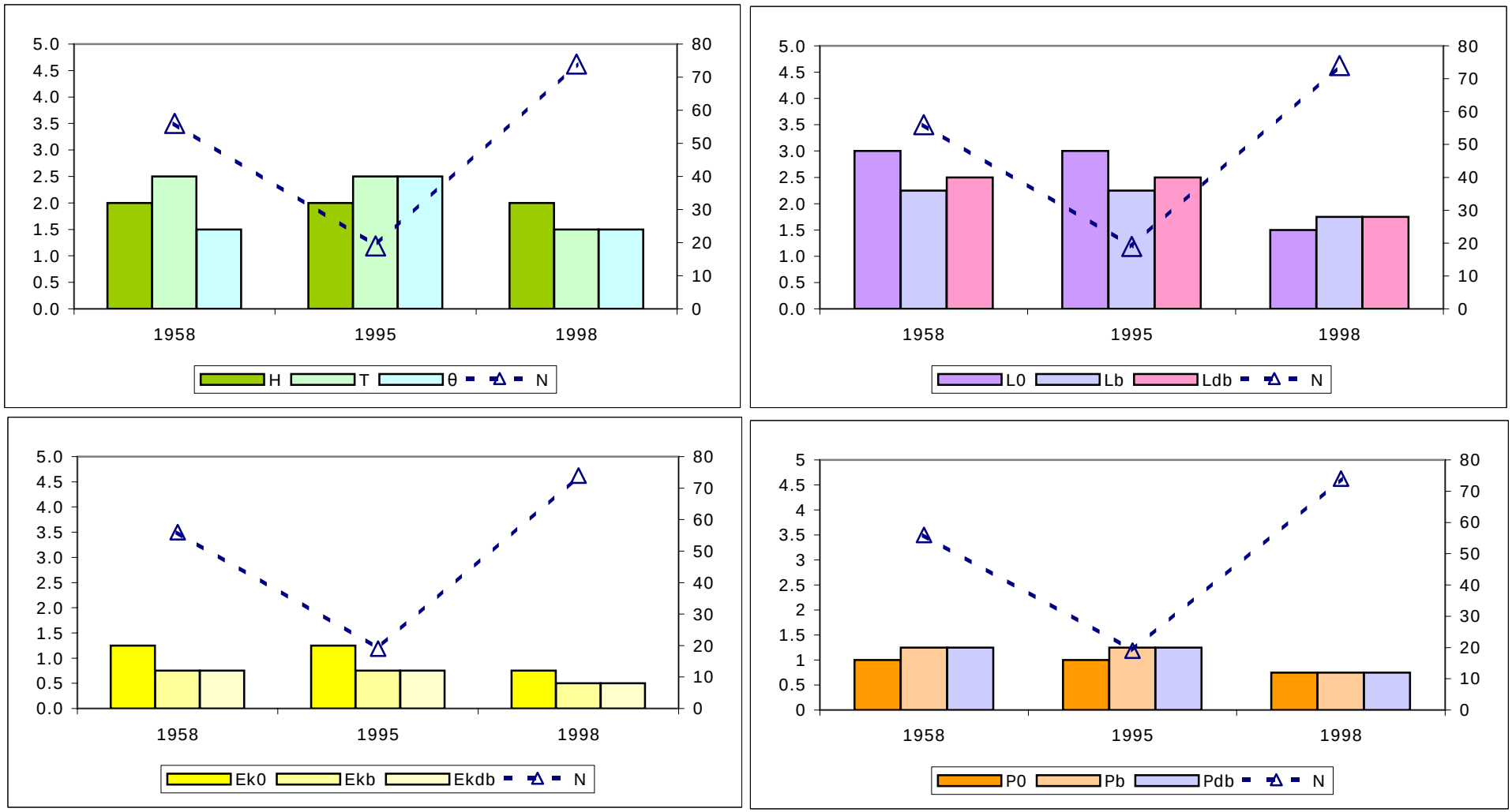
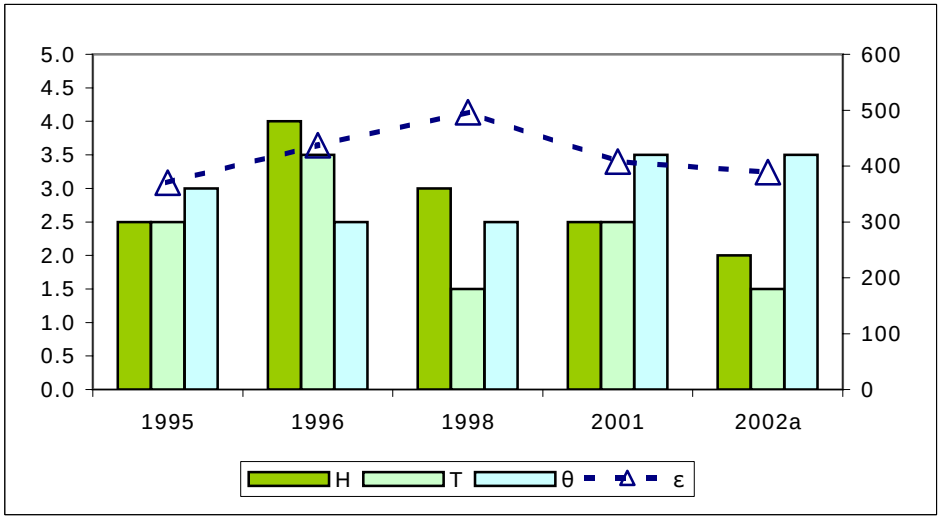
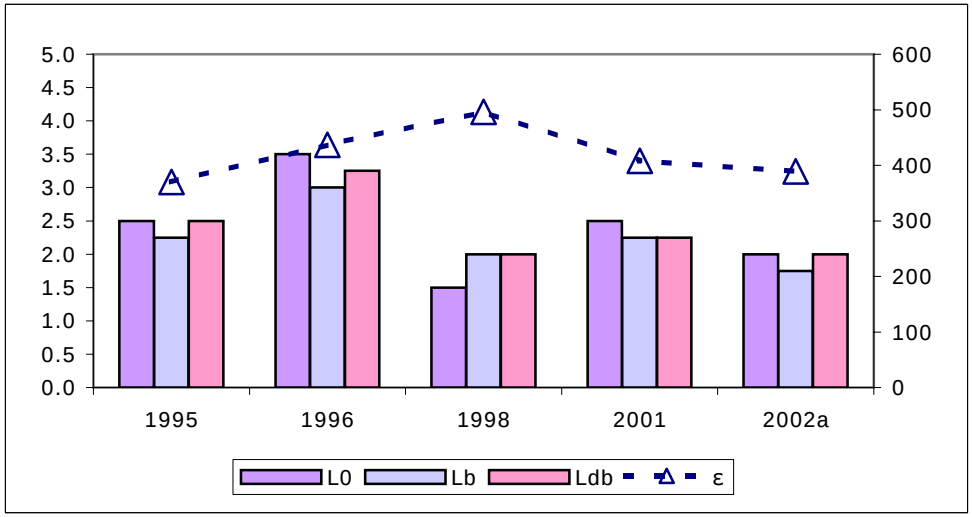


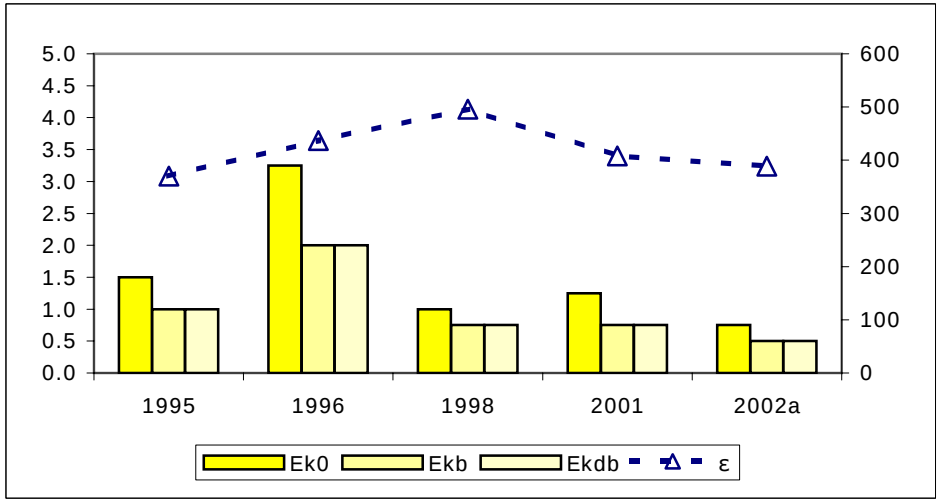
Figura E8 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Miniretornos (cont.).

Dia 0

Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb	Plb	Pldb	LRET	LRE2
1958			2	4	1	4.5	2.8	3	1		1	1.75	1	1	1.25	1.25	1.5	1.5	2	0.5	2.5
1967	11	421	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND			0.5	2.5
1995	22	370	3	2.5	3	2.5	2.3	2.5	2	2		1.5	1	1	1.25	1.5	1.5	2.5	3	2	2
1996	27	437	4	3.5	2.5	3.5	3	3.25	2	2		3.25	2	2	3	3.25	3.5	3.5	4	5	4
1998	12	496	3	1.5	2.5	1.5	2	2	3	3		1	0.75	0.75	1.25	1.25	1.5	3	3	5	3
2001	28	408	3	2.5	3.5	2.5	2.3	2.25	2	2		1.25	0.75	0.75	1.25	1.25	1.25	3.5	3.5	2.5	2.5
2002a	29	389	2	1.5	3.5	2	1.8	2	2.5	2.5		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	1	1.5	2	4	4
2002b	34	350	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND		ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	4	3







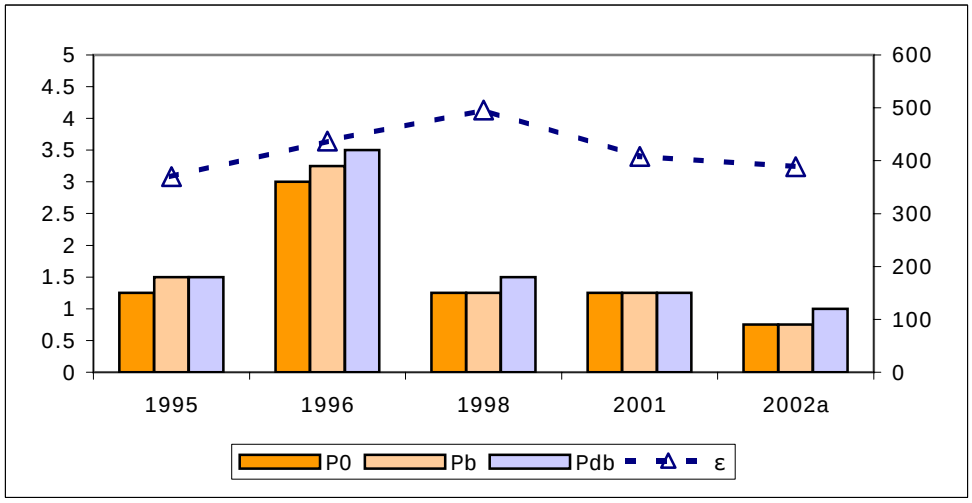


Figura E9 - Correlação entre parâmetros físicos e morfológicos - Retornos.

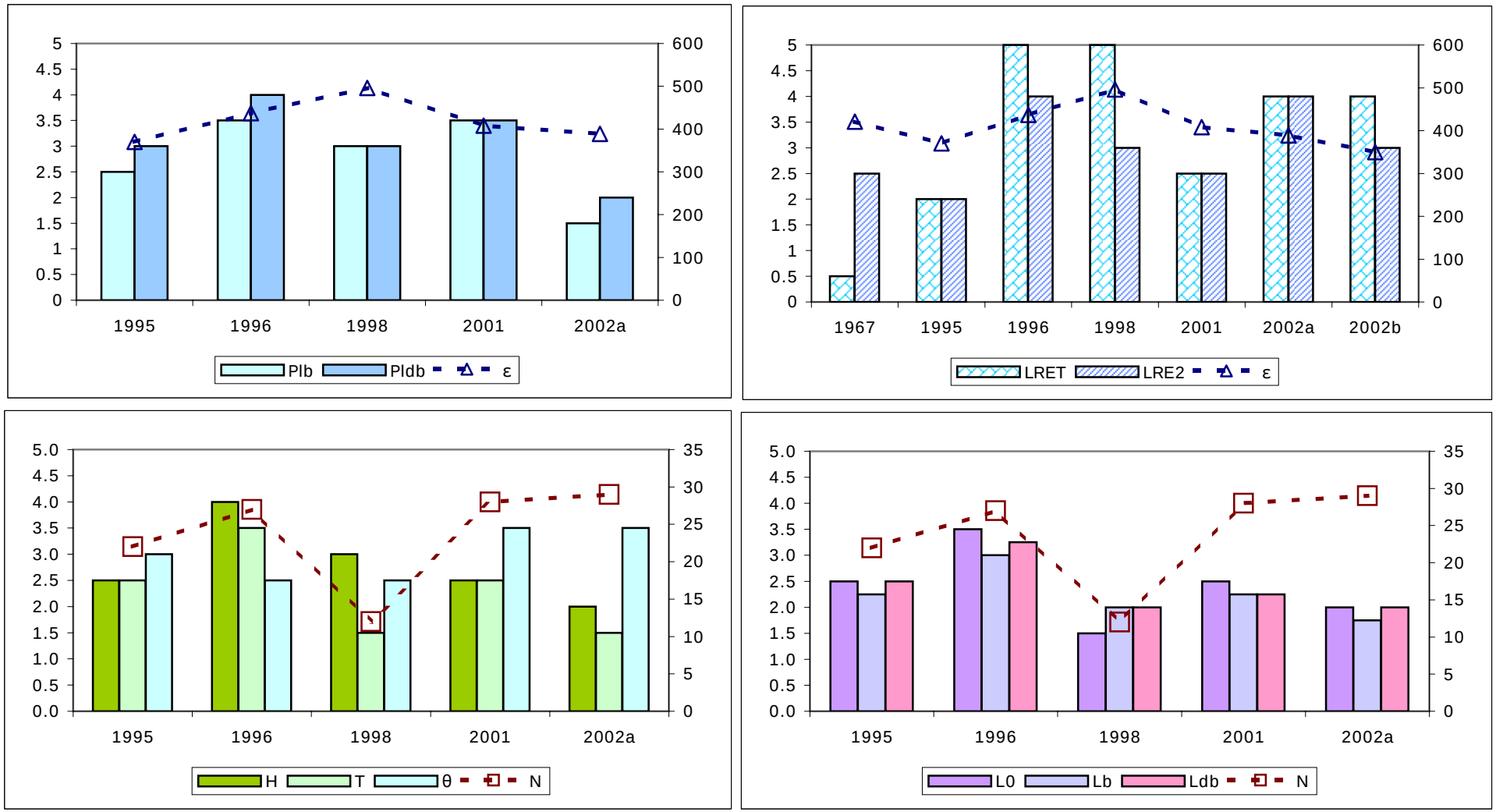
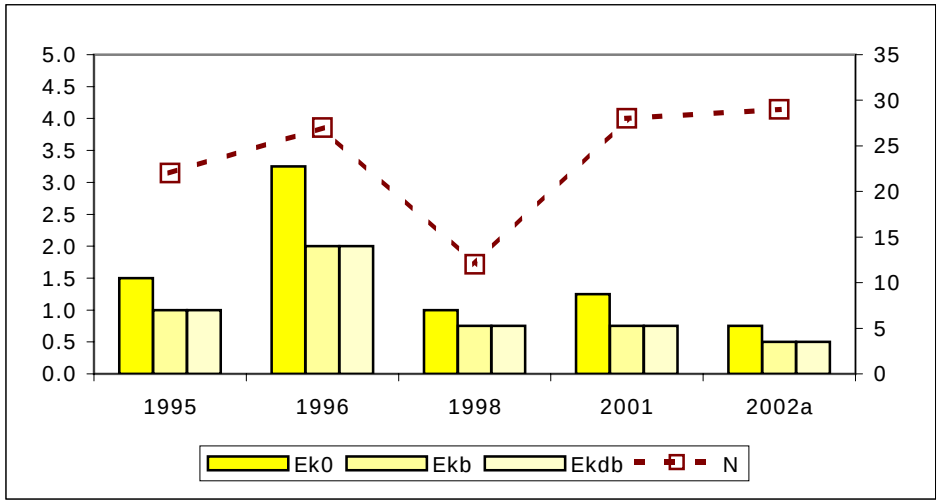
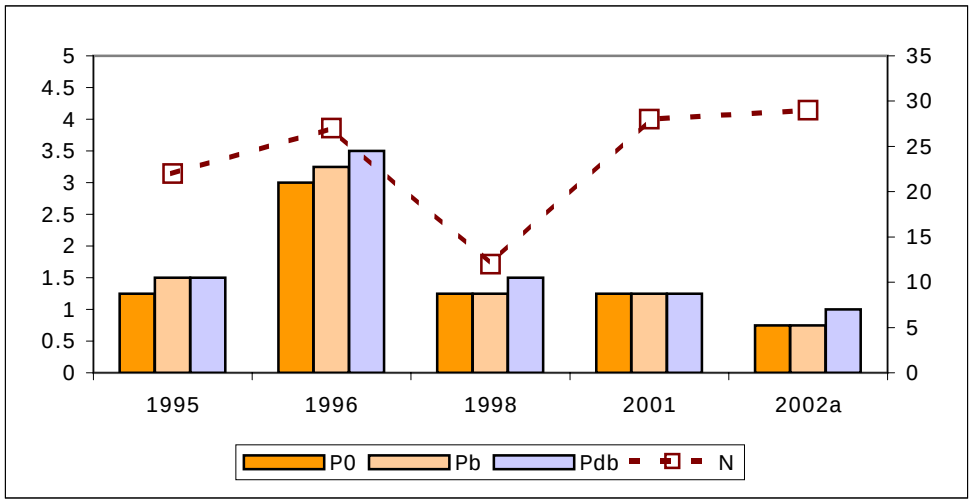
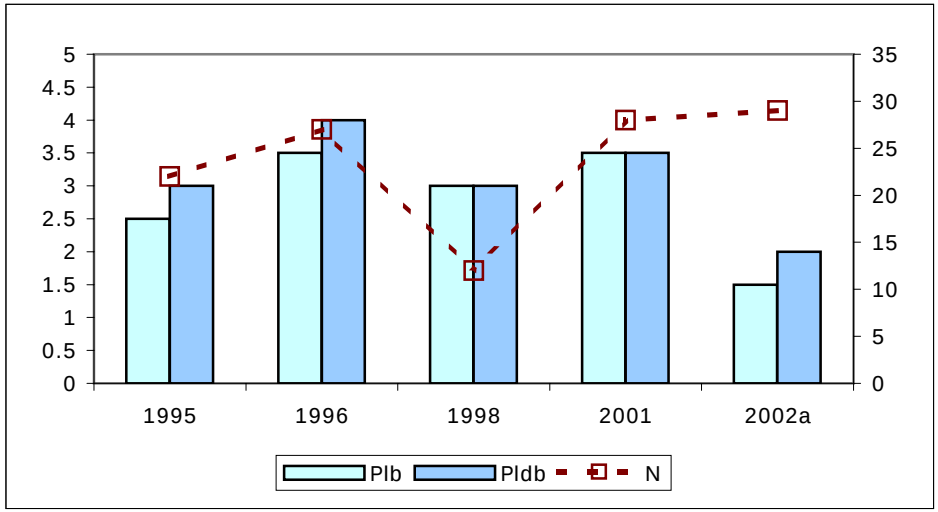


Figura E9 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).







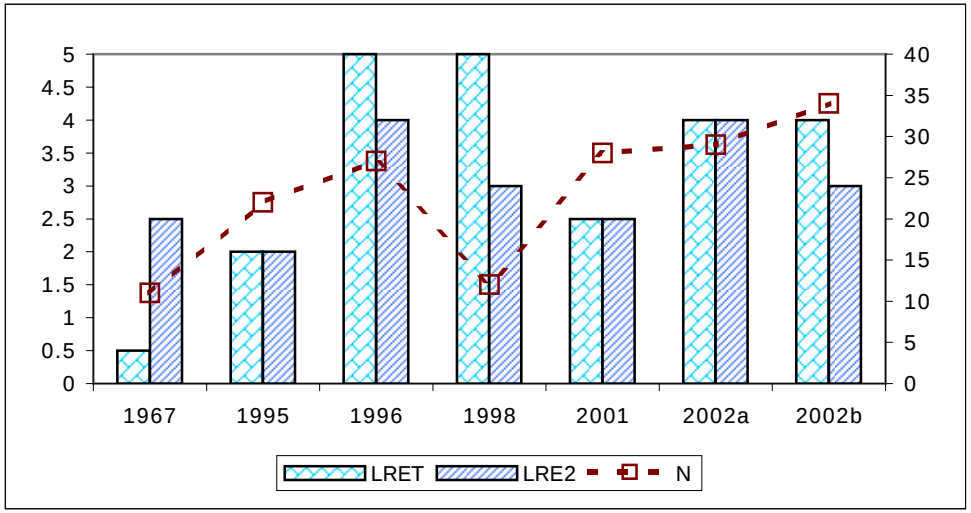
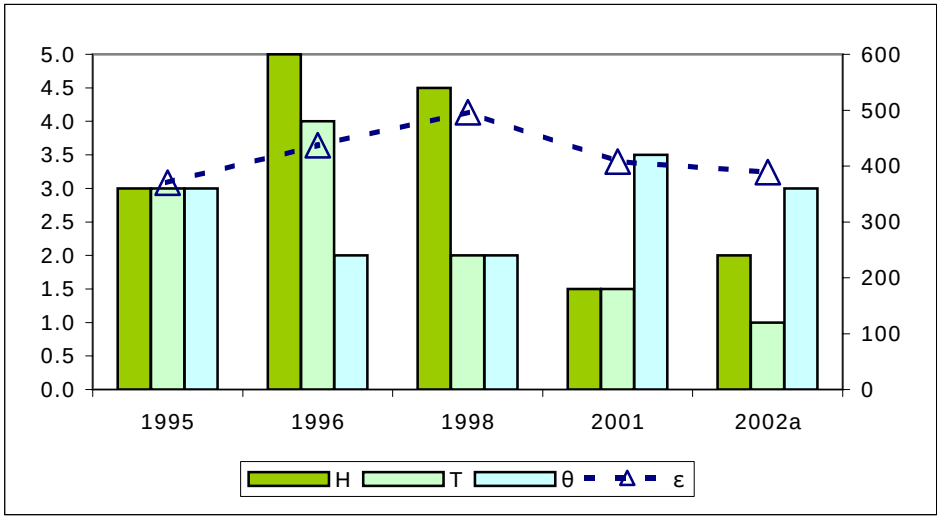
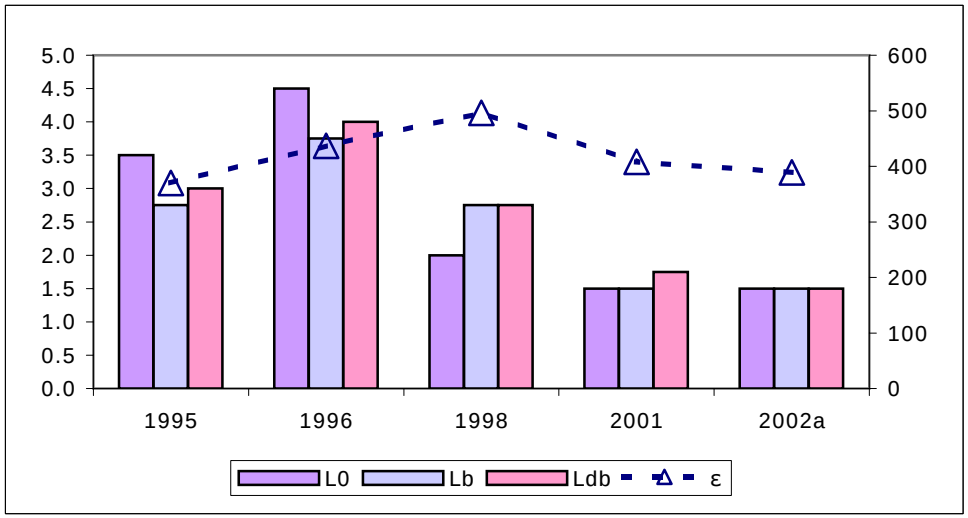
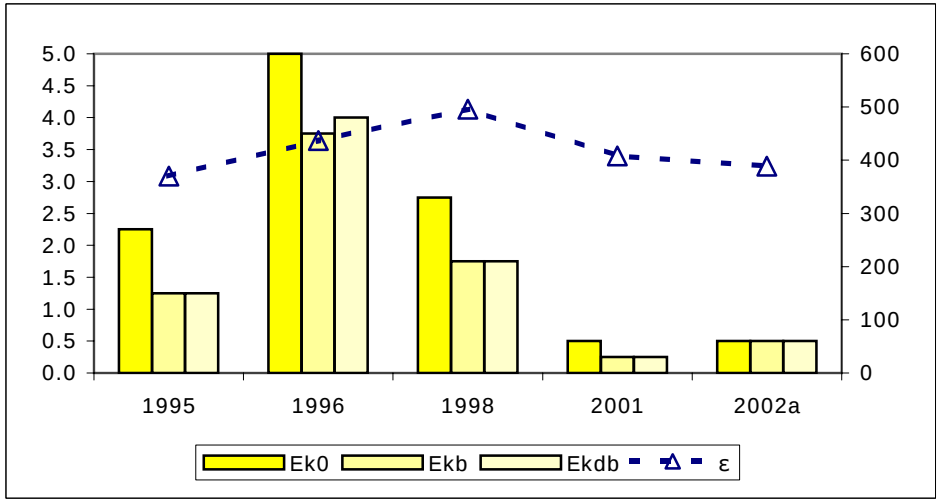


Figura E9 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Dia 1	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958			2	3	1.5	3.5	2.3	2.5	1.5		1.5	1	0.5	0.75	0.75	0.25	0.25
	1967	11	421															
	1995	22	370	3	3	3	3.5	2.8	3	2		2.5	2.25	1.25	1.25	1.75	1	1
	1996	27	437	5	4	2	4.5	3.8	4	2		4	5	3.75	4	5	2.5	2.75
	1998	12	496	5	2	2	2	2.8	2.75	3.5		3	2.75	1.75	1.75	2.75	1.75	2
	2001	28	408	2	1.5	3.5	1.5	1.5	1.75	2		4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.25	0.25
	2002a	29	389	2	1	3	1.5	1.5	1.5	3.5		4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
	2002b	34	350															







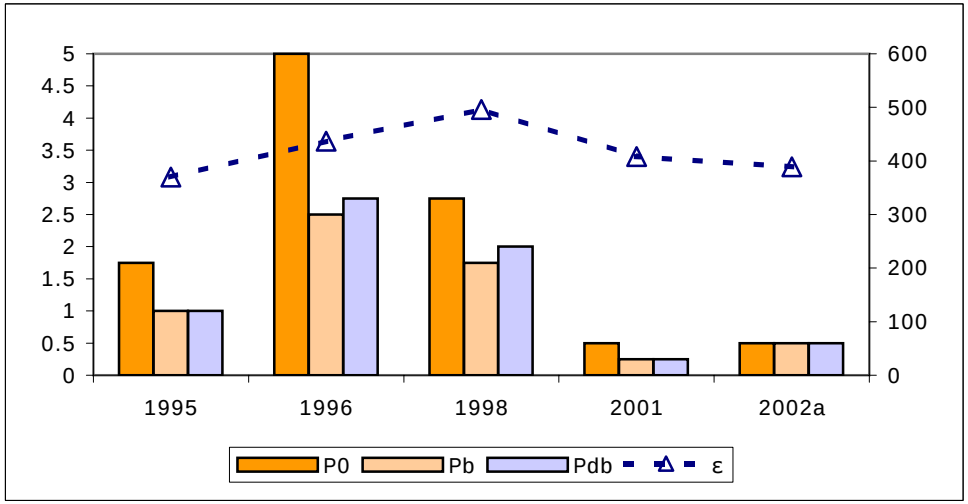


Figura E10 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos.

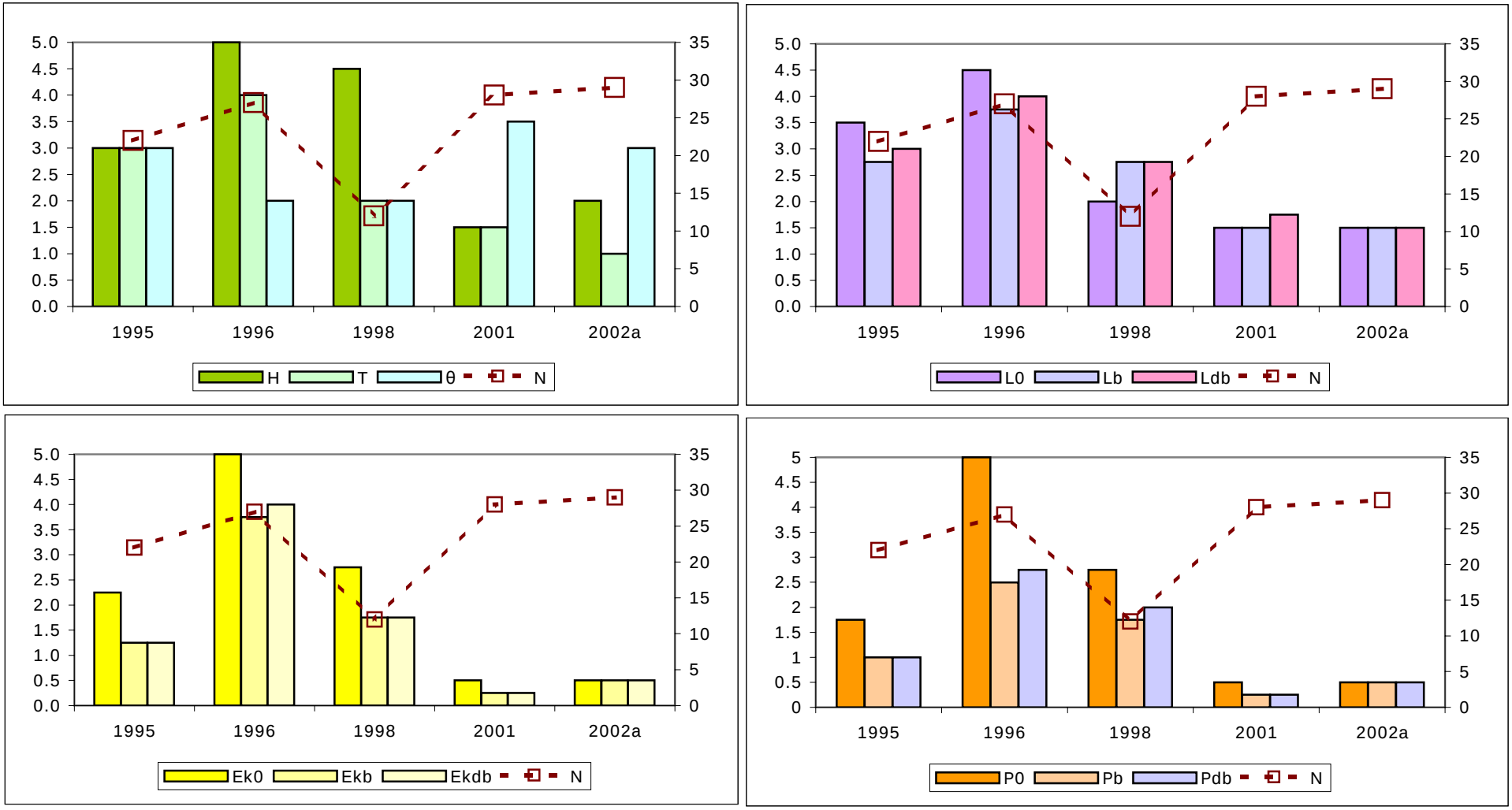
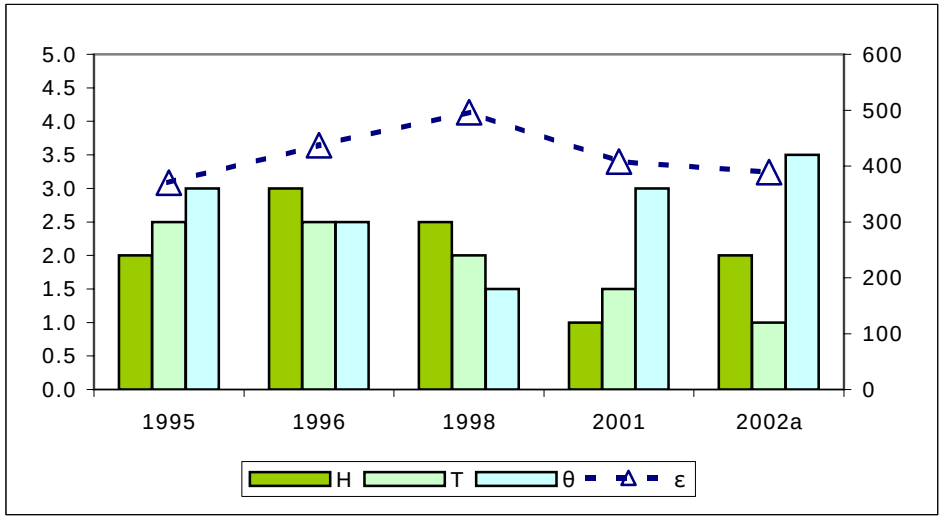
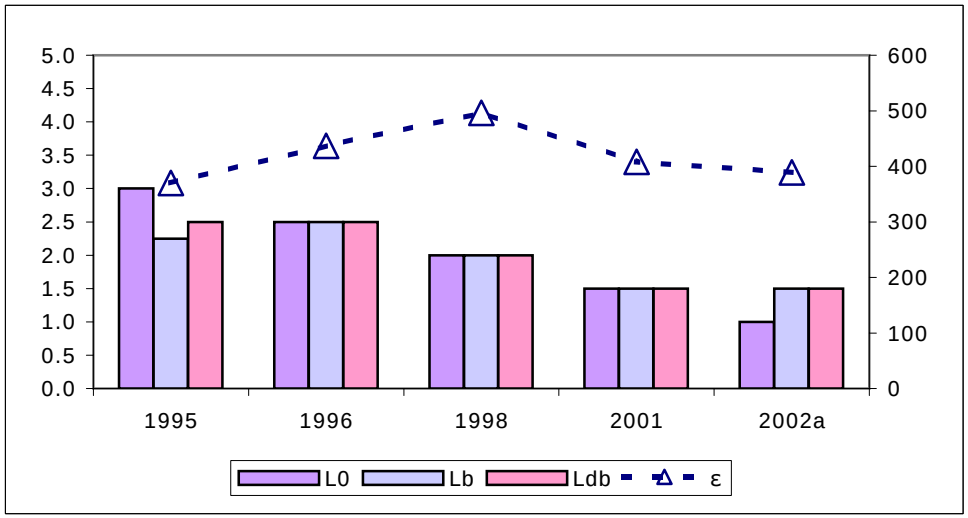
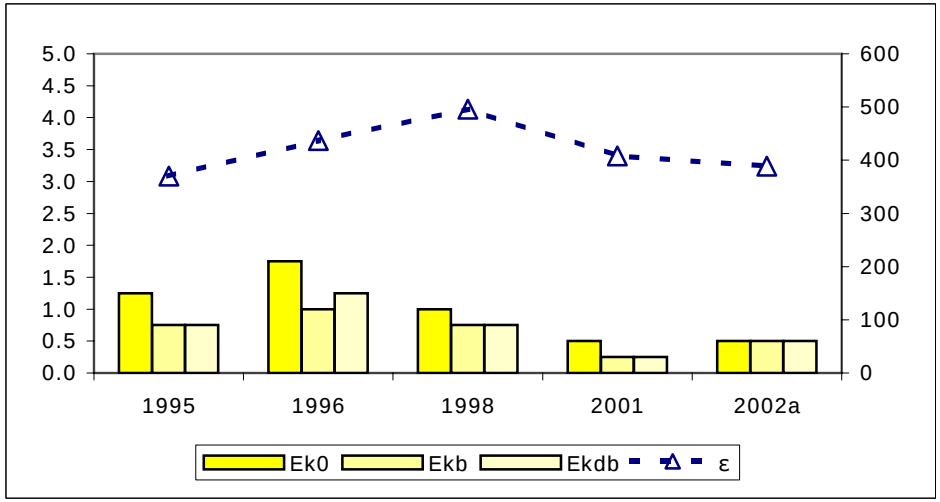


Figura E10 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Dia 7	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958			2	2.5	1	3	2.3	2.5	1.5	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	11	421															
	1995	22	370	2	2.5	3	3	2.3	2.5	2	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	27	437	3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2	3		1.75	1	1.25	1.5	1.75	2
	1998	12	496	3	2	1.5	2	2	2	2.5	3.5		1	0.75	0.75	1	1	1.25
	2001	28	408	1	1.5	3	1.5	1.5	1.5	2	3		0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
	2002a	29	389	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5	4.5		0.5	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	34	350															







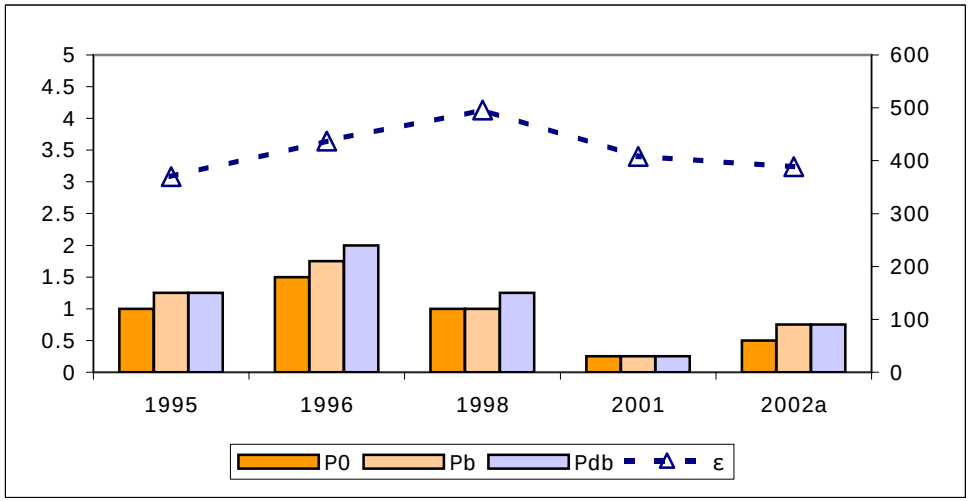


Figura E11 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos.

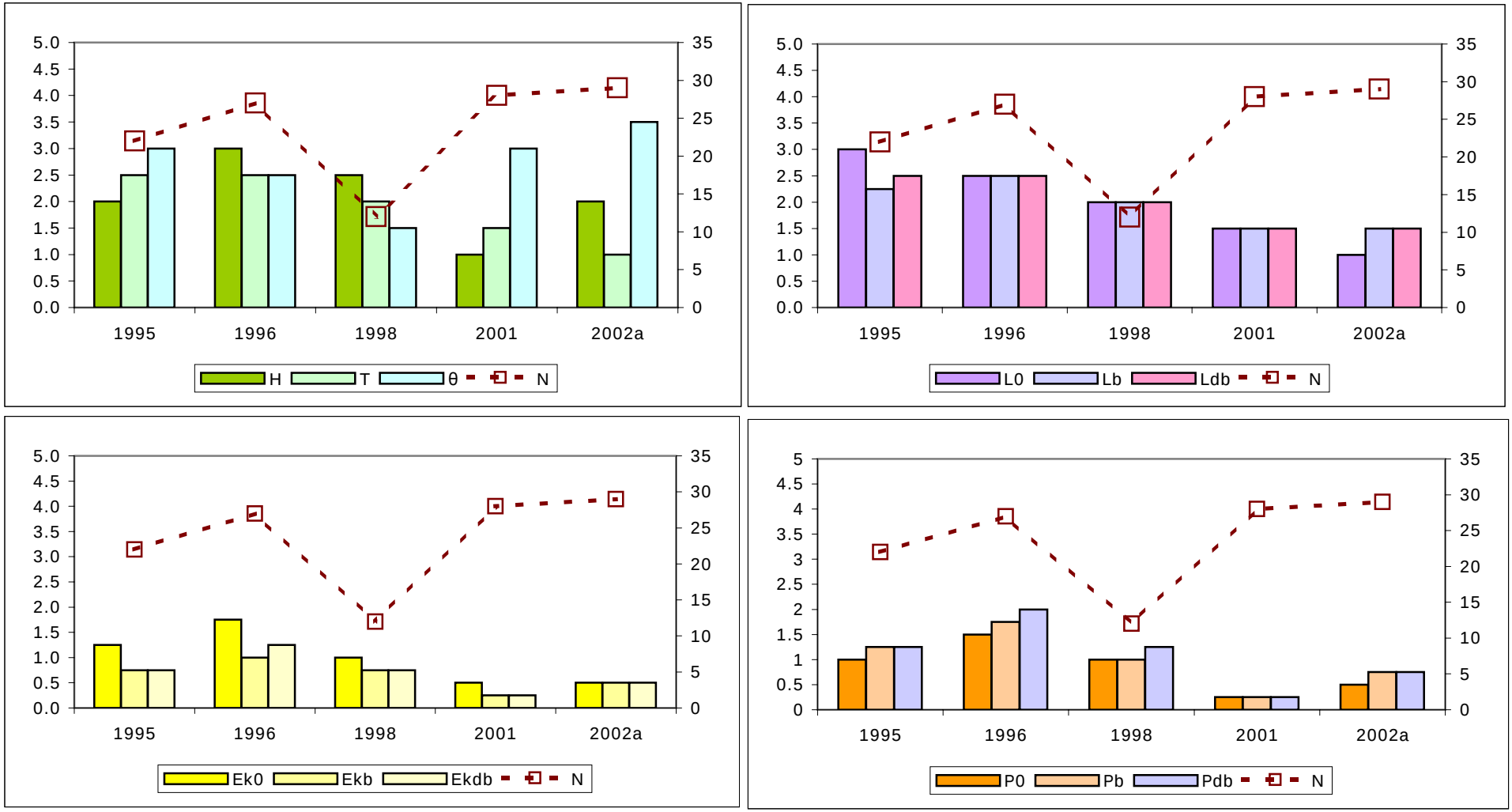
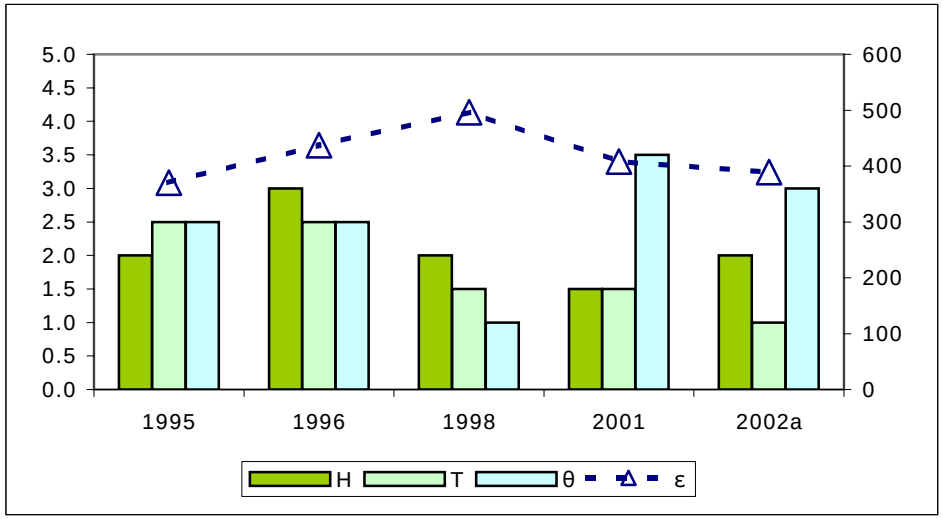
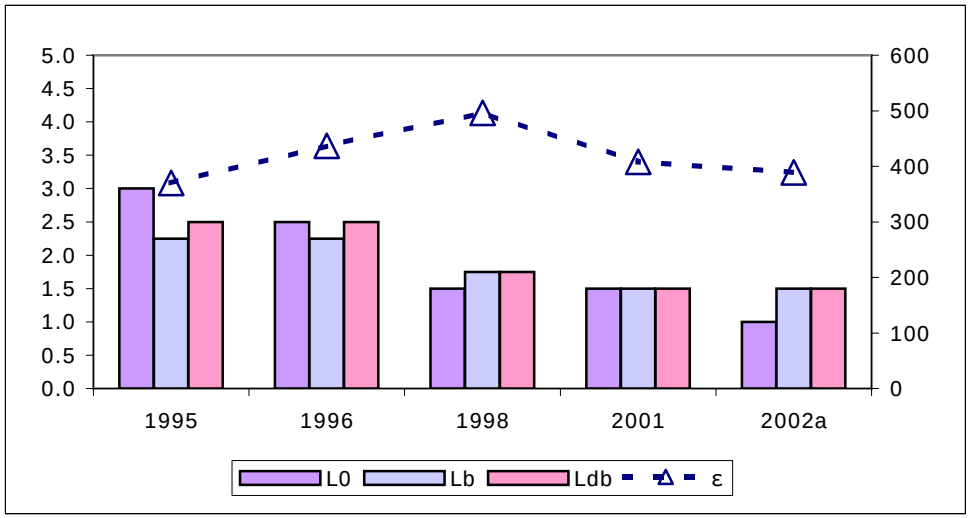
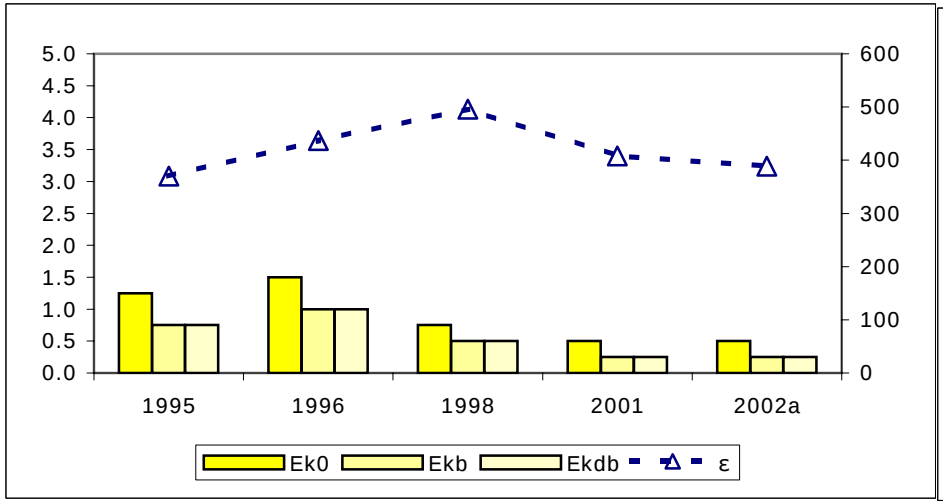


Figura E11 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Dia 15	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958			2	2.5	1.5	2.5	2.3	2.5	2		2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1967	11	421															
	1995	22	370	2	2.5	2.5	3	2.3	2.5	1.5		2.5	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
	1996	27	437	3	2.5	2.5	2.5	2.3	2.5	2.5		3.5	1.5	1	1	1.5	1.75	2
	1998	12	496	2	1.5	1	1.5	1.8	1.75	3		3.5	0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	28	408	2	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5		3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.25	0.5
	2002a	29	389	2	1	3	1	1.5	1.5	3		4	0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	34	350															







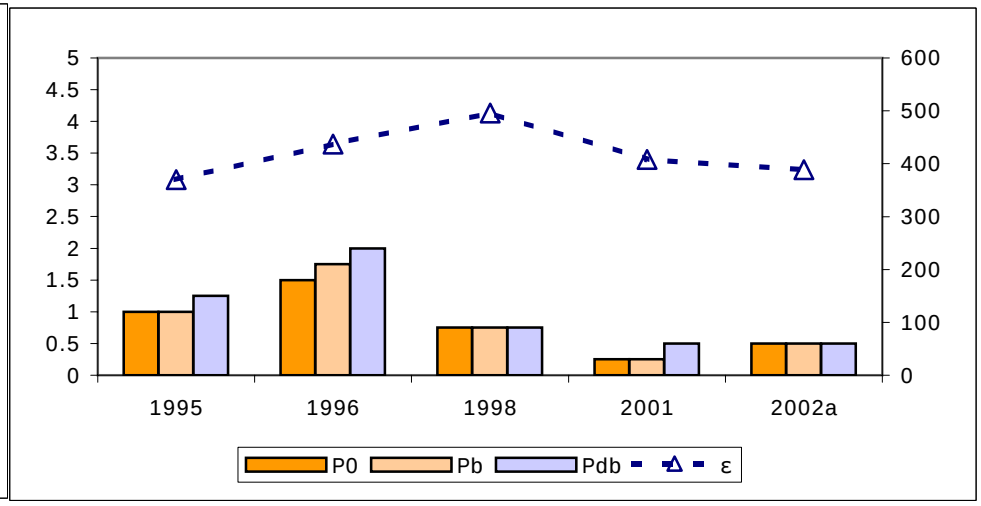


Figura E12 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos.

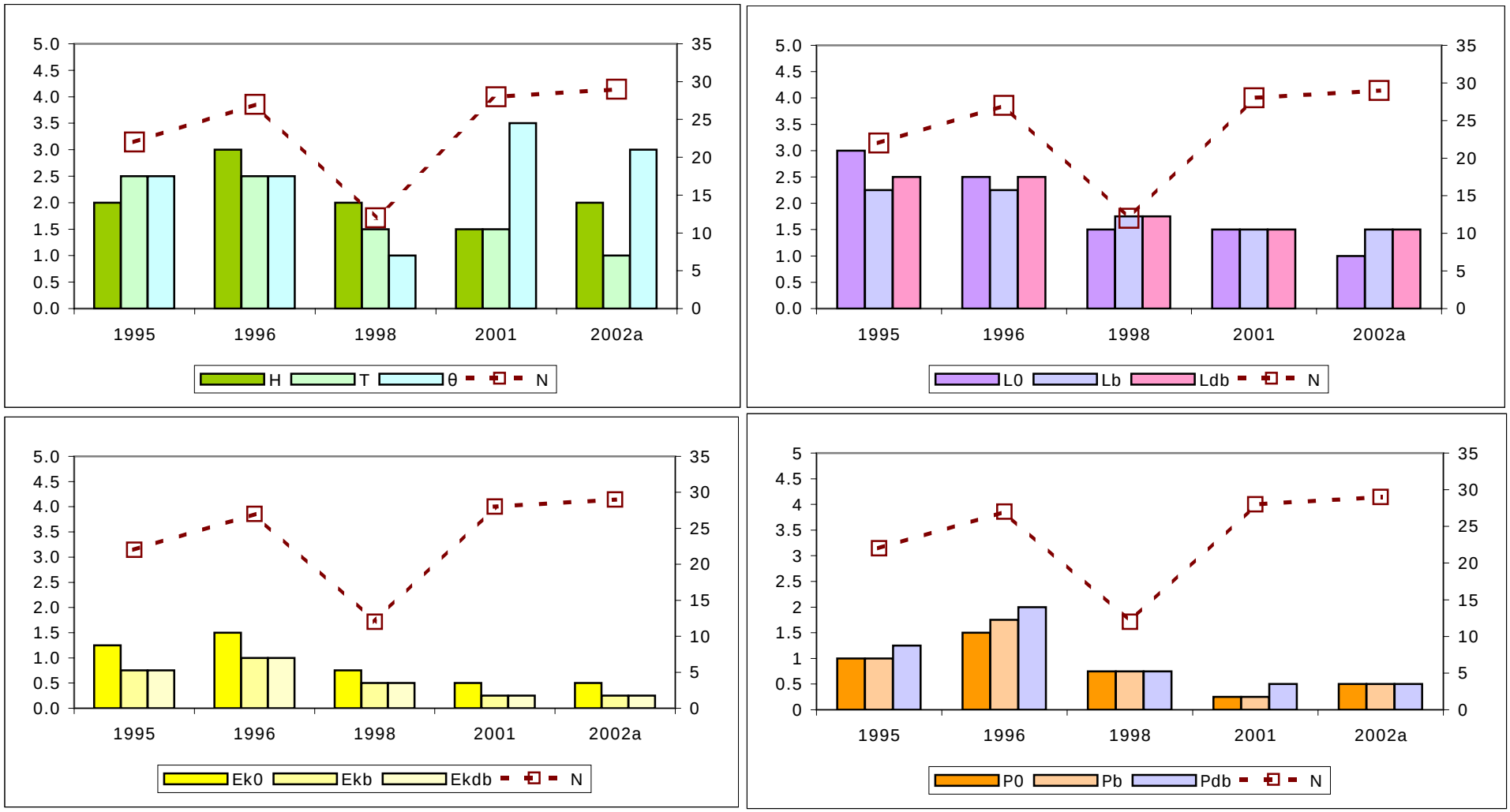
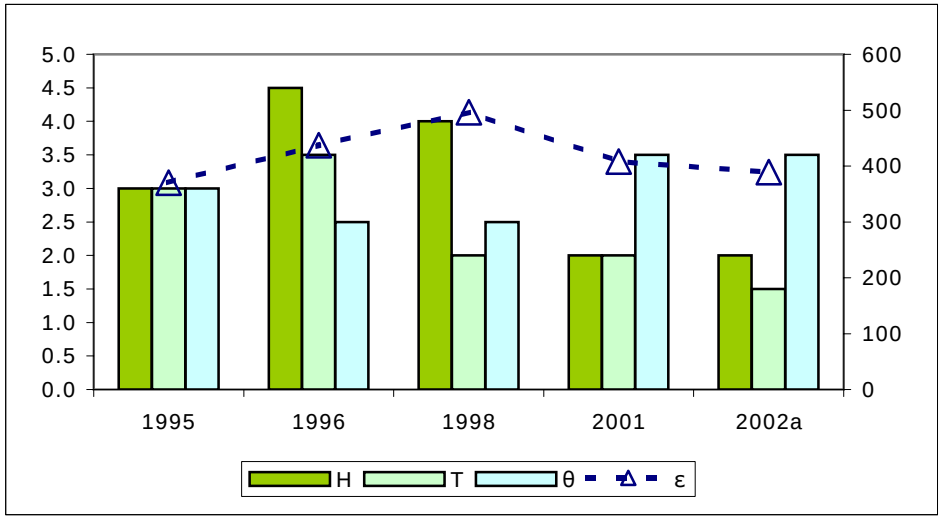
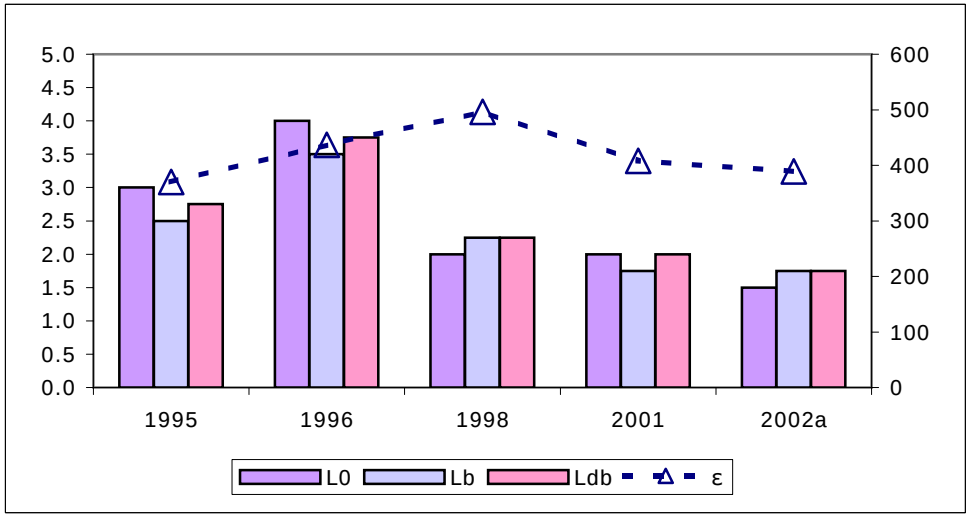
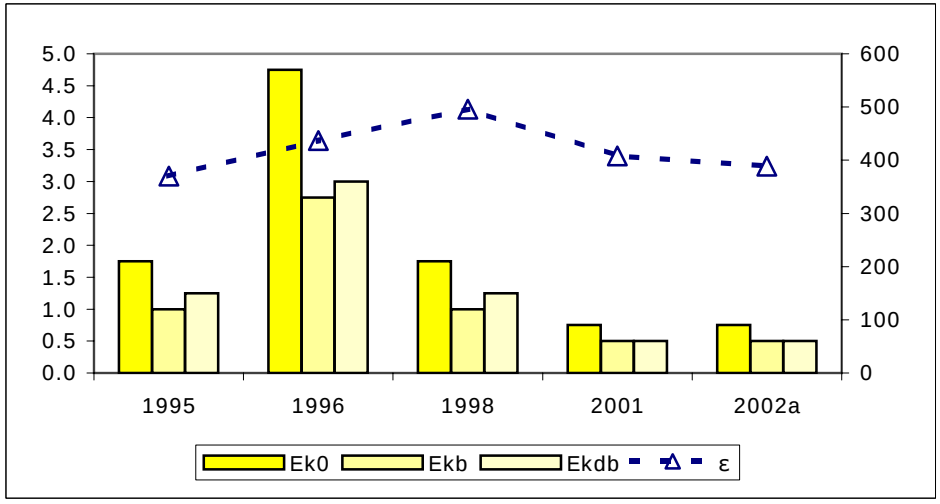


Figura E12 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Dia 1+0	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958			2	3.5	1.5	4	2.5	2.75	1	2		1.25	0.75	1	1	1	1.25
	1967	11	421															
	1995	22	370	3	3	3	3	2.5	2.75	2	2.5		1.75	1	1.25	1.5	1.75	1.75
	1996	27	437	5	3.5	2.5	4	3.5	3.75	2	3		4.75	2.75	3	3.75	4.5	4.75
	1998	12	496	4	2	2.5	2	2.3	2.25	3.5	4		1.75	1	1.25	1.75	2.25	2.25
	2001	28	408	2	2	3.5	2	1.8	2	2	3		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2002a	29	389	2	1.5	3.5	1.5	1.8	1.75	3	3.5		0.75	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75
	2002b	34	350															







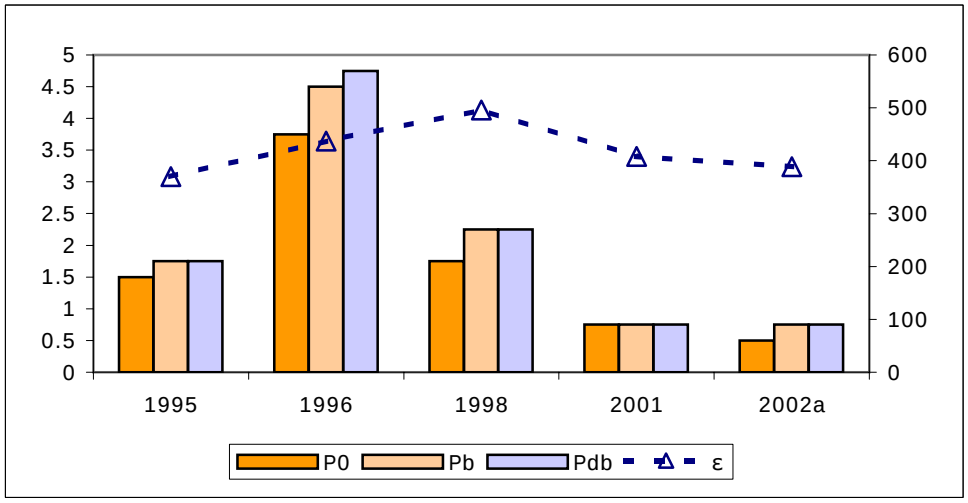


Figura E13 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos.

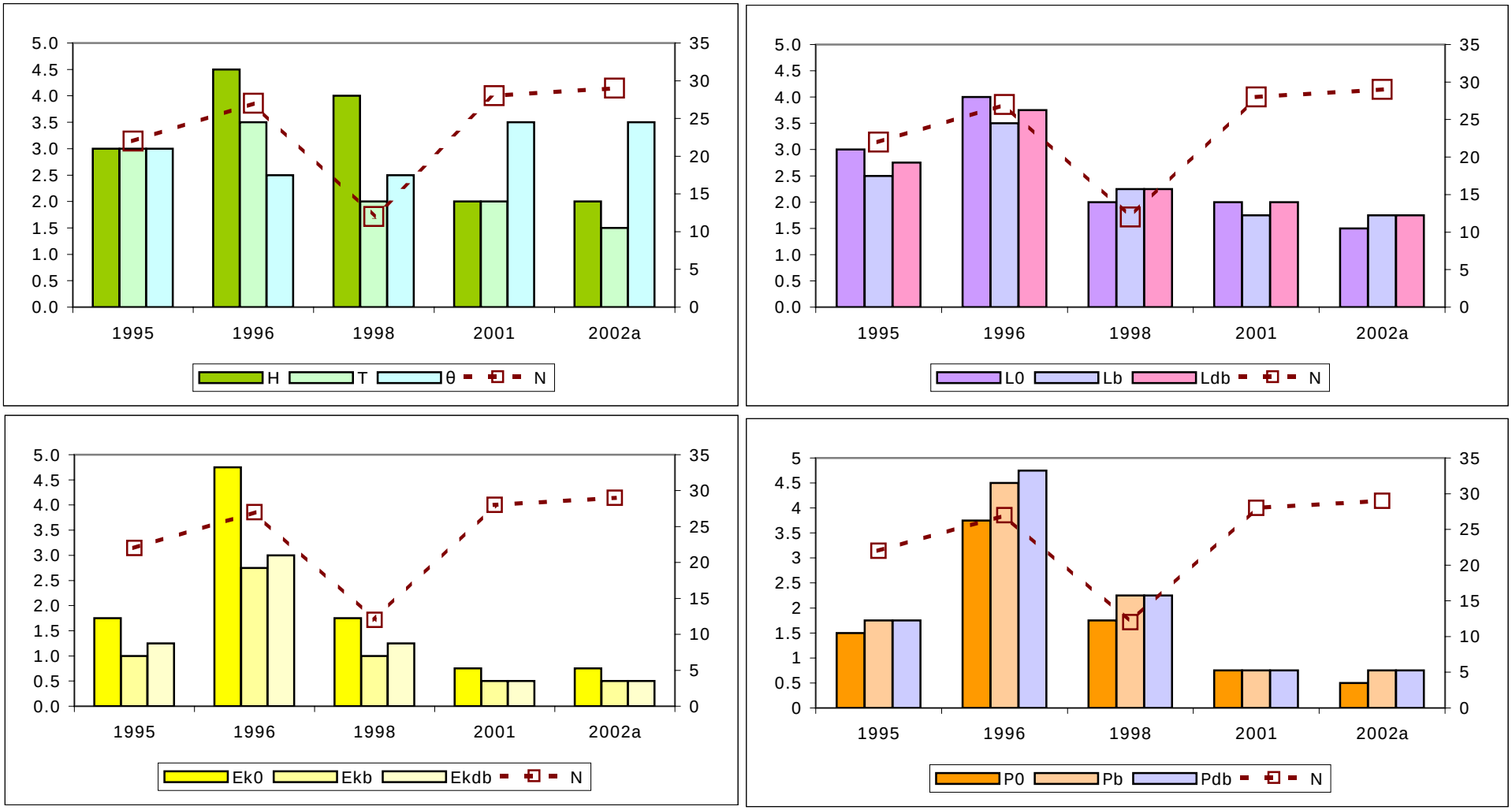
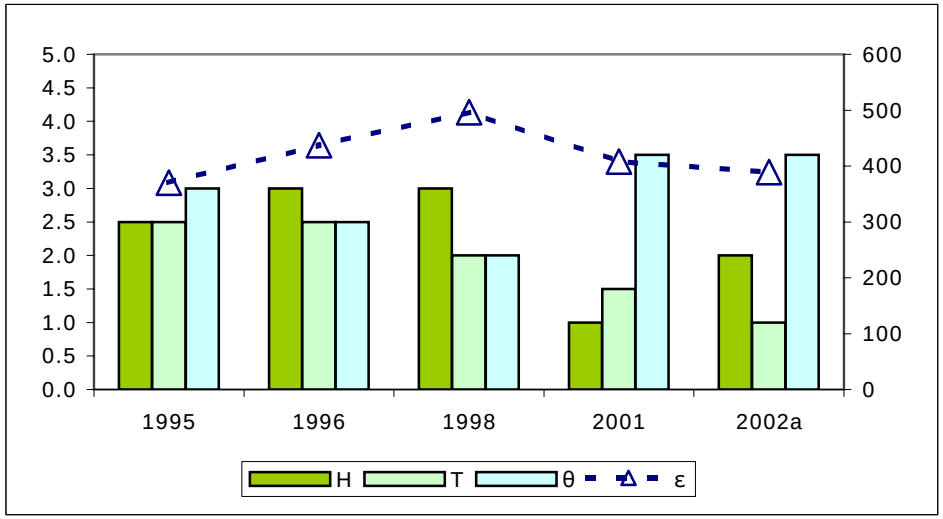
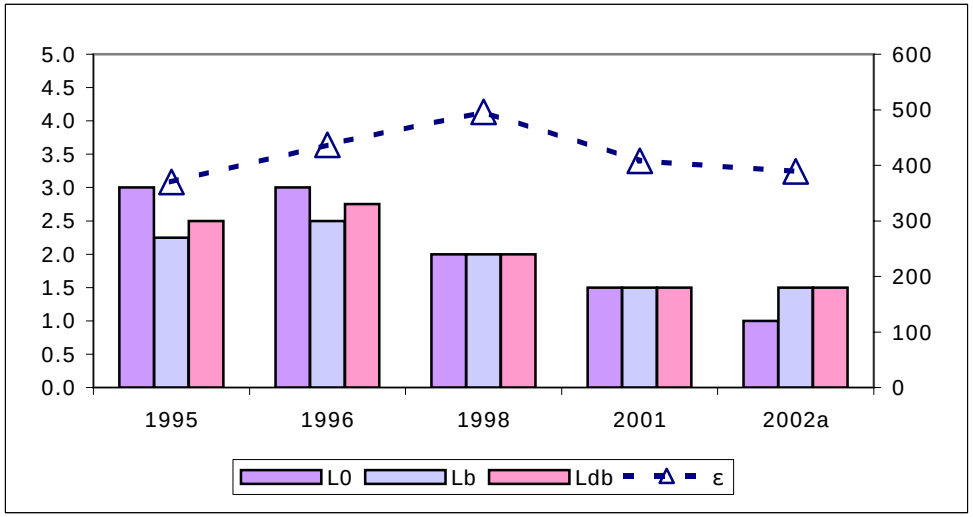


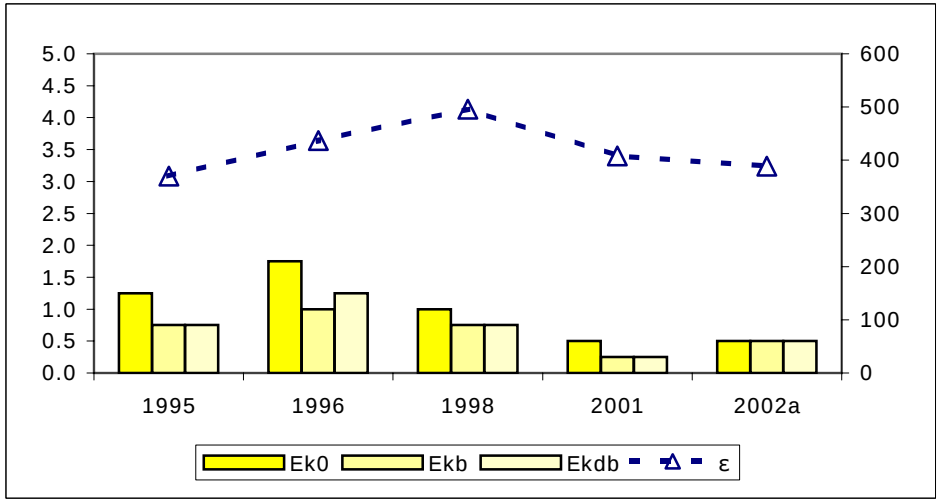
Figura E13 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Dia 7+0

Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
1958			3	3	1	3	2.3	2.5	1.5		2	1.25	0.75	0.75	1	1	1.25
1967	11	421															
1995	22	370	3	2.5	3	3	2.3	2.5	2		2.5	1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
1996	27	437	3	2.5	2.5	3	2.5	2.75	2		3	1.75	1	1.25	1.75	2	2
1998	12	496	3	2	2	2	2	2	2.5		3.5	1	0.75	0.75	1	1.25	1.25
2001	28	408	1	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2		3	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
2002a	29	389	2	1	3.5	1	1.5	1.5	3.5		4	0.5	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
2002b	34	350															







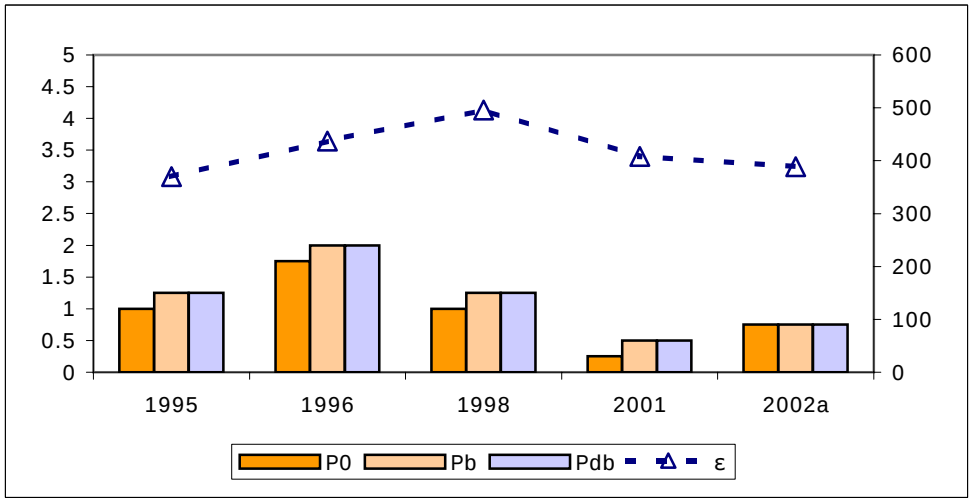


Figura E14 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos.

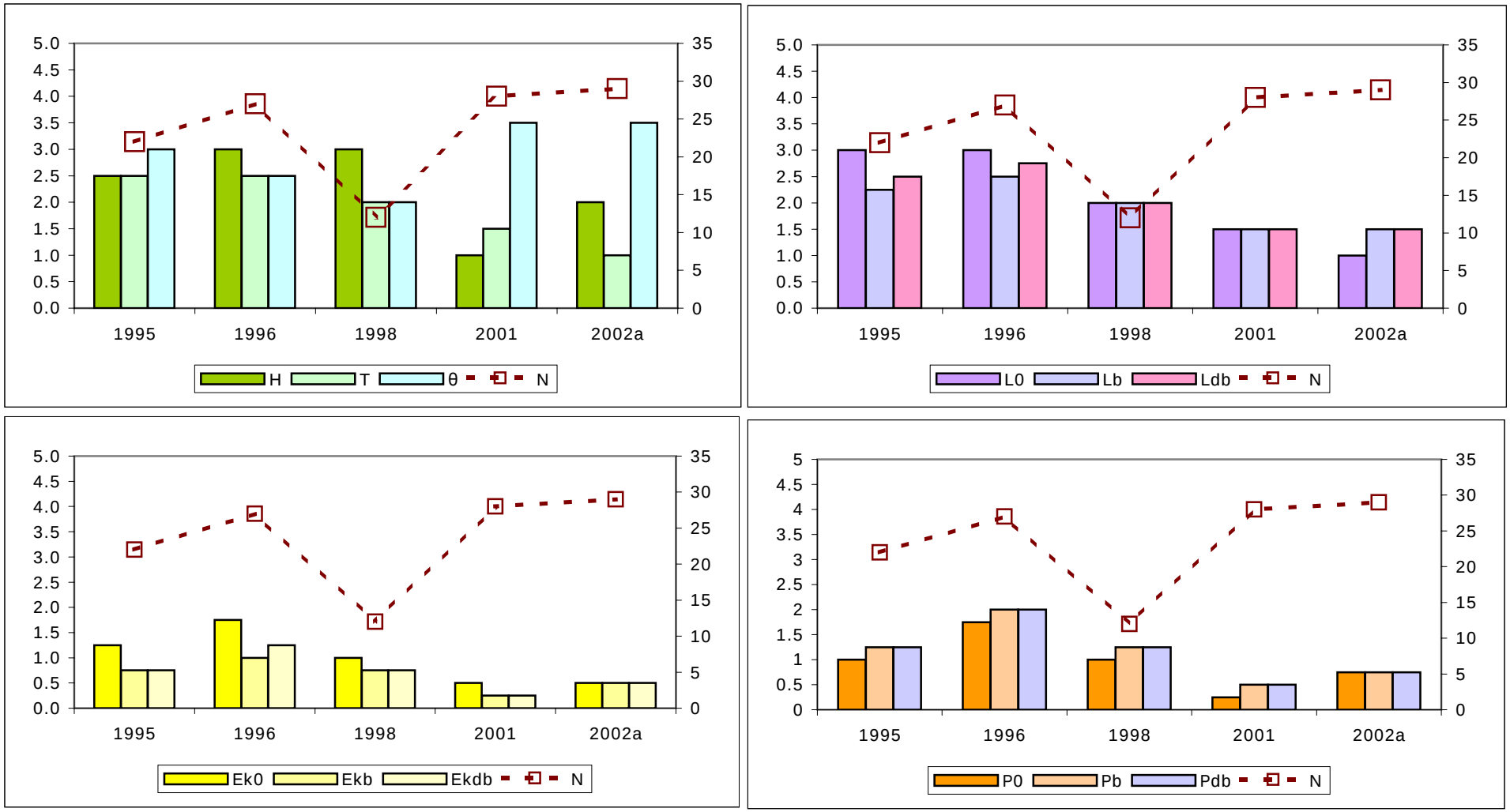
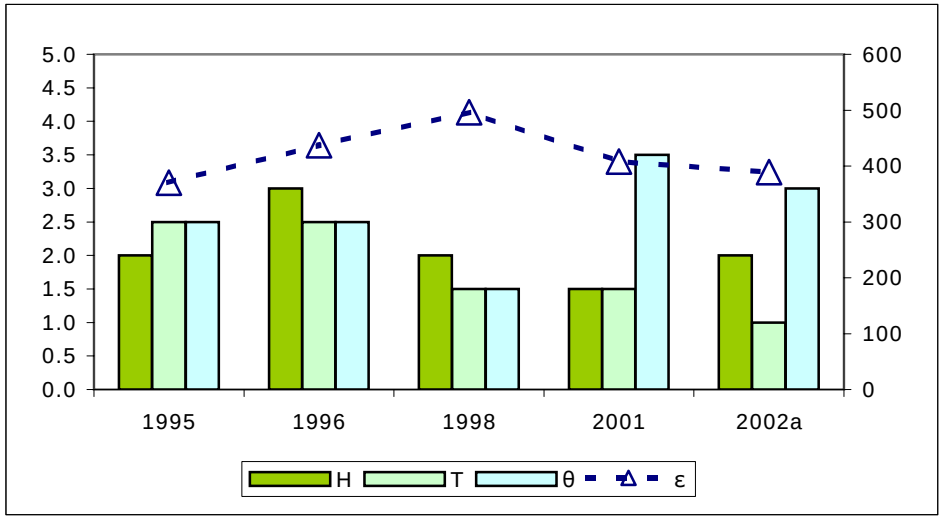
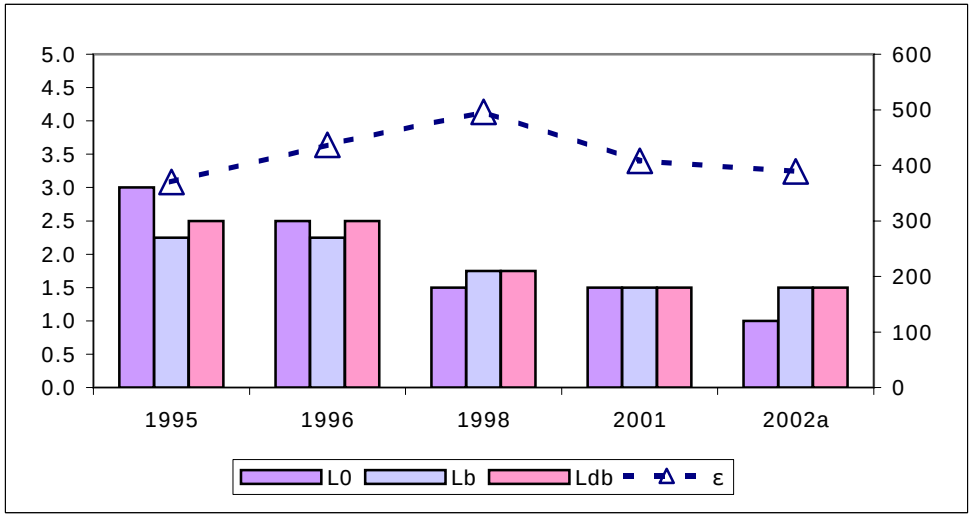
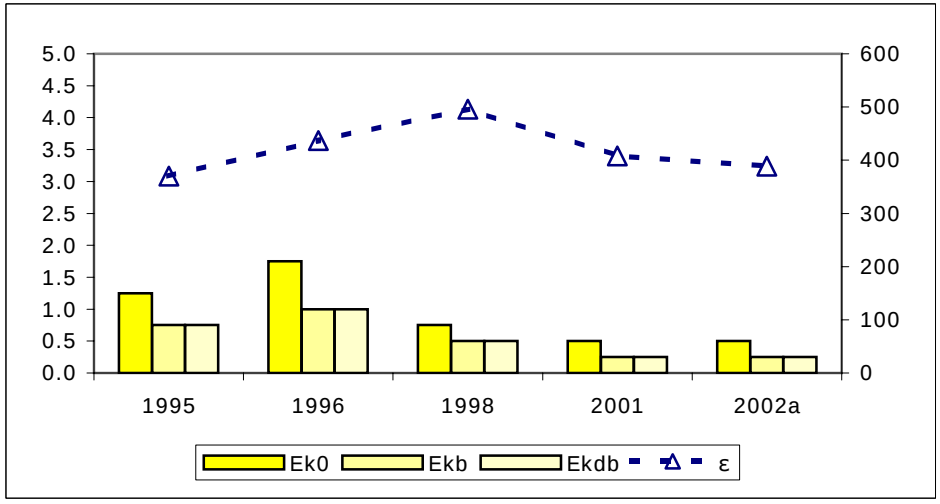


Figura E14 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Dia 15+0	Ano	N	ε	H	T	θ	L0	Lb	Ldb	H0/g	Hb/g	T2	Ek0	Ekb	Ekdb	P0	Pb	Pdb
	1958			2	2.5	1.5	3	2.3	2.5	2	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1967	11	421															
	1995	22	370	2	2.5	2.5	3	2.3	2.5	1.5	2.5		1.25	0.75	0.75	1	1.25	1.25
	1996	27	437	3	2.5	2.5	2.5	2.3	2.5	2.5	3		1.75	1	1	1.5	1.75	2
	1998	12	496	2	1.5	1.5	1.5	1.8	1.75	3	3.5		0.75	0.5	0.5	0.75	0.75	0.75
	2001	28	408	2	1.5	3.5	1.5	1.5	1.5	2.5	3		0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5
	2002a	29	389	2	1	3	1	1.5	1.5	3	4		0.5	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5
	2002b	34	350															







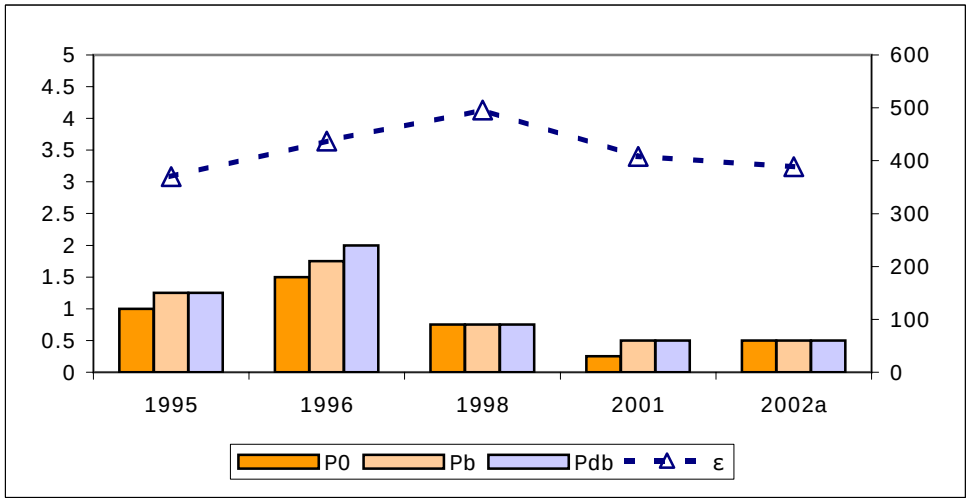


Figura E15 - Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos.

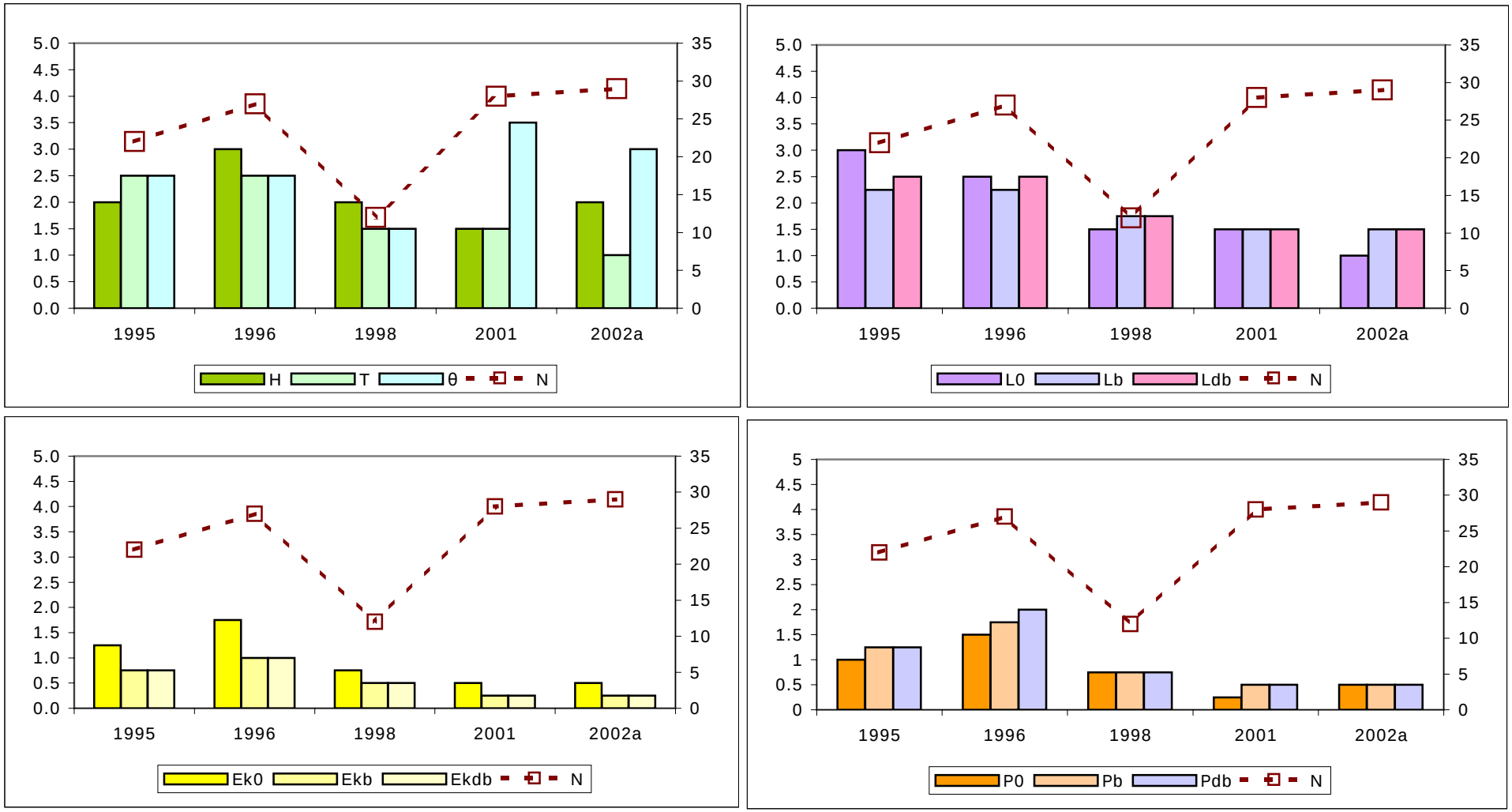


Figura E15- Correlação entre parâmetros fisicos e morfológicos - Retornos (cont.).

Anexo F

Perfil nº	km	Perfil Médio		Média Subsector	
		Tanβ - 96	Tanβ - 01	Tanβ - 96	Tanβ - 01
1	4.9	0.078	0.076		
2	5.2	0.119	0.058		
3	5.4	0.041	0.028		
4	5.7	0.044	0.019		
5	5.9	0.070	0.031		
6	6.2	0.054	0.058		
7	6.4	0.077	0.055	0.069	0.046
8	6.7				
9	6.9	0.138	0.144		
10	7.2	0.112			
11	7.4	0.087	0.091	0.112	0.117
12	7.7				
13	7.9				
14	8.2				
15	8.4			0.075	0.074
16	8.7	0.072	0.227		
17	8.9	0.065	0.080		
18	9.2	0.056	0.052		
19	9.4	0.043	0.044	0.059	0.100
20	9.7	0.102	0.174		
21	9.9	0.066	0.081		
22	10.2	0.077	0.107		
23	10.4	0.079	0.069		
24	10.7	0.100	0.080		
25	10.9	0.051	0.059		
26	11.2	0.055	0.043		
27	11.4	0.077	0.039		
28	11.7	0.047	0.056		
29	11.9	0.069	0.050		
30	12.2	0.043	0.036		
31	12.4	0.051	0.057		
32	12.7	0.067	0.059		
33	12.9	0.049	0.070		
34	13.2	0.102	0.054		
35	13.4	0.072	0.053		
36	13.7	0.067	0.088		
37	13.9	0.057	0.087		
38	14.2	0.074	0.117		
39	14.4	0.052	0.138		
40	14.7	0.060	0.069		
41	14.9	0.092	0.085		
42	15.2	0.081	0.058		
43	15.4	0.084	0.089		
44	15.7	0.132	0.095		
45	15.9	0.106	0.116	0.074	0.078
		0.074	0.077		

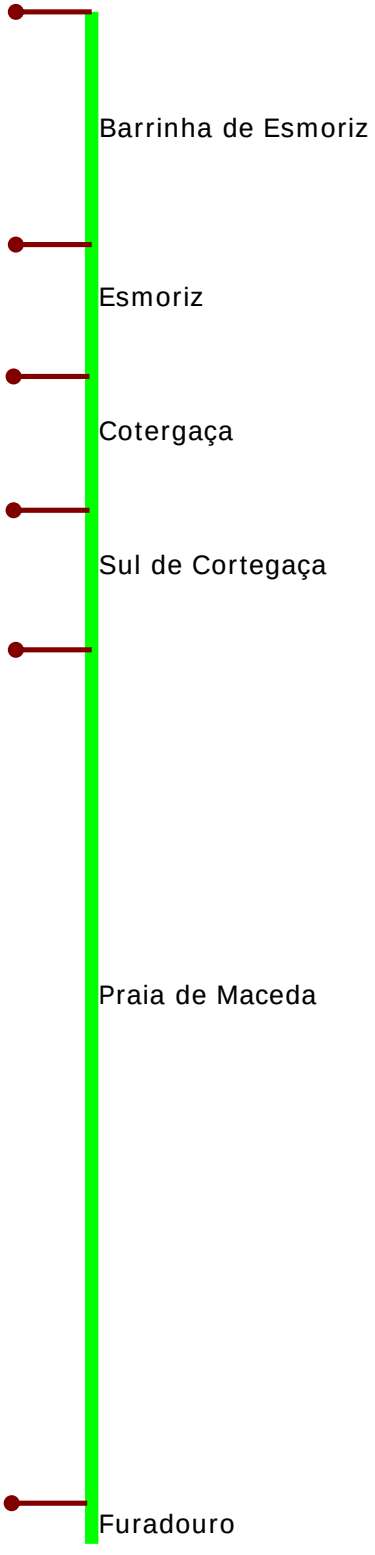


Tabela F1- Inclinação da face da praia para o sector A - Levantamentos de 1996 e 2001

Perfil nº	km	Perfil Médio		Média Subsector	
		Tanβ - 96	Tanβ - 01	Tanβ - 96	Tanβ - 01
46		0.146	0.083		
47		0.124	0.109		
48			0.063	0.135	0.085
49	17.0	0.120	0.062		
50	17.2	0.062	0.073		
51	17.5	0.126	0.096		
52	17.7	0.075	0.076		
53	18.0	0.079	0.060		
54	18.2	0.071	0.048		
55	18.5	0.080	0.055		
56	18.7	0.087	0.075		
57	19.0	0.083	0.061		
58	19.2	0.086	0.099		
59	19.5	0.084	0.064		
60	19.7	0.032	0.047		
61	20.0	0.030	0.062		
62	20.2	0.051	0.050		
63	20.5	0.079	0.082		
64	20.7	0.028	0.053		
65	21.0	0.077	0.098		
66	21.2	0.077	0.068		
67	21.5	0.058	0.070		
68	21.7	0.086	0.069		
69	22.0	0.045	0.053		
70	22.2	0.050	0.077		
71	22.5	0.067	0.102		
72	22.7	0.099	0.097		
73	23.0	0.049	0.095		
74	23.2	0.084	0.092		
75	23.5	0.097	0.077		
76	23.7	0.093	0.066		
77	24.0	0.075	0.065		
78	24.2	0.087	0.102		
79	24.5	0.048	0.080		
80	24.7	0.157	0.049		
81	25.0	0.094	0.055		
82	25.2	0.066	0.112		
83	25.5	0.034	0.088		
84	25.7	0.082	0.078		
85	26.0	0.069	0.077		
86	26.2	0.079	0.072		
87	26.5	0.079	0.047		
88	26.7	0.073	0.084		
89	27.0	0.094	0.085		
90	27.2	0.094	0.074		
91	27.5	0.080	0.086		
92	27.7	0.058	0.105		
93	28.0	0.048	0.110		
94	28.2	0.063	0.113		
95	28.5	0.063	0.076		
96	28.7	0.055	0.073		
97	29.0	0.058	0.059		
98	29.2	0.085	0.083	0.074	0.076
99A	29.5	0.068	0.112		
100	29.7	0.086	0.055	0.077	0.083
		0.076	0.077		

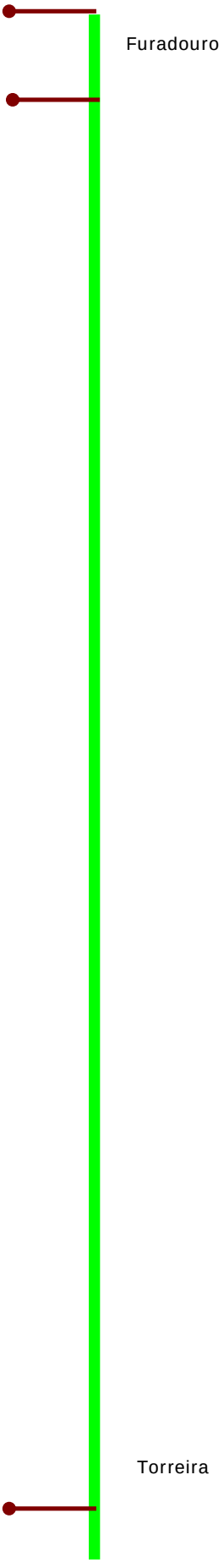


Tabela F2- Inclinação da face da praia para o sector B - Levantamentos de 1996 e 2001

Perfil nº	Km	Perfil Médio		Média Subsector	
		Tanβ - 96	Tanβ - 01	Tanβ - 96	Tanβ - 01
101	42.4	0.140	0.117		
102	42.7	0.072	0.060	0.106	0.089
103	42.9	0.044	0.059		
104	43.2	0.057	0.050		
105	43.4	0.052	0.050		
106	43.7	0.077	0.067		
107	43.9	0.061	0.050	0.058	0.055
108	44.2	0.032	0.057		
109	44.4	0.111	0.073		
110	44.7	0.048	0.088		
111	44.9	0.041	0.067	0.058	0.071
112	45.2	0.088	0.116		
113	45.4	0.100	0.089	0.094	0.102
114	45.7	0.065	0.137		
115	45.9	0.087	0.070		
116	46.2	0.094	0.060	0.082	0.089
117	46.4				
118	46.7	0.065	0.054		
119	46.9	0.057	0.045		
120	47.2	0.037	0.027	0.053	0.042
121	47.4	0.092	0.160		
122	47.7	0.094	0.070		
123	47.9	0.065	0.047		
124	48.2	0.080	0.049		
125	48.4	0.092	0.115		
126	48.7	0.058	0.066		
127	48.9	0.051	0.046		
128	49.2	0.101	0.030		
129	49.4	0.047	0.064		
130	49.7	0.053	0.095		
131	49.9	0.079	0.050		
132	50.2	0.048	0.085		
133	50.4	0.078	0.110		
134	50.7	0.046	0.104		
135	50.9	0.054	0.062		
136	51.2	0.071	0.085		
137	51.4	0.047	0.083		
138	51.7	0.053	0.042	0.067	0.076
139	51.9	0.145	0.171		
140	52.2	0.189	0.163		
141	52.4	0.101	0.099		
142	52.7	0.096	0.074		
143	52.9	0.078	0.050	0.122	0.111
144	53.2	0.151	0.111		
145	53.4	0.126	0.112		
146	53.7	0.081	0.083		
147	53.9	0.067	0.042		
148	54.2	0.084	0.060		
149	54.4	0.136	0.047		
150	54.7	0.149	0.048		

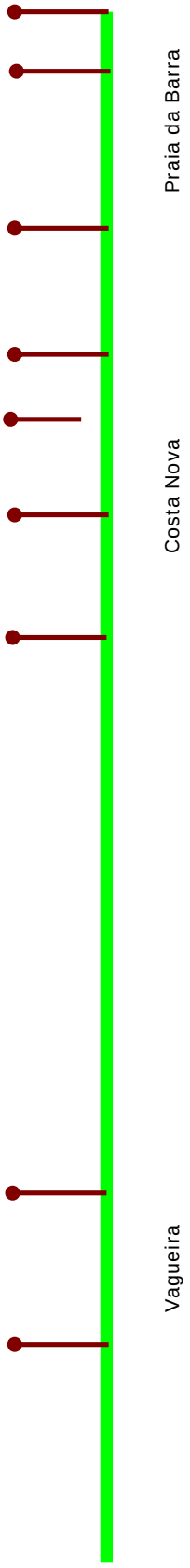


Tabela F3- Inclinação da face da praia para o sector C - Levantamentos de 1996 e 2001

Perfil nº	Km	Perfil Médio		Média Subsector	
		Tanβ - 96	Tanβ - 01	Tanβ - 96	Tanβ - 01
151	54.9	0.103	0.059		
152	55.2	0.078	0.069		
153	55.4	0.076	0.074		
154	55.7	0.097	0.041		
155	55.9	0.081	0.050		
156	56.2	0.093	0.067		
157	56.4	0.145	0.108		
158	56.7	0.120	0.050		
159	56.9	0.085	0.066		
160	57.2	0.102	0.049		
161	57.4	0.054	0.085		
162	57.7	0.036	0.157		
163	57.9	0.135	0.116		
164	58.2	0.059	0.068		
165	58.4	0.149	0.054		
166	58.7	0.094	0.065		
167	58.9	0.102	0.067		
168	59.2	0.113	0.091		
169	59.4	0.132	0.093		
170	59.7	0.083	0.176		
171	59.9	0.065	0.116		
172	60.2	0.058	0.134		
173	60.4	0.055	0.080		
174	60.7	0.055	0.157		
175	60.9	0.103	0.162		
176	61.2	0.079	0.078		
177	61.4	0.078	0.161		
178	61.7	0.075	0.098		
179	61.9	0.082	0.113		
180	62.2	0.037	0.153		
181	62.4	0.054	0.078		
182	62.7	0.094	0.133		
183	62.9	0.132	0.147		
184	63.2	0.082	0.150		
185	63.4	0.090	0.119		
186	63.7	0.099	0.168		
187	63.9	0.092	0.037		
188	64.2	0.068	0.066		
189	64.4	0.097	0.209	0.092	0.097
		0.084	0.088		

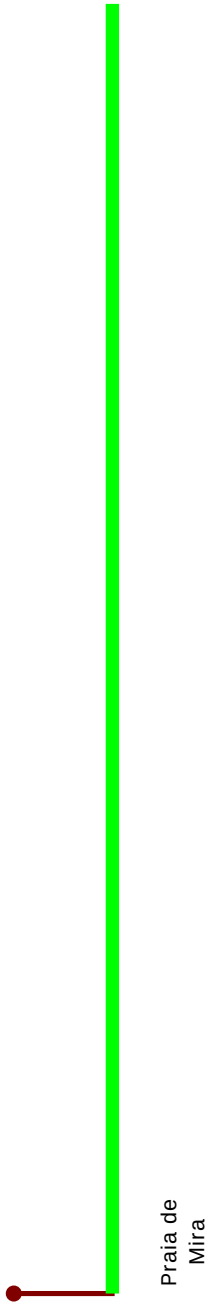


Tabela F3- Inclinação da face da praia para o sector C - Levantamentos de 1996 e 2001 (Cont.).