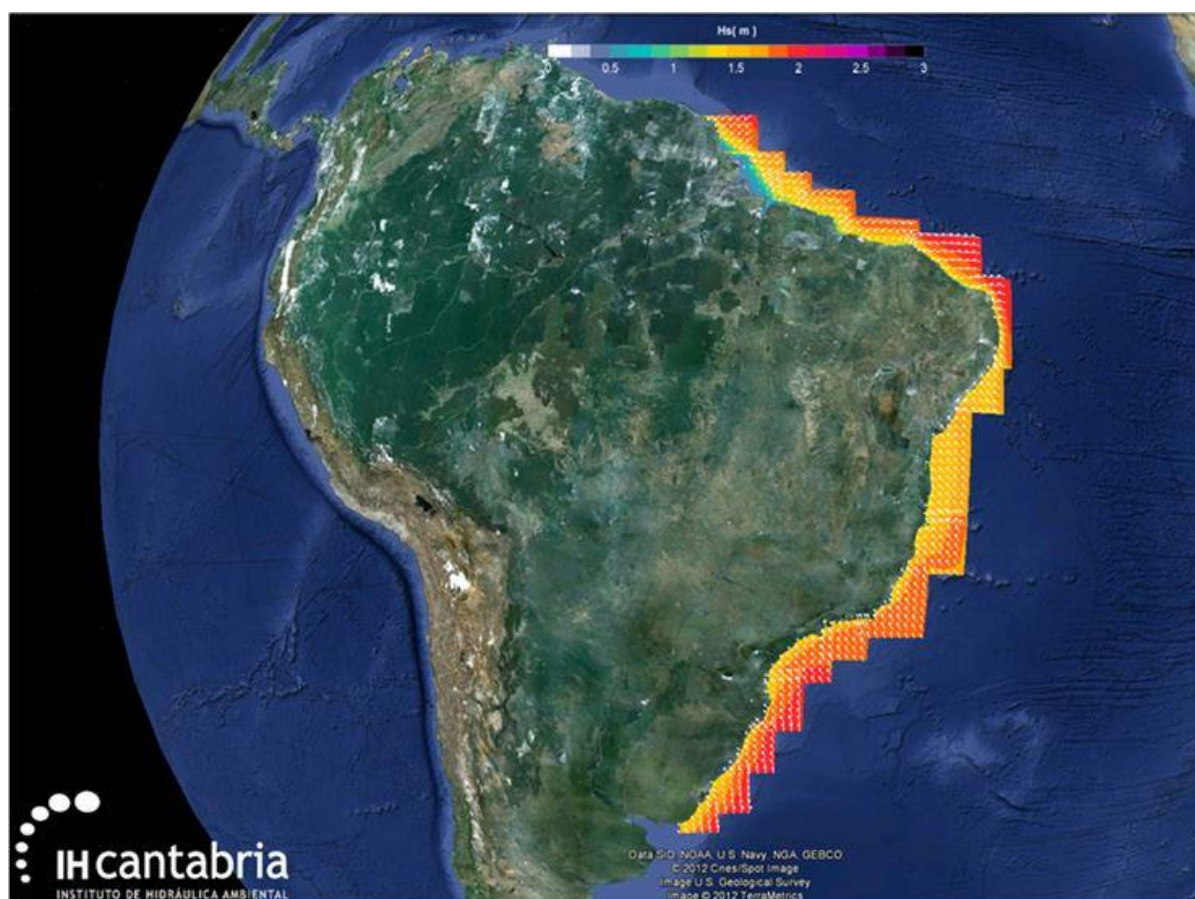


MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS



DOCUMENTO TEMÁTICO

APOIO:



REALIZAÇÃO:



MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

GOVERNO BRASILEIRO

Presidência da República

MICHEL TEMER

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE

JOSÉ SARNEY FILHO

Secretaria Executiva

MARCELO CRUZ

Secretaria de Recursos Hídricos e Ambientes Urbanos

JAIR VIEIRA TANNUS JUNIOR

Diretoria de Zoneamento Territorial

RAIMUNDO NONATO C. CORDEIRO FILHO

Gerência Costeira

RÉGIS PINTO DE LIMA

MINISTÉRIO DO PLANEJAMENTO, DESENVOLVIMENTO E GESTÃO

DYOGO HENRIQUE DE OLIVEIRA

Secretaria Executiva

DYOGO HENRIQUE DE OLIVEIRA

Secretaria do Patrimônio da União

SIDRACK DE OLIVEIRA CORREIA NETO

Departamento de Destinação do Patrimônio

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

ANDRÉ LUÍS PEREIRA NUNES

MINISTÉRIO DAS RELAÇÕES EXTERIORES

JOSÉ SERRA

Secretaria-Geral das Relações Exteriores

MARCOS BEZERRA ABBOTT GALVÃO

Subsecretaria-Geral de Cooperação Internacional, Promoção Comercial e Temas Culturais

SANTIAGO IRAZABAL MOURÃO

Agência Brasileira de Cooperação

JOÃO ALMINO

GOVERNO ESPANHOL

Embaixador da Espanha no Brasil

MANUEL DE LA CÁMARA HERMOSO

Coordenador-Geral da Cooperação Espanhola no Brasil

JESÚS MOLINA VÁZQUEZ

Diretora de Programas da Agência Espanhola de Cooperação Internacional para o Desenvolvimento (AECID)

MARGARITA GARCÍA HERNÁNDEZ

Diretor de Projetos da Agência Espanhola de Cooperação Internacional para o Desenvolvimento (AECID)

ALEJANDRO MUÑOZ MUÑOZ

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

COORDENAÇÃO TÉCNICA

Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria - Universidade da Cantabria

Laboratório de Oceanografia Costeira - Universidade Federal de Santa Catarina

Instituto Oceanográfico – Universidade de São Paulo

Ministério do Meio Ambiente do Brasil

RESPONSÁVEIS TÉCNICOS

Professor: Mauricio González Rodríguez

Endereço: c/Isabel Torres nº 15

Parque Científico e Tecnológico da Cantabria 39011 Santander

Espanha

E-mail: mauricio.gonzalez@unican.es

Tel.: +34 942 201 616

Fax: +34 942 266 361

<http://www.ihcantabria.com>

Professor: Antonio Henrique da Fontoura Klein

Universidade Federal de Santa Catarina

Centro de Filosofia e Ciências Humanas

Departamento de Geociências

Campus Universitário - Trindade

Florianópolis, SC- Brasil - CEP: 88040-900

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

E-mail: antonio.klein@ufsc.br

Tel.: 55-48-37212577

<http://loc.ufsc.br/>

Professor: Moysés Gonzalez Tessler

Universidade de São Paulo

Endereço: Rua Anna Nastari Brunetti, 62 Granja Viana, Cotia , São Paulo-Brasil.

CEP: 06709-135

E-mail: mgtessle@gmail.com

Tel.: [55-11-98381-8410](tel:55-11-98381-8410)

<http://ldc.io.usp.br/>

Diego Pereira de Oliveira (Analista de Infraestrutura)

Ministério do Meio Ambiente

SEPN 505 – Bloco B - Edifício Marie Prendi Cruz – sala 107

Brasília - DF - Brasil - 70730-542

E-mail: diego.oliveira@mma.gov.br

Tel.: 55- 61- 2028-1743 / 55-61-2028-1364

<http://www.mma.gov.br/>

Observação Jurídica

Nenhum dos participantes, nem as instituições as quais representam no desenvolvimento do SMC-Brasil, são responsáveis pela utilização dada a esta publicação.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

A base de dados de ondas em águas profundas (GOW) e de níveis (GOT; GOS) incluída no SMC-Brasil são de propriedade do IH Cantabria. O SMC-Brasil permite o processamento e análise de tais dados ao longo da costa brasileira. Todavia, esses dados não estão disponíveis para os usuários do sistema, apenas o dado processado e analisado por cada usuário. O uso inadequado desses dados ou dos resultados obtidos a partir destes, bem como as ferramentas não são de responsabilidade do IH Cantabria ou do grupo que desenvolveu o projeto nem do MMA. Os usuários não podem utilizar técnicas de engenharia reversa, descompilar ou fazer o *download* da base de dados de ondas e níveis do *software* SMC-Brasil.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Contribuições e Desenvolvimento

Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria (IH Cantabria)

Universidade da Cantabria

Instituição líder do projeto: Mauricio González (principal pesquisador do projeto), Raúl Medina, Omar Gutiérrez (coordenador do projeto), Nabil Kakeh, Cynthia Martínez, Roland Garnier, Lara Ruiz, Jara Martínez, Verónica Canovas, Laura Ribas de Almeida, Belén López, Fernando Méndez, Antonio Espejo, Melisa Menéndez, Ana Abascal, Sonia Castanedo.

Laboratório de Oceanografia Costeira - Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

Líder local do projeto: Antonio Henrique da Fontoura Klein (principal pesquisador do projeto), Clarissa Brelinger De Luca, Priscila Hoerbe Soares, Paula Gomes da Silva, Jonas Gomes Oliveira, Maiara Werner Pinto, Charline Dalinghaus, Caio Trajano Siqueira Salgado, Julia Gil dos Santos.

Instituto Oceanográfico – Universidade de São Paulo (USP)

Líder local do projeto: Moyses Gonzalez Tessler (principal pesquisador do projeto), Samara Cazzoli y Goya.

Gerenciamento Costeiro – Ministério do Meio Ambiente (MMA)

Colaboradores: Márcia Regina Lima de Oliveira, Leila Swerts, Adélias Freires Bastos, Salomar Mafaldo de Amorim Júnior, Flávia Cabral Pereira, Bruna Teixeira Pandolpho da Costa e Silva e Mateus Pereira Rodrigues Borges.

Financiamento do projeto

Agência Espanhola de Cooperação Internacional para o Desenvolvimento – AECID

Ministério do Meio Ambiente- MMA Brasil

Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão/Secretaria de Patrimônio da União- MP-SPU Brasil.

Colaboração (Fornecimento de dados)

Marinha do Brasil

Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias (INPH)

Foto da Capa

Autor:

Cedida por:

Local:

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Projeto SMC-Brasil: Documento Temático – Mudanças Climáticas em Praias / Ministério do Meio Ambiente- MMA / Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria - IHC / Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, Brasília-DF, Brasil - 2017.

ISBN xxx-xx-xxxxx-xx-x

xxx p.

1. Mudanças Climáticas. 2. Dinâmica Litorânea. 3. Nível do Mar. 4. Linha de Costa. I. Título. II. Ministério do Meio Ambiente - MMA. III. Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria - IHC. IV. Universidade Federal de Santa Catarina -UFSC – MMA.

CDU: 910.1
910.2

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Sumário

Sumário

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO.....	21
1. Introdução.....	22
1.1. Marco do Documento	22
1.2. Limitações do Uso do Documento	27
1.3. Estrutura do Documento.....	28
1.4. Escopo do Documento	30
CAPÍTULO 2: METODOLOGIA DE TRABALHO	31
2. Metodologia de Trabalho.....	32
2.1. Introdução	32
2.2. Descrição da metodologia	33
2.3. Propagação do clima marítimo (ondas e nível do mar) junto à linha de costa.....	33
2.4. Estimativa de tendências.....	35
2.5. Estimativa dos efeitos potenciais na costa	39
CAPÍTULO 3: IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA COSTA	45
3. Impactos das Mudanças Climáticas na Costa	46
3.1. Introdução	46
3.2. Cota de inundação	46
3.2.1. Descrição	46
3.2.2. Efeitos das mudanças climáticas na cota de inundação	47
3.3. Perfil de praia	48
3.3.1. Descrição	48
3.3.2. Avaliação de potenciais impactos das mudanças climáticas no perfil	50
3.3.2.1. Efeito da variação do nível do mar no perfil de praia	51
3.3.2.2. Efeito da variação da altura da onda no perfil da praia em praias preenchidas.....	56
3.3.2.3. Efeito da variação da altura das ondas e da variação do nível do mar no perfil de praia	58
3.4. Forma em planta	59

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Sumário

3.4.1. Introdução	59
3.4.1.1. Praias em equilíbrio estático.....	60
3.4.1.2. Praias em equilíbrio dinâmico ou em desequilíbrio	60
3.4.2. Praias retilíneas em equilíbrio estático.....	61
3.4.2.1. Visão geral sobre a relação entre a dinâmica atuante e a forma em planta 61	
3.4.2.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre as praias retilíneas não preenchidas de areia.....	62
3.4.2.3. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas em praias retilíneas preenchidas de areia.....	63
3.4.3. Praias apoiadas em uma estrutura de difração de ondas natural (promontório) ou feita pelo homem (quebramar) em equilíbrio estático	68
3.4.3.1. Descrição da relação entre a dinâmica atuante e a forma em planta.....	68
3.4.3.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas na forma em planta de praias apoiadas em uma estrutura de difração de ondas.....	70
3.4.4. Praias com a presença de tômbolos ou saliências	84
3.4.4.1. Descrição da relação entre a dinâmica atuante e a forma em planta.....	84
3.4.4.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas na forma em planta de tômbolos e saliências.....	85
3.5. Transporte litorâneo	88
3.5.1. Descrição da relação entre a dinâmica atuante e o transporte longitudinal de sedimentos.....	88
3.5.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre a taxa de transporte potencial de sedimentos segundo a equação do CERC	90
3.6. Evolução dos estados morfodinâmicos	93
3.6.1. Definição do estado modal de uma praia e sua relação com parâmetros climáticos	94
3.6.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas no estado modal das praias	95
CAPÍTULO 4: APLICAÇÃO DA METODOLOGIA	97

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Sumário

4. Aplicação da Metodologia	98
4.1. Introdução	98
4.2. Resumo dos efeitos.....	98
4.2.1. Perfil de equilíbrio	99
4.2.2. Forma em planta de equilíbrio	101
4.2.3. Cota de inundação	102
4.3. Estratégia de uso das equações a muito longo prazo (décadas).....	103
4.4. Aplicação da metodologia em função do nível de análise de tendências.....	107
4.4.1. Introdução	107
4.4.2. Pré – projeto.....	110
4.4.2.1. Posição da linha de costa.....	110
4.4.2.2. Orientação da linha de costa	117
4.4.2.3. Cota de inundação	118
4.4.3. Projeto SMC-Brasil	119
4.4.3.1. Posição da linha de costa.....	120
4.4.3.2. Orientação da linha de costa	126
4.4.3.3. Cota de inundação	129
REFERÊNCIAS	136
ANEXOS	140
Anexo 1	141
1. Método das Perturbações	142

Lista de Figuras

Figura 1 – Fluxograma esquemático do Projeto SMC - Brasil.....	25
Figura 2 - Esquema dos processos físicos mais importantes sofridos pela onda.....	34
Figura 3 - Exemplo de uma análise histórica e identificação de uma linha de tendência.....	36
Figura 4 – Modelo de regressão homocedástico.....	37
Figura 5 – Modelo de regressão heterocedástico.	37
Figura 6 – Análise de tendência mediante um modelo de regressão heterocedástico (CEPAL, 2011).....	38
Figura 7 – Esquema de tendência estatística de longo prazo. Probabilidade de excedência de um limiar (CEPAL, 2011).	39
Figura 8 – Método das perturbações.	43
Figura 9 – Variação do perfil de equilíbrio ante uma elevação do nível do mar (Regra de Bruun).....	52
Figura 10 – Ábacos que permitem quantificar a relação entre a retração da praia e o aumento do nível médio $RE\Delta\eta\Delta\eta$ em função da altura da berma B e do tamanho médio do sedimento D_{50}	54
Figura 11 – Exemplo de ábaco que relaciona o parâmetro $\Delta VRE\Delta\eta$ em função da H_{s12} e da altura da berma B (CEPAL, 2012a).....	56
Figura 12 – Esquema de praia preenchida.	56
Figura 13 – Variação do perfil de equilíbrio frente à subida do nível do mar e aumento da altura da onda.....	59
Figura 14 – Esquema de tipo de praias retilíneas em equilíbrio estático. (a) Praias não preenchidas de areia e; (b) Praias preenchidas de areia.	62
Figura 15 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia nas praias retilíneas em equilíbrio estático não preenchidas de areia.	63
Figura 16 – Exemplo de praia aberta com seus limites.	64
Figura 17 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia (caso 1).	65
Figura 18 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia (caso 2), fase inicial.....	66
Figura 19 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em perfil de zona condicionada das praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia em sua fase inicial (caso 2).....	66
Figura 20 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia ($\Delta\beta < 0$), fase final.	67

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Lista de Figuras

Figura 21 – Forma em planta das praias apoiadas em uma estrutura de difração.	68
Figura 22 – Forma em planta das praias de enseada, parametrização de Hsu e Evans (1989).	69
Figura 23 – Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. Caso 1.	71
Figura 24 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. $\Delta\beta > 0$	72
Figura 25 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. $\Delta\beta < 0$	73
Figura 26 – Ábacos da retração adimensional RERO multiplicada por 100 em função de $\Delta\beta$, β e de θ	75
Figura 27 – Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. Caso 2.	76
Figura 28 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. Caso 2.	77
Figura 29 – Ábacos da retração adimensional RERO atual multiplicada por 100 em função de $\Delta\beta$, β e de θ	80
Figura 30 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático não preenchida de areia.	81
Figura 31 – Ábacos da retração adimensional RERO atual multiplicado por 100 em função de $\Delta\beta$, β e de θ	83
Figura 32 – Descrição esquemática das distintas tipologias de tómbolos.	84
Figura 33 – Ábaco que permite estimar a tipologia da forma em planta em função dos parâmetros adimensionais Y/L e B/L	85
Figura 34 – Representação esquemática da variação da largura efetiva do quebramar de acordo com a variação do sentido do fluxo médio de energia.	86
Figura 35 – A variação do comprimento de onda em função da profundidade e do período de onda.	87
Figura 36 - Relação entre a variação adimensional da taxa de transporte litoral, devido a variações na altura de onda em quebra, em função da variação adimensional da altura da onda em quebra adimensional.	92
Figura 37 - Relação entre a variação adimensional da taxa de transporte litoral ($2\delta ab/tg2ab, a$) devido a variações do ângulo de incidência na quebra em função do ângulo de incidência na quebra.	93

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Lista de Figuras

Figura 38 – Tendência média do nível médio do mar no período 2010-2040 (CEPAL, 2011).	111
Figura 39 – Altura significativa de onda superada 12 horas ao ano multianual. Fonte de dados: Reanálise <i>Global Ocean Waves</i> , GOW (1948-2008), CEPAL (2011).	112
Figura 40 – Retração adimensional $RE\Delta\eta\Delta\eta$ em função da altura da berma (B) e da altura de onda (H_{s12}).	113
Figura 41 – Variação da altura significativa de onda superada 12 horas ao ano no ano de 2040 (CEPAL, 2011).	115
Figura 42 – Variação da direção de fluxo médio de energia no ano 2040 (CEPAL, 2011).	117
Figura 43 – Tendência média dos extremos de cota de inundação no período 2010-2040 (CEPAL, 2012b).	118
Figura 44 – Estimativa da tendência em longo prazo de η e variação da função de densidade da variação do nível médio no tempo (modelo heterocedástico).	122
Figura 45 – Estimativa da função de densidade de $\Delta\eta$ para o ano 2020 (N=10 anos).	124
Figura 46 – Estimativa da função de densidade da retração média anual para o ano 2020 (N=10 anos).	124
Figura 47 – Estimativa da função de densidade da retração média anual para vários anos horizonte (N=10, 30 e 70 anos).	125
Figura 48 – Exemplo de aplicação da metodologia proposta no SMC-Brasil na qual se consideram diferentes cenários de mudança climática.	126
Figura 49 - Estimativa de tendência em longo prazo de $\Delta\beta$	127
Figura 50 – Estimativa de função de densidade de $\Delta\beta$ para N=10 anos.	128
Figura 51 – Estimativa de função de densidade da retração máxima para o ano 2020 (N=10 anos).	128
Figura 52 – Regime extremo da CI.	129
Figura 53 – Estimativa da tendência em longo prazo da CI.	131
Figura 54 – Estimativa da tendência em longo prazo de CI por aumento do nível médio do mar.	132
Figura 55 – Comparação dos regimes extremos do ano inicial (2010) e do ano horizonte (2040).	134
Figura 56 – Comparação dos regimes extremos de cota de inundação para os distintos cenários de mudanças climáticas considerados.	135
Figura 57 – Função da característica morfológica de um elemento litoral.	142
Figura 58 - Variação do elemento litoral devido à mudança climática.	143
Figura 59 - Aproximação da nova função que define o elemento morfológico da praia.	144

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Lista de Figuras

Figura 60 - Gráfico explicativo do procedimento do método das perturbações.	144
--	-----

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Lista de Quadros

Lista de Quadros

Quadro 1 - Modelos de regressão mais comuns.....	36
Quadro 2 – Principais variáveis de clima marítimo no estudo de mudanças climáticas sobre praias.....	41
Quadro 3 - Retração da linha de costa devido ao aumento do nível do mar em muito longo prazo (décadas).....	99
Quadro 4 - Retração da linha de costa de praias preenchidas devido ao aumento da altura de onda H_{s12}	100
Quadro 5 - Efeitos de muito longo prazo na forma em planta de uma praia.	101
Quadro 6 – Obtenção dos efeitos em muito longo prazo (décadas) (planta e perfil).	105
Quadro 7 - Obtenção dos efeitos em muito longo prazo (décadas) (Cota de inundação).	106
Quadro 8 - Exemplo de aplicação das equações para avaliar a retração da linha de costa em muito longo prazo (décadas) devido a um aumento do nível do mar (Pré-projeto).....	108
Quadro 9 - Exemplo de aplicação das equações para avaliar a retração da linha de costa, a muito longo prazo (décadas), devido a um aumento no nível do mar (Projeto).....	109
Quadro 10 – Parâmetros de ajuste ao regime extremo.....	131
Quadro 11 – Parâmetros de ajuste ao regime extremo para o ano horizonte.	133

Lista de Abreviaturas

- ABC – Agência Brasileira de Cooperação
- AECID – Agência Espanhola de Cooperação Internacional para o Desenvolvimento
- AMEVA – Análise Matemática e Estatística de Variáveis Ambientais
- BC – Banda de Confiança
- CI – Cota de Inundação
- DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação
- DL – Divisão de Levantamento do Exército
- GEV – *Generalized Extreme Value*
- GOW – *Global Ocean Waves*
- IABS – Instituto Ambiental Brasil Sustentável
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IC – Intervalo de Confiança
- IH – Instituto Hidráulico
- IPCC – Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Changes*)
- MA – Maré Astronômica
- MaxDiss – Técnica da Máxima Dissimilaridade
- MM – Maré Meteorológica
- MMA – Ministério do Meio Ambiente
- MP – Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão
- POT – *Peak Over Threshold*
- SMC – *Sistema de Modelado Costero/ Sistema de Modelagem Costeira*
- SEDR – Secretaria de Extrativismo e Desenvolvimento Rural Sustentável
- SPU – Secretaria do Patrimônio da União
- UC – Universidade da Cantabria
- UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina
- USP – Universidade de São Paulo

Lista de Símbolos

a' - Porosidade

A – Parâmetro de forma

B – Altura da berma

B – Largura do quebramar

B_1 – Metade do comprimento de praia alterado pela formação de tómbolo ou saliência

B_K – Metade da largura de ligação do tómbolo ao quebramar

c_f – Coeficiente de fricção.

C_0 – Coeficiente da equação da forma em planta em função de β .

C_1 – Coeficiente da equação da forma em planta em função de β .

C_2 – Coeficiente da equação da forma em planta em função de β .

D_{50} – Tamanho do sedimento

g – Aceleração da gravidade

h – Profundidade

h_* – Profundidade de fechamento

h_b – Profundidade de quebra da onda

h_d – Profundidade de um dos lados da praia de enseada que faz fronteira com a praia

h_p – Profundidade de fechamento do perfil

H_b – Altura de quebra da onda

H_{RMS} – Altura quadrática média de onda

H_s – Altura significativa de onda

H_{sb} – Altura significativa de quebra da onda

H_{s12} – Altura significativa de onda superada 12 horas ao ano

K – Coeficiente empírico constante

L – Comprimento da praia

L – Comprimento de onda

M_b – Declividade da praia na zona de arrebentação

N – Número de anos

Q – Taxa de transporte do sedimento

R – Raio vetor que mede a distância do ponto de difração a qualquer ponto da forma em planta de equilíbrio

R_0 – Raio vetor que mede a distância entre o ponto de difração e o ponto final da praia

RE – Retração total da praia

R_{max} – Retração máxima da praia

R_u – *Runup*

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Lista de Símbolos

t	– Tempo
T	– Período de pico da onda
T_m	– Período médio da onda
T_p	– Período de pico da onda
T_{s12}	– Período de pico associado a H_{s12}
u	– Limite POT
V	– Volume de areia erodido na praia
\bar{V}	– Velocidade longitudinal média
V_{max}	– Avanço máximo da praia
W^*	– Extensão do perfil de praia
w_s	– Velocidade de queda do sedimento
x	– Distância desde a costa (até o fim do perfil)
X	– Distância do quebramar à linha de costa original
Y	– Distância do quebramar até a costa
Y_0	– Largura da saliência teórica
Y_1	– Largura da saliência junto a linha de costa para o caso de dupla saliência
Y_2	– Largura da saliência junto ao quebramar para o caso de dupla saliência
α	– Coeficiente da equação da forma em planta em função de β
α_b	– Ângulo de quebra da onda
α_{min}	– Ângulo que forma a normal de todas as frentes de onda que passam pelo ponto de controle
β	– Ângulo (fixo) formado entre a frente de onda e o raio vetor R_0
β	– Direção do fluxo de energia de onda
γ_b	– Índice de quebra da onda
δ	– Variação
Δ	– Variação
η	– Nível médio do mar
θ	– Ângulo (variável) formado entre a frente de onda e o raio vetor R
θ	– Direção de onda
θ_{FME}	– Série histórica do fluxo médio de energia
θ_m	– Direção média de propagação da onda
λ	– Número médio anual de excedências do limite POT
λ	– Porosidade do sedimento
μ	– Parâmetro de localização
μ	– Valor médio

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Lista de Símbolos

ξ – Parâmetro de forma

ρ – Densidade da água

ρ_s – Densidade do sedimento

σ – Parâmetro de escala

σ – Variância

Φ – Ângulo de variação da posição da praia de acordo com a variação do raio vetor que mede a distância entre o ponto de difração e o ponto final da praia

Ψ – Parâmetro de escala

ω – Velocidade de queda do grão

Ω – Velocidade de queda do grão

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1. Introdução

1.1. Marco do Documento

A Zona Costeira brasileira é uma região de alta densidade populacional para a qual convergem grande parte dos investimentos, infraestruturas e fluxos econômicos preponderantes no país. A vulnerabilidade natural da zona costeira é relevante ao bem-estar da população e ao crescimento econômico do país, onde impactos se potencializam frente aos efeitos das mudanças do clima.

O Projeto Orla estabeleceu uma faixa de gestão da zona costeira com a finalidade de identificar uma possível linha de segurança da costa, abrangendo as áreas de grande dinamismo geomorfológico (com tendências de transgressão ou regressão marinhas), cobrindo espaços de desequilíbrio em termos de processos morfogenéticos e hidrodinâmicos.

Cerca de 40% da costa brasileira tem problema de erosão, sendo os seus efeitos mais significativos nas regiões urbanizadas (MMA, 2006). Embora a urbanização em si não provoque erosão, as edificações e construções dentro da faixa de resposta da dinâmica da praia às tempestades tendem a ser retomadas pelo mar, se tratando, portanto, de ocupações em áreas de risco a erosão e inundação (MMA, 2006).

Quando se trata de obras de engenharia costeira e sua interação com os instrumentos de gestão ambiental é importante considerar que as intervenções costeiras devem sempre ser avaliadas sob a ótica da unidade fisiográfica em que se inserem. Obras isoladas em áreas costeiras devem ser evitadas, sendo necessário favorecer as ações conjuntas em unidades fisiográficas definidas, em planos e projetos envolvendo União, estados e municípios, a exemplo do próprio Projeto Orla.

Em 2000, no I Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas, bem como em 2008, no I Simpósio Nacional sobre Erosão Costeira, que reuniu academia e gestores, foi identificado como desafio vencer a falta de conhecimento sobre os processos litorâneos, que moldam a costa brasileira (ondas, marés, batimetria, ventos, entre outros), que permitisse uma melhor caracterização de fenômenos ou tendências erosivas ao longo do litoral. Também foi apontada a necessidade urgente de formar profissionais especializados em processos litorâneos e em obras e intervenções na costa, na perspectiva de qualificar os projetos de

intervenção, melhorando o processo de tomada de decisão e assegurando a proteção da linha de costa.

No evento foi apresentada a experiência da Espanha nas ações de gestão costeira para proteção da linha de costa, estruturadas a partir de um programa contínuo de formação e na instrumentalização para tomada de decisão (MMA, 2013). Na Espanha, o “Modelo de Ajuda para a Gestão do Litoral” inclui o “*Sistema de Modelado Costero*” (SMC), composto por um conjunto de ferramentas que permite o estudo, desenho e elaboração de alternativas para projetos de engenharia costeira.

O processo de avaliação e implementação de obras de recuperação da linha de costa espanhola utilizando o SMC acumula uma experiência de mais de 15 anos, a partir da parceria entre o governo espanhol e o Instituto Hidráulico da Universidade da Cantabria (IH Cantabria). O programa de gestão envolve a produção de conhecimento para tomada de decisão, considerando a dinâmica natural, a gestão da costa e a gestão urbana. Esse processo envolveu a reapropriação de áreas de domínio público e indenização a particulares. A iniciativa foi uma resposta ao acelerado processo de urbanização experimentado pela Espanha nos anos 70, que fundamentou a Lei da Costa em 1988. A estratégia foi a de atuar na gestão de conflitos no litoral, de forma a garantir a defesa da costa, *habitats* de fauna e flora e a ocupação humana. Além de atender às demandas de resoluções e diretivas da União Européia, a exemplo da gestão costeira integrada e, posteriormente, a de avaliação de risco à inundação.

Motivados por essa experiência, em 2010, os governos brasileiro e espanhol estabeleceram o Acordo de Cooperação Técnica, Científica e Tecnológica para executar o Projeto “Transferência de Metodologias e Ferramentas de Apoio à Gestão da Costa Brasileira” entre a Agência Brasileira de Cooperação (ABC) e a Agência Espanhola de Cooperação Internacional para o Desenvolvimento (AECID), com a participação do Ministério do Meio Ambiente através da Secretaria de Extrativismo e Desenvolvimento Rural Sustentável (MMA/SEDR), da Secretaria do Patrimônio da União e do Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão (SPU/MP), da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), da Universidade de São Paulo (USP), da Universidade da Cantabria (UC-IH Cantabria/Espanha) e do Instituto Ambiental Brasil Sustentável (IABS). O objetivo era contribuir para a melhoria da gestão de implementação de obras costeiras no Brasil, a partir de insumos que incentivassem o entendimento e a proposição de soluções a problemas de

erosão costeira e seus impactos ambientais, promovendo a recuperação da funcionalidade dos espaços públicos já ocupados e protegendo as populações em áreas de risco.

O projeto, denominado SMC - Brasil, gerou um conjunto de publicações para apoiar estudos de processos costeiros e quantificar as variações que sofre o litoral como consequência de eventos naturais ou de atuações humanas na costa. O material é voltado para os gestores costeiros e academia, apresentando os referenciais teóricos para entendimento da dinâmica costeira e construção de cenários da linha de praia. Essas informações são importantes para o planejamento e qualificação da tomada de decisão da orla marítima. O conjunto de documentos é composto por:

i. Estudo “*Uma proposta de abordagem para o estabelecimento de regime probabilístico de área de inundação costeira do Brasil*” que tem como objetivo disponibilizar informações sobre a faixa de inundação e nível do mar ao longo de toda a costa brasileira.

ii. Documentos Temáticos com objetivo de apresentar e detalhar metodologias de projeto para diversas atuações na costa, incluindo as metodologias para o pré-tratamento dos dados de dinâmicas marinhas (ondas e níveis do mar).

iii. Manuais de Modelos Numéricos usados na ferramenta SMC-Brasil com objetivo de disponibilizar a base de dados das cartas batimétricas e dinâmicas marítimas (ondas e nível do mar) ao longo da costa brasileira; e oferecer um pacote de programas numéricos que permita a correta utilização da metodologia proposta nos Documentos Temáticos.

Os conteúdos apresentados no conjunto de documentos sintetizam a transferência de conhecimento da experiência espanhola que são de grande valia para o debate e o desenvolvimento de ações costeiras no Brasil relacionado à dinâmica da praia. Ressalta-se que os documentos estão centrados em praias de sedimento inconsolidado (areia, cascalho) localizadas em zonas abertas, nas quais a ondulação é a dinâmica predominante. Por isso, é importante compreender que existem limitações nos dados adquiridos e nos resultados alcançados, já que foram assumidas algumas simplificações metodológicas. Para que o usuário utilize corretamente as informações contidas nesses documentos, em especial no presente documento, deve-se levar em consideração as limitações apresentadas na seção 1.2 deste capítulo.

O Projeto SMC–Brasil

O Projeto SMC – Brasil tem como componentes fundamentais a formação de pessoal e a instrumentalização de gestores públicos em técnicas de proteção e gestão do litoral que facilite a tomada de decisões. A proposta é apresentar subsídios que possam apoiar a construção de um modelo que auxilie na dinamização e qualificação de procedimentos de licenciamento ambiental e de planejamento territorial, avaliando os impactos de obras na zona costeira (Figura 1).



Figura 1 – Fluxograma esquemático do Projeto SMC - Brasil.

A ferramenta computacional SMC - Brasil combina metodologias de trabalho, bases de dados de cartas náuticas e modelos numéricos orientados para o estudo e/ou solução de problemas na zona costeira. As metodologias permitem abordar o estudo de um problema de forma sistemática, respondendo perguntas sobre dados de entrada, escalas de análise de processos, aplicação de modelos, entre outros. As escalas espaço-temporais na linha de

costa consideram aspectos como a recuperação de praias, o clima de ondas na costa e a cota de inundação.

As ferramentas do SMC-Brasil podem ser divididas em duas:

(1) o SMC Tools que inclui uma base de dados de batimetria, ondas, nível do mar, transporte de sedimentos, etc.; e duas ferramentas de processamento de dados integradas, uma para realizar a análise estatística das variáveis ambientais, e outra ferramenta que permite realizar a transferência de uma série de ondas a partir de profundidades indefinidas para pontos na costa;

(2) o Sistema de Modelagem Costeira (SMC) propriamente dito, que integra uma série de modelos numéricos e permite dar um suporte prático à correta aplicação da metodologia de trabalho proposta nos Documentos Temáticos.

A execução do Projeto SMC - Brasil trouxe aprendizados importantes para o Brasil, colaborando na sensibilização e dimensionamento de problemas relevantes para ações de gestão da orla marítima, que devem balizar a estratégia para construção de um modelo de atuação para avaliação da proteção da linha de costa.

A primeira dificuldade esteve relacionada à falta de uma base de dados que permitisse o compartilhamento de informações, com metadados adequados. A oportunidade de disponibilizar uma base de dados via a ferramenta SMC – Brasil representa um incremento para o Brasil, enquanto se atua em ações mais estruturantes tanto para a disponibilização de dados, como na validação de modelagens que possam cobrir as lacunas de informações.

A base de dados de ondas e de nível de marés (maré astronômica e meteorológica) para a costa brasileira, que pode ser acessada via SMC Tools, foi obtida por meio de técnica de reanálise. Tendo como referência o ano de 2008, a série gerada representa o comportamento de ondas e marés dos últimos sessenta anos, a cada hora, com malha de 1km próximo a costa.

A iniciativa do SMC – Brasil mobilizou academia e órgãos gestores, possibilitando levantar a demanda de formação continuada de profissionais que irão atuar na gestão costeira. O acesso à ferramenta SMC – Brasil despertou a necessidade de ações mais sinérgicas entre a pesquisa e gestão, que possibilite aos estados costeiros, de forma cooperada com as universidades locais, realizar análises e estudos da dinâmica costeira

para orientações mais precisas e eficazes no que diz respeito aos processos de licenciamento, zoneamento e planejamento territorial.

É importante deixar claro que o conjunto de produtos do Projeto SMC – Brasil não supre a necessidade dos dados em escala local, na precisão adequada. Tratam-se, portanto, de insumos para apoiar o Brasil na construção de um modelo de gestão brasileira para análise da proteção da linha de costa, que promova a difusão da informação e a qualificação do processo de tomada de decisão.

Em resumo, para o uso adequado da ferramenta SMC – Brasil é necessário investir na formação e capacitação de gestores, técnicos e pesquisadores no que se refere às técnicas de proteção e manejo das costas brasileiras e em conhecimentos básicos sobre dinâmica costeira. É fundamental também que o país avance na estratégia de coleta e disponibilização de informações básicas sobre oceanografia, fundamental para a melhor aplicação de modelos e simulações. Ainda, reforça-se a necessidade de que este documento seja aplicado estritamente de acordo com seus objetivos e limitações, descritas a seguir.

1.2. Limitações do Uso do Documento

O projeto SMC – Brasil, juntamente com seus programas e documentos traz informações que são de grande valia ao considerar o desenvolvimento costeiro no Brasil. No entanto, é importante compreender que existem limitações nos dados adquiridos e resultados alcançados uma vez que foram assumidas algumas simplificações metodológicas. Para que o usuário utilize corretamente a informação contida neste documento deve-se levar em consideração as seguintes limitações:

- Falta de uma base única de elevação de terreno que contenha dados de batimetria e topografia. Embora, a zona costeira tenha levantamento batimétrico, sob a responsabilidade da Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN, e cartográfico, elaborado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE e pela 5ª Divisão de Levantamento do Exército – V-DL, estes instrumentos não possuem referências geodésicas comuns, nem horizontais, nem verticais, o que significa dizer que o nível zero de uma base não coincide com o nível zero da outra. Essa diferença é relevante na análise de variações do nível do mar.

- Apesar da base de dados do SMC – Brasil possuir uma longa série de dados de ondas (60 anos), esta foi simulada a partir de dados de vento e da batimetria global, e não propriamente medidos. Entretanto foi calibrada e validada para águas profundas;
- A base de dados, proveniente de reanálise global, não apresenta grande resolução local. Além disso, o modelo utilizado na geração dessa base de dados é relativamente simples, desconsiderando processos de difração, por exemplo, por promontórios e ilhas.

1.3. Estrutura do Documento

O documento temático de Mudanças Climáticas em Praias foi desenvolvido com a intenção de apresentar e descrever como estimar os possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre as praias oceânicas, considerando cada um dos elementos suscetíveis a serem alterados.

Por serem áreas de terra em contato com os oceanos, as zonas costeiras são áreas altamente vulneráveis aos impactos potenciais das mudanças climáticas, como mostrado por vários estudos e pesquisas nos últimos anos (IPCC, 2007; NICHOLLS *et al.*, 1999; NICHOLLS; CAZENAVE, 2010).

Todos os cenários sócio-econômicos estabelecidos pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) consideram, em maior ou menor medida, um aumento considerável da população nas zonas costeiras impulsionado pelos movimentos migratórios para a costa em busca de recursos, bem como um forte aumento do número de atividades econômicas. Estas atividades estimulam o desenvolvimento das cidades costeiras, sistemas portuários, o desenvolvimento do turismo, infraestruturas, indústria, etc. Isso leva à redução dos recursos de água doce e de aporte de sedimentos em zonas costeiras, bem como outros problemas associados à conservação de habitats costeiros.

Adicionalmente a isso, os efeitos das mudanças climáticas nas ondas, nível do mar, regimes de temperatura, precipitações, maré meteorológica e vento em nível regional, transformam-se em efeitos locais que podem colocar em grave risco as atividades e infraestruturas.

Dessa forma, especificamente neste documento serão definidas as seguintes questões: Como as mudanças climáticas afetam as praias oceânicas? Por que é importante estudar esses efeitos? E finalmente, como estudá-los?

Assim, serão descritas as metodologias e ferramentas incorporadas ao SMC-Brasil, que permitem estimar os efeitos potenciais das mudanças climáticas na costa devido as variações na dinâmica marinha, para a realização de projetos de dinâmica costeira, recuperação de praias, estudos de impacto ambiental, etc., na costa brasileira.

Este documento apresenta duas abordagens para se estimar os efeitos potenciais das mudanças climáticas com base no escopo do estudo ou do projeto que se deseja analisar.

Em primeiro lugar, se propõe o emprego de ábacos e tendências médias obtidas em outros projetos ou estudos, como os do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) e outros, tais como os descritos nos documentos da Comissão Econômica para a América Latina (CEPAL, 2011, 2012a, 2012b). Esta abordagem serve para estimar a ordem de grandeza dos efeitos potenciais do clima marítimo da costa, mas não permite conhecer com precisão quais são os efeitos em uma determinada praia, uma vez que o escopo desses estudos buscava uma análise de nível global. Costuma-se utilizar este tipo de metodologia em um anteprojeto ou como uma primeira aproximação.

A segunda abordagem proposta é adequada para a elaboração de ações na costa ou quando se requer maior precisão nos cálculos. Esta metodologia baseia-se na estimativa dos efeitos potenciais das mudanças climáticas na costa a partir das séries temporais de variáveis do clima marítimo na praia e uma série de metodologias que permitem estimar os impactos das mudanças climáticas na praia.

Esta é a abordagem que foi implementada no SMC-Brasil e foi complementada com a consideração de vários cenários de mudanças climáticas que são usados atualmente neste documento. No entanto, vale destacar que esta metodologia e os cenários podem mudar em futuras versões do SMC-Brasil, visto que a consideração da mudança do clima na costa é uma questão relativamente recente e as metodologias empregadas para estimar os efeitos das mudanças climáticas na costa estão em constante evolução. O projeto SMC-Brasil conta com as bases de dados ou fontes que estão sendo empregadas no SMC-Brasil buscando definir os diferentes cenários de mudança climática e metodologias para estimar os efeitos sobre a dinâmica e os impactos sobre a costa.

Apesar do SMC-Brasil utilizar os dados da sua própria base de dados para estimar os efeitos das mudanças climáticas sobre as praias da costa brasileira por extrapolação das tendências, as metodologias propostas neste documento podem ser aplicadas em outras bases de dados e em outras áreas de estudo.

1.4. Escopo do Documento

O objetivo deste documento é descrever as metodologias empregadas no SMC-Brasil para estimar os efeitos das mudanças climáticas em praias e o procedimento para sua aplicação em projetos costeiros através do SMC-Brasil.

Assim sendo, se estabelecem os seguintes objetivos específicos:

- Descrever a metodologia utilizada para estimar a variabilidade, em prazo muito longo (décadas - mudanças climáticas) da dinâmica marinha e as suas potenciais consequências sobre a costa.
- Descrever dois procedimentos para se estimar os efeitos na costa, segundo os objetivos do projeto: nível de pré-projeto ou nível de projeto.

CAPÍTULO 2: METODOLOGIA DE TRABALHO

2. Metodologia de Trabalho

2.1. Introdução

Nas últimas décadas tem-se observado que a costa está experimentando mudanças morfodinâmicas, associadas à mudança climática. Por este motivo, atualmente, em projetos de engenharia, costuma-se incluir um estudo sobre os possíveis efeitos da mudança climática visando analisar a necessidade de se adotar medidas preventivas e propor ações, se for este o caso.

A análise dos potenciais efeitos da mudança climática na costa requer conhecimentos sobre como será sua evolução nos próximos anos. Para estimar sua provável evolução se utiliza frequentemente dados históricos de evolução da linha de costa, fotografias aéreas históricas, entre outros, que permitem ver como a costa mudou ao longo do tempo e se há qualquer tipo de tendência ou padrão comportamental, de forma a extrapolar os resultados a longo prazo. No entanto, informações sobre a evolução da linha de costa ou fotografias aéreas não são suficientemente extensas e/ou contínuas para se obter resultados conclusivos sobre a evolução da costa, sem que se assumam muita incerteza na estimativa.

Visto que a evolução da costa está ligada às dinâmicas atuantes na mesma e que hoje em dia se dispõe de extensas séries de clima marítimo (ver Documento Temático de Onda (IH CANTABRIA – MMA, 2017a) e Documento Temático de Níveis e Cota de Inundação (IH CANTABRIA – MMA, 2017b)), é possível analisar a variabilidade do clima marítimo devido às mudanças climáticas e assim estimar os potenciais efeitos sobre a morfologia da costa, com menor incerteza, devido a essa variabilidade.

Desta forma, a fim de fornecer uma ferramenta que permita estimar a evolução da costa brasileira em um prazo muito longo (décadas), através do SMC-Brasil foi implementada uma metodologia para estimar os potenciais efeitos sobre a costa devido à variação do clima marítimo como consequência de mudanças climáticas. Neste contexto, este capítulo descreve os aspectos mais relevantes da metodologia implementada no SMC-Brasil.

2.2. Descrição da metodologia

Os efeitos da mudança climática global se refletem em mudanças nas características das ondas e níveis de maré em zonas próximas das praias, que por sua vez incidem em mudanças nas dinâmicas costeiras e nos elementos morfológicos das praias.

Em função disso, a metodologia incluída no SMC-Brasil concentra-se em três etapas:

- **Propagação do clima marítimo (ondas e nível do mar) junto a linha de costa:** Na primeira etapa deve-se selecionar um ponto na base de dados do SMC-Brasil próximo a área de estudo e migrar o clima marítimo de tal ponto à costa, a fim de caracterizar regionalmente a influência das mudanças climáticas na área.
- **Estimativa de tendências:** Posteriormente estima-se a variabilidade do clima marítimo (ondas e nível do mar) nas imediações da região costeira a muito longo prazo (décadas, mudança climática).
- **Estimativa dos efeitos potenciais na costa:** Por último, estudam-se os efeitos potenciais produzidos na morfodinâmica de praias devido à variabilidade do clima marítimo (ondas e nível do mar) a longo prazo, tendo em conta a relação entre os parâmetros de clima marítimo e os principais parâmetros que definem as características gerais da praia.

Uma descrição detalhada de cada uma das etapas é feita a seguir.

2.3. Propagação do clima marítimo (ondas e nível do mar) junto à linha de costa

O conhecimento adequado da hidrodinâmica na zona costeira é uma condição indispensável para se começar a estudar os efeitos das mudanças climáticas em uma praia, visto que as ondas e o nível do mar são dois dos agentes naturais que mais influenciam a morfologia da costa.

A estimativa dos efeitos potenciais na praia devido às mudanças climáticas depende, em grande parte, da qualidade dos dados de clima marítimo de partida e da capacidade de caracterizar o clima marítimo (ondas e níveis) nas imediações da praia.

O SMC-Brasil dispõe de uma base de dados com série de ondas extensa, 60 anos, contínuas que permite estimar a variabilidade da onda no Brasil em profundidades indefinidas. Também permite a transferência das séries de ondas até a costa por meio de um modelo de propagação que leva em conta os principais processos aos quais a onda está submetida em sua propagação em direção ao litoral: refração, difração, empinamento (*shoaling*) e quebra, esquematizados na Figura 2.

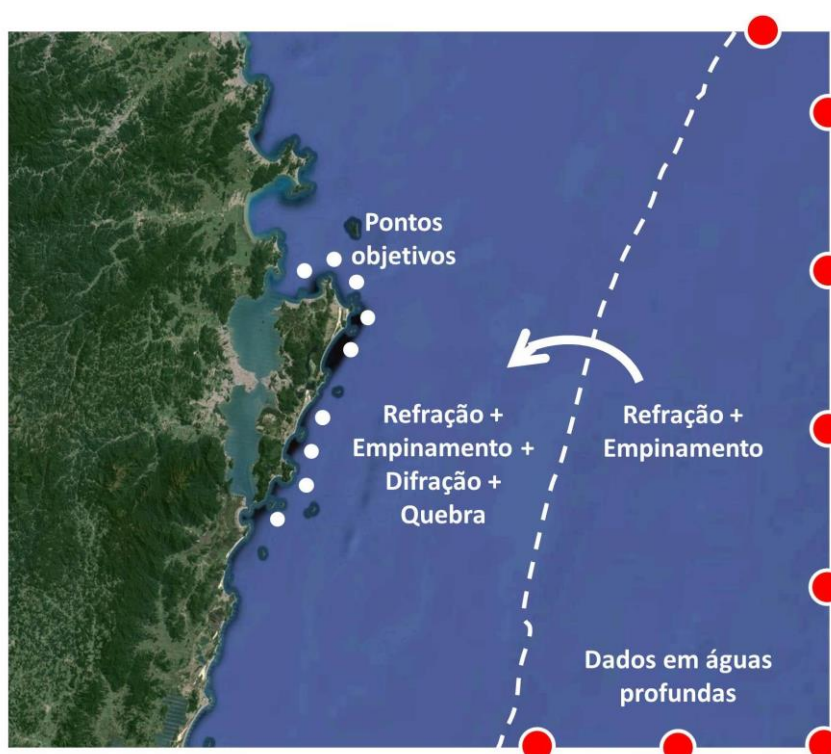


Figura 2 - Esquema dos processos físicos mais importantes sofridos pela onda.

O SMC-Brasil também dispõe de uma base de dados de níveis (maré meteorológica e astronômica), cujas características podem ser consultadas no "Documento Temático de Níveis e Cota de Inundação" (IH CANTABRIA – MMA, 2017b). Ao contrário da onda, as mudanças que a elevação do nível do mar poderia sofrer (maré astronômica e meteorológica), ao se aproximar da praia, são geralmente muito pequenas, de modo que, salvo casos ou batimetrias especiais, não é necessário fazer qualquer tipo de transformação destes dados.

Dada a dificuldade e o custo computacional para se propagar cada um dos estados de mar de uma série até os pontos-alvo, surge a necessidade de uma metodologia que permita

transladar séries longas de ondas, em profundidades indefinidas, aos pontos na área da praia de interesse, considerando todos os processos acima mencionados para se obter, em tais pontos alvo, a série de ondas de:

- Altura significativa de onda do mar, H_s
- Período médio da onda, T_m
- Período de pico da onda, T_p
- Direção média de propagação da onda, θ_m

A metodologia aplicada no SMC-Brasil, consiste em selecionar uma série de casos representativos a partir de dados de onda disponíveis e, em seguida, propagar tais casos de profundidades indefinidas até o ponto alvo. A seleção é feita por meio da técnica de máxima dissimilaridade (MaxDiss). Esta mesma técnica fornece os mecanismos necessários para reconstruir as séries depois de realizadas as propagações. Os detalhes desta metodologia e da transferência do clima marítimo da costa podem ser encontrados no "Documento Temático de Ondas" (IH CANTABRIA – MMA, 2017a).

2.4. Estimativa de tendências

O primeiro passo para se avaliar os efeitos das mudanças climáticas relacionadas com o clima marítimo é caracterizar os agentes forçantes. Em geral, pode-se considerar que os principais agentes forçantes nas proximidades da praia estão relacionados com o nível do mar e as ondas.

Para estudar o comportamento do nível do mar deve-se analisar o nível de maré astronômica e o nível de maré meteorológica; enquanto que as variáveis de interesse na caracterização da onda são: a altura significativa de onda (H_s), período médio (T_m), período de pico (T_p) e a direção média de propagação (θ_m). Para uma caracterização adequada destas variáveis é necessário que as séries temporais sejam contínuas e de longa duração, as quais podem ser obtidas por meio do SMC-Brasil, como descrito no capítulo anterior.

A estimativa do comportamento do clima marítimo no futuro é realizada através de uma análise das tendências, que consiste em analisar as séries históricas das variáveis do clima marítimo e identificar algum padrão de comportamento ou tendência em longo prazo por meio de um ajuste do modelo de regressão (Figura 3).

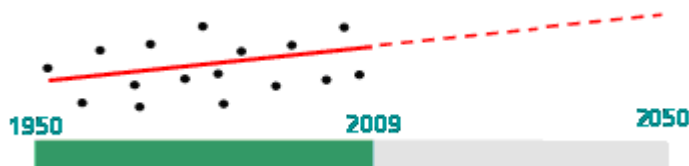


Figura 3 - Exemplo de uma análise histórica e identificação de uma linha de tendência.

Os modelos de regressão têm evoluído ao longo do tempo e aumentaram sua complexidade, começando pelos modelos de regressão lineares ou quadráticos (Quadro 1), ou complicando a geometria ao incorporar a estacionaridade da variável (harmônicos). Estes modelos, geralmente têm sido ajustados por mínimos quadrados e se assume que a variância do erro do ajuste é constante no tempo (Figura 4).

Quadro 1 - Modelos de regressão mais comuns.

Modelo de regressão	Equação
Linear	$f(t) = a_0 + b_1t$
Quadrático ou parabólico	$f(t) = a_0 + b_1t + b_2t^2$
Harmônico ou estacional	$f(t) = a_0 + a_1 \cos\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + a_2 \text{sen}\left(\frac{2\pi t}{T}\right) + b_1t$

No entanto, a análise dos dados de clima marítimo da base de dados do SMC-Brasil permitiu comprovar que a variância da variável que se analisa, varia no tempo e, portanto, é mais apropriado empregar um modelo heterocedástico na análise de tendências em longo prazo. Este tipo de modelo tem sido utilizado com sucesso por diferentes autores para a análise de variáveis de clima marítimo (MÍNGUEZ *et al*, 2012a, MÍNGUEZ *et al*, 2012b), dado que permite um melhor ajuste ao comportamento da variável analisada e, por conseguinte, a previsão da variável em muito longo prazo (décadas).

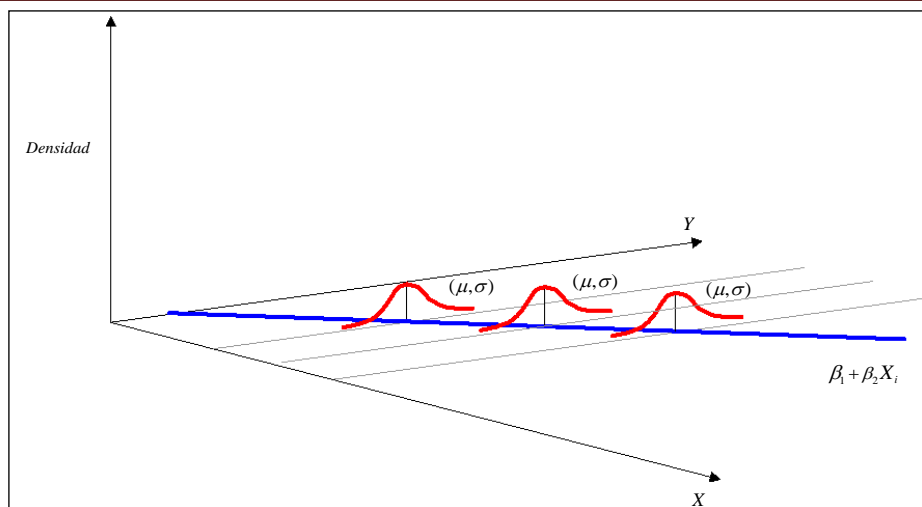


Figura 4 – Modelo de regressão homocedástico.

Os modelos de regressão heterocedásticos consideram que não somente varia o valor médio da variável no tempo, mas também sua variância ou desvio padrão (Figura 5), o que permite um melhor ajuste do comportamento da variável analisada, de modo que a previsão da variável em muito longo prazo (décadas) seja menos incerta.

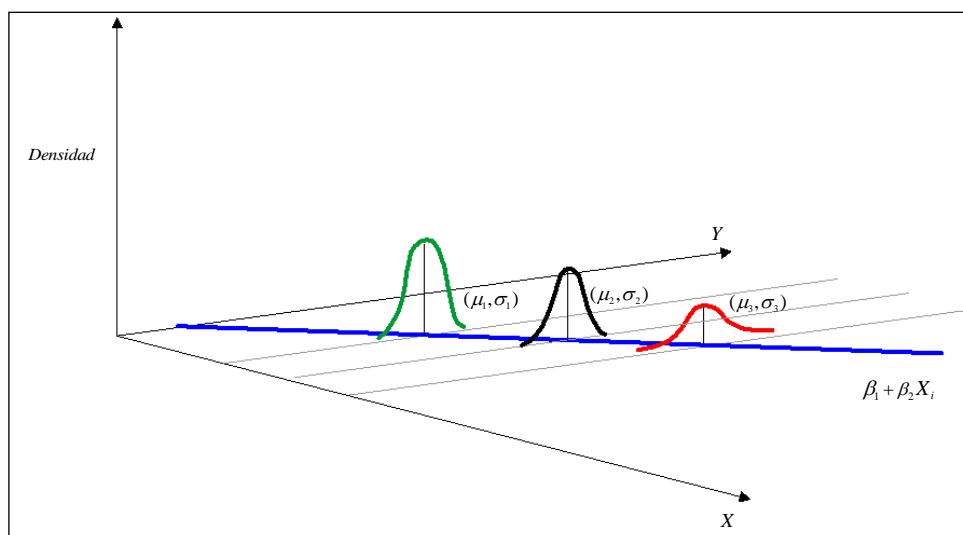


Figura 5 – Modelo de regressão heterocedástico.

Estes modelos permitem a análise da tendência tanto na média como na variância e, portanto, são adequados para analisar os efeitos da mudança climática, que está produzindo mudanças não só na magnitude das variáveis, mas também em sua variabilidade.

Por esta razão, foi implementado no SMC-Brasil um modelo heterocedástico para analisar a tendência das variáveis em muito longo prazo (décadas), onde foi considerado que o valor médio e o desvio padrão da variável em questão (Y) variam linearmente no tempo ($\mu_Y = \mu_Y^0 + \delta\mu_Y t$, $\sigma_Y = \sigma_Y^0 + \delta\sigma_Y t$), e foi aplicada a técnica de máxima verossimilhança para otimizar o ajuste do modelo ao invés de se aplicar o método tradicional de mínimos quadrados.

Embora se pudesse complicar a geometria da lei de ajuste (quadrática, harmônicas, etc.) dos parâmetros estatísticos da variável (média e desvio padrão), observou-se que, se o modelo é heterocedástico os resultados obtidos para avaliar a tendência pela lei linear, nos permite caracterizar o seu comportamento em muito longo prazo (décadas) de forma simples, oferecendo melhores resultados do que o modelo tradicional, pois considera a variação temporal da variância.

Usando este tipo de modelo de regressão pode-se estimar as tendências de longo prazo a partir de dados históricos, e também é possível avaliar a incerteza da estimativa, de modo que, para cada ano-alvo, uma função de densidade é obtida (Figura 6), cuja incerteza ou intervalo de confiança aumentam à medida que se avança no horizonte temporal (eixo-x da Figura 6).

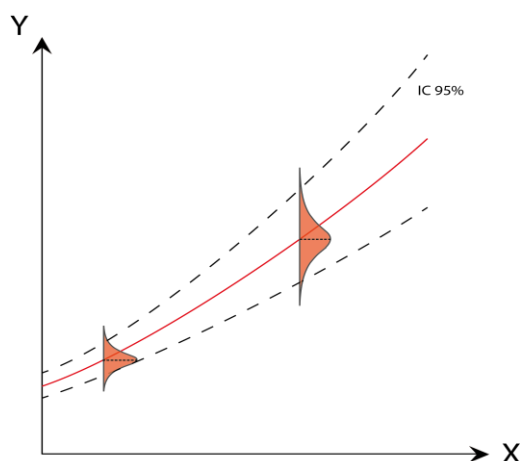


Figura 6 – Análise de tendência mediante um modelo de regressão heterocedástico (CEPAL, 2011).

Isto faz com que seja possível avaliar o valor esperado de uma variável de um ano determinado, pelo cálculo do valor médio estimado pela tendência, mas também é possível obter a menor probabilidade associada a variável que seja maior ou menor, neste caso, que um determinado valor (Y_u) ou inclusive estimar o valor da variável associada a uma certa

probabilidade de superação. Na Figura 7 é mostrado em azul a área correspondente a probabilidade de superação da marca Y_u da variável aleatória Y no instante X .

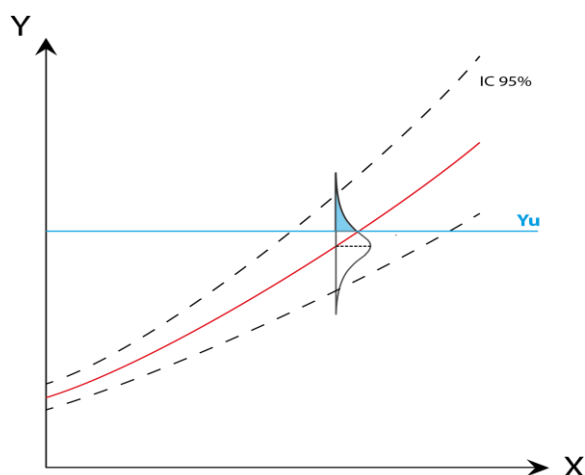


Figura 7 – Esquema de tendência estatística de longo prazo. Probabilidade de excedência de um limiar (CEPAL, 2011).

2.5. Estimativa dos efeitos potenciais na costa

As condições morfológicas das praias dependem das características das dinâmicas atuantes. As variações nestas dinâmicas como consequência da mudança climática, se manifestam na morfologia da praia através de diferentes impactos, tais como a retração da posição da linha de costa, mudança na orientação da praia, inundações devido a subida do nível médio do mar, etc.

Portanto, a avaliação dos impactos das mudanças climáticas na costa requer a análise de cada um dos elementos morfológicos e processos que ocorrem nas praias. Esses impactos são medidos em função da tendência de mudança destes elementos morfológicos e/ou dinâmicas costeiras que estão relacionados com esses elementos.

Estas tendências, em geral, são determinadas seguindo duas metodologias diferentes:

1. *Método direto*: Reconstruindo a série histórica da variável de interesse para a beira da praia (por exemplo, a cota de inundações), ajustando um modelo heterocedástico para se obter as tendências de mudança, com base nesta série histórica, conforme discutido no item anterior.

2. *Método indireto*: Inferindo a mudança da variável de interesse à beira da praia (por exemplo, a retração do perfil da praia) a partir de tendências previamente calculadas das variáveis da que depende (neste caso, o nível do mar e altura de onda), utilizando equações que relacionam a variável de interesse com as variáveis de que depende.

Uma vez descrita a metodologia empregada para estimar os potenciais impactos das mudanças climáticas na costa, se identificará uma série de elementos que definem a morfologia da praia e outras variáveis que são geralmente analisadas em engenharia costeira no momento da análise desses impactos. Dentre estas cita-se:

- Cota de inundação;
 - Forma do perfil de equilíbrio;
 - Forma em planta;
- Transporte Litoral;
- Evolução dos estados morfodinâmicos.

Os potenciais impactos das mudanças climáticas sobre cada um desses elementos podem ser estimados a partir de tendências em uma ou mais variáveis do clima marítimo e a relação entre estes elementos e as variáveis do clima marítimo das quais depende. No Quadro 2, se mostra a correlação entre os vários elementos morfológicos ou variáveis a estudar (linhas) e as variáveis de clima marítimo das quais depende (colunas), mostrando os previsíveis efeitos que uma mudança nestes pode provocar sobre os primeiros.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Quadro 2 – Principais variáveis de clima marítimo no estudo de mudanças climáticas sobre praias.

ELEMENTO	Onda			Nível do mar	Maré Meteorológica	
	Regime Médio		Regime Extremo			
	$\Delta H_{S_{12}}$	ΔH_{RMS} o ΔH_S	$\Delta \theta$	ΔH_s	$\Delta \eta$	ΔMM
COTA DE INUNDAÇÃO				Possível aumento da Cota de Inundação	Possível aumento da Cota de Inundação	Possível aumento da Cota de Inundação
PERFIL	Produce um aumento da profundidade de fechamento, possível retração da linha de costa e perda de areia em praias preenchidas				Produce a retração da linha de costa	
FORMA EM PLANTA			Rotação em planta. Possível retração da linha de costa		Mudanças em tômbolos, saliências e duplas saliências	
TRANSPORTE LITORAL		Varição na capacidade de transporte	Varição na capacidade de transporte			
ESTADOS MORFODINÂMICOS		Varição do estado morfodinâmico e do estado modal da praia				

Onde:

ΔH_{S12} = Variação da altura significativa de onda superada 12 horas ao ano

ΔH_{RMS} ou ΔH_S = Variação da altura quadrática média ou altura significativa em função da equação empregada

$\Delta\theta$ = Variação da direção da ondulação

ΔH_S = Variação da altura de onda significativa

$\Delta\eta$ = Variação do nível médio do mar

ΔMM = Variação da maré meteorológica

Por exemplo, quando se quer estudar os efeitos das mudanças climáticas em um perfil de praia, de acordo com o que o Quadro 2 reflete, deve-se analisar a variação de H_{S12} e do nível médio do mar η . Neste caso, um aumento dessas duas variáveis poderia produzir uma retração da praia por aumento da profundidade de fechamento do perfil, bem como uma retração do perfil da praia devido à redistribuição dos sedimentos no perfil, respectivamente. Aqui reside a importância do conhecimento prévio das variáveis de clima marítimo nas imediações da praia, assim como suas tendências.

É importante ressaltar que existem outras variáveis geofísicas (por exemplo, subsidência) que podem influenciar alguns dos elementos aqui analisados, sendo assim, neste documento foram consideradas apenas as variáveis de clima marítimo que aparecem no Quadro 2, embora a ferramenta SMC Tools (SMC-Brasil) considere a subsidência nos cálculos das mudanças climáticas no litoral. No site do IH Cantabria sobre o SMC-Brasil (<http://smcbrasil.ihcantabria.com/>) estão incluídas as bases de dados ou fontes que estão sendo empregadas no SMC Tools, em cada momento, para se estimar a subsidência ao longo da costa brasileira.

Em seguida, analisa-se, individualmente, cada um dos elementos morfológicos mencionados e os impactos potenciais sobre tais elementos devido às mudanças climáticas.

Esclarecimentos sobre a estimativa dos efeitos a partir do método indireto

O método indireto se baseia na estimativa da variação das variáveis de interesse a partir das tendências de mudança das variáveis das quais depende, considerando uma equação ou função que as une entre si.

A fim de esclarecer o conceito de método indireto, empregado para estimar os efeitos das mudanças climáticas na praia, são descritos a seguir dois breves exemplos de como se pode aplicar o método indireto.

O primeiro deles é o **método das perturbações**, que permite avaliar alterações que supõem a uma função pequenas mudanças nas variáveis independentes das quais a função depende (Figura 8). Assim sendo, pode-se estimar as tendências de longo prazo de certas variáveis relacionadas à morfologia da praia, em função da tendência das variáveis das quais depende. Esta metodologia é empregada no próximo capítulo para estimar o efeito das mudanças climáticas sobre o transporte litorâneo e a cota de inundação. A descrição completa do método de perturbações encontra-se no Anexo 1 deste documento.

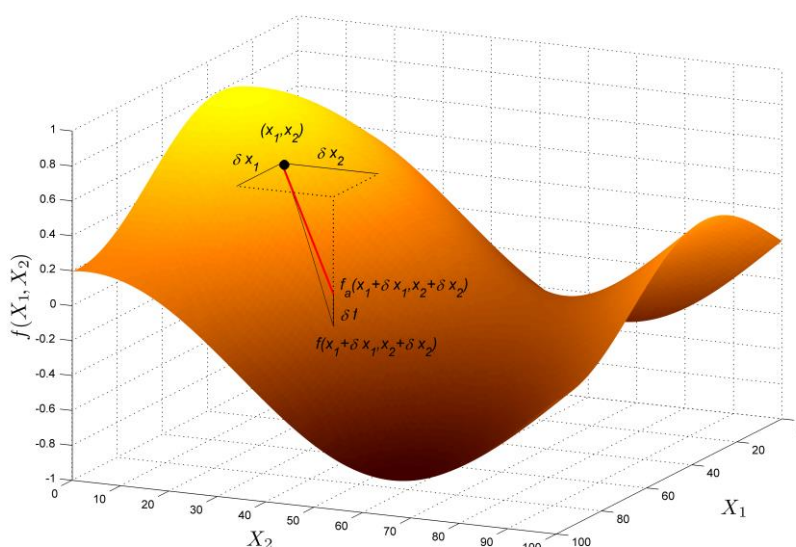


Figura 8 – Método das perturbações.

O segundo exemplo é a regra comumente conhecida como a **Regra de Bruun**, uma equação que permite estimar a potencial erosão do perfil da praia como um resultado da elevação do nível do mar (BRUUN, 1962). O próximo capítulo irá mostrar como essa

metodologia é aplicada para estimar os efeitos potenciais das mudanças climáticas no perfil de praia.

**CAPÍTULO 3: IMPACTOS DAS MUDANÇAS
CLIMÁTICAS NA COSTA**

3. Impactos das Mudanças Climáticas na Costa

3.1. Introdução

Este capítulo traz uma análise dos potenciais impactos das mudanças climáticas nos elementos morfológicos da praia e as variáveis mais empregadas na engenharia costeira para definir seu comportamento, sendo estas:

- Cota de inundação;
- Forma do perfil de equilíbrio;
- Forma em planta;
- Transporte litoral;
- Evolução dos estados morfodinâmicos.

Em todos os casos, *primeiramente, se apresenta* uma breve descrição das equações que permitem fazer a relação entre os estados de equilíbrio do elemento morfológico, ou da variável considerada, com a dinâmica atuante. Posteriormente, se analisam as variações oriundas das mudanças climáticas em função das variáveis (ver Quadro 2 no Capítulo 2) e finalmente se analisam os possíveis efeitos sobre estas morfologias de equilíbrio ou variáveis, frente ao cenário de mudança climática estabelecido.

3.2. Cota de inundação

3.2.1. Descrição

A cota de inundação pode ser definida como a cota máxima atingida pela ação conjunta da maré astronômica (*MA*), da maré meteorológica (*MM*) e o aumento das ondas em uma praia (*R_v* - *runup*). Esta variável também depende da batimetria e de outros fatores, *tais como* as ondas e o vento, que são variáveis aleatórias. Por conseguinte, o estudo da cota de inundação deve ser realizado mediante um processamento estatístico, considerando a probabilidade conjunta de cada uma das variáveis que definem a cota de inundação.

Não obstante, uma vez que o objetivo deste capítulo é analisar como será modificada a cota de inundação, *considerando* os valores das variáveis que a definem, uma abordagem para o problema consiste em assumir que a cota de inundação é a soma linear dessas variáveis. Assim, se tem a seguinte equação para a cota de inundação:

$$CI = MA + MM + R_u \quad (1)$$

Onde:

CI = Cota de inundação (m)

MA = Maré astronômica (m)

MM = Maré meteorológica (m)

R_u = Runup devido a quebra da onda (m)

No "Documento Temático de Níveis e Cota de Inundação" (IH CANTABRIA – MMA, 2017b) se pode encontrar uma descrição mais detalhada da cota de inundação e das equações que são utilizadas para calcular o *runup*.

3.2.2. Efeitos das mudanças climáticas na cota de inundação

De acordo com a Equação 1, a cota de inundação depende do nível de maré astronômica, do nível de maré meteorológica e da altura e período de onda que produz o *runup* sobre a praia. Destes, apenas a maré meteorológica e o *runup* são afetados pelas mudanças climáticas, uma vez que a maré astronômica é determinista (consulte o "Documento Temático de Níveis e Cota de Inundação" (IH CANTABRIA – MMA, 2017b)) e assume-se que ela não é afetada por mudanças climáticas.

A cota de inundação corresponde a elevação que estas dinâmicas podem alcançar, sempre medidos a partir do nível médio do mar (η). No entanto, este nível também é alterado pela mudança climática e por isso é também um fator a se considerar na determinação da cota de inundação. Usando o método das perturbações explicado anteriormente a cota de inundação futura pode ser escrita como:

$$CI_f = CI + \delta CI = MA + MM + \delta MM + R_u + \delta R_u + \delta \eta \quad (2)$$

Onde CI é a cota de inundação atual e δCI a cota de inundação adicional devido ao efeito da mudança climática. A forma ampliada da equação inclui as perturbações da maré meteorológica (δMM) e o *runup* (δR_u), além da variação do nível médio do mar ($\delta \eta$).

Usando a equação de *runup* de Nielsen e Hanslow (1991) e aplicando novamente o método de perturbações obtêm-se a expressão da variação da cota de inundação adimensional para um determinado período de tempo (N anos):

$$\frac{\delta CI}{CI} = \frac{\delta MM + \delta \eta + 0,0396 \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right)^5 \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}}{MA + MM + 0,0792 \left(H_s \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5}} \quad (3)$$

Onde g é a aceleração da gravidade, H_s é a altura significativa de onda, T é o período de pico, MA é a maré astronômica, MM a maré meteorológica, δMM a variação da maré meteorológica, $\delta \eta$ a variação de nível médio e δH_s a variação da altura significativa de onda.

Visto que são desconhecidas as tendências das variáveis das quais depende a variação da cota de inundação para o ano horizonte (a N anos da atualidade), estas tendências podem ser estimadas a partir das séries históricas de MM , η , H_s , obtidas a partir da base de dados do SMC-Brasil, conforme discutido no capítulo anterior.

Note que os valores de H_s , T , MA e MM que aparecem na Equação 3 referem-se aos valores atuais desses parâmetros. Caso estes valores não sejam conhecidos, em uma primeira aproximação, é possível adotar os valores médios multianuais obtidos a partir das séries históricas que foram empregadas para calcular as tendências (por exemplo, a altura significativa média multianual da onda).

3.3. Perfil de praia

3.3.1. Descrição

No estudo da morfologia de equilíbrio de uma praia supõe-se que existe ortogonalidade nos efeitos da dinâmica sobre o perfil e a forma em planta, isto é, os efeitos

podem ser analisados e estudados separadamente. Assim sendo, é possível definir o perfil de equilíbrio e o perfil final de uma praia com um tamanho de grão determinado, exposto a algumas condições de onda constantes.

O estudo do perfil de equilíbrio costuma ser realizado através da análise de sua forma mediante modelos teóricos e profundidade do perfil de fechamento. Esta profundidade de fechamento representa o limite de aplicação do perfil de equilíbrio em longo prazo, e se relaciona com a profundidade do perfil a partir do qual o movimento da areia pode ser considerado desprezível. No "Documento Temático de Recuperação de Praias" (IH CANTABRIA – MMA, 2017c) podem ser encontradas informações mais detalhadas sobre esses conceitos, dos modelos de perfil de equilíbrio e das equações frequentemente utilizadas em engenharia costeira para determinar a profundidade de fechamento.

Este documento considera o perfil de equilíbrio de uma praia proposto por Bruun (1954) e Dean (1977), onde se assume que o perfil de praia é parabólico e pode ser determinado pela seguinte equação:

$$h = Ax^{2/3} \quad (4)$$

$$A = 0,51\omega^{0,44} \quad (5)$$

Onde:

h = Profundidade da água

x = Distância desde a costa (até o fim do perfil)

A = Parâmetro de forma que depende da velocidade de queda do grão (ω)

ω = Velocidade de queda do grão que depende do tamanho do sedimento (D_{50}).

Quanto à profundidade de fechamento (h_*), considera-se a equação proposta por Birkemeier (1985) que foi obtida utilizando-se dados de medição a partir de perfis de praia:

$$h_* = 1,75H_{S12} - 57,90 \left(\frac{H_{S12}^2}{gT_s^2} \right) \quad (6)$$

Onde:

H_{s12} é altura significativa de onda que é excedida doze horas ao ano, medida da praia a uma profundidade h , tal que $h < h < 2h^*$ (m).

T_s é o período de pico associado a H_{s12} (s).

A equação anterior foi verificada nas costas espanholas com resultados satisfatórios. Por outro lado, ao se adotar um valor médio $T_s = 5,7\sqrt{H_s}$ (ROM 03-91, <http://www.puertos.es/es-es/ROM>), o valor da profundidade de fechamento pode se expressar como:

$$h_* \cong 1,57H_{s12} \quad (7)$$

3.3.2. Avaliação de potenciais impactos das mudanças climáticas no perfil

Com base na equação proposta por Dean (1977) e nos diversos estudos existentes sobre a forma do perfil de praia, pode-se afirmar que a forma de um perfil de praia é definida, *uma vez conhecida* a velocidade de queda de grãos de areia que compõem a praia, que é função do diâmetro médio D_{50} e da densidade do sedimento, *sendo* a forma do perfil independente dos parâmetros *que* definem a onda incidente sobre a praia.

A distribuição granulométrica das praias e o D_{50} dentro dos objetivos deste trabalho não são afetados diretamente pela mudança climática, mas indiretamente, uma vez que haja o aumento da intensidade e frequência dos temporais devido às mudanças climáticas, *aumenta-se, respectivamente, a capacidade de aporte de sedimento. Assim, é possível* que a granulometria do perfil da praia *varie* ou que haja alterações no regime de chuvas e aporte de sedimentos. No entanto, existem outras variáveis que influenciam a capacidade de carga, como o declive da praia e outros fatores mais importantes na mudança da granulometria, *tais* como a recuperação ou a extração de material de praias, de modo que neste documento não se considera os efeitos indiretos da mudança climática. Portanto, partindo do princípio de que a granulometria não varia, a forma do perfil de praia permanecerá invariável contra os efeitos de possíveis mudanças climáticas.

Quanto à profundidade de fechamento do perfil de praia, a equação proposta por Birkemeier (1985), *permite estimar* o valor médio anual da profundidade de fechamento em termos de altura significativa de onda excedendo 12 horas por ano (H_{s12}) e de acordo com o

período de pico associado. Dentre as duas variáveis, a que pode sofrer variações significativas é a variável H_{s12} .

Por outro lado, o nível de maré é outro parâmetro cujo efeito não está implicitamente contemplado na equação de Dean (1977), mas que pode supor grandes alterações no perfil da praia. Se o nível do mar parece modificado como consequência da mudança climática, o perfil da praia se deslocará em resposta à esta variação.

Em resumo, pode-se dizer que os parâmetros envolvidos na forma do perfil de praia que podem ser afetados pelas mudanças climáticas são a altura de onda (H_{s12}) e o nível do mar. A seguir, se mostra como a variação destes parâmetros pode afetar, devido as mudanças climáticas, na forma do perfil de equilíbrio e na profundidade de fechamento de uma praia.

3.3.2.1. Efeito da variação do nível do mar no perfil de praia

A resposta de uma praia frente a um possível aumento do nível médio induzido pelas mudanças climáticas pode ser quantificada, utilizando-se a Regra de Bruun. Bruun (1962) afirma que um aumento do nível do mar ($\Delta\eta$) produz erosão na zona intermareal, visto que se ajusta a um novo perfil de equilíbrio. Pode-se ver esta erosão refletida na retração do perfil de praia. Os valores da possível retração são encontrados em uma proporção de cerca de 0,5 -1 metro para cada centímetro de aumento do nível do mar (Bruun, 1962).

Ao aumentar o nível médio gera-se o aumento da profundidade de água em todo o perfil da praia, fazendo com que perca sua condição de equilíbrio e sofra uma subida ($\Delta\eta$) para acomodar-se ao novo nível do mar (Figura 9).

Colocando a hipótese de que no novo nível do mar um perfil de equilíbrio de forma idêntica ao existente antes da ascensão será estabelecido e que o volume de areia do perfil de praia deve ser mantido (hipótese de praia bidimensional), o perfil da praia deve experimentar uma retração para cobrir o déficit de areia e atingir o novo equilíbrio. Essa retração pode ser estimada pela seguinte equação:

$$RE_{\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot W_*}{h_* + B} \quad (8)$$

Onde:

W_* = Extensão do perfil (m)

h_* = Profundidade de fechamento (m)

B = Altura de berma (m)

$\Delta\eta$ = variação do nível do mar (m)

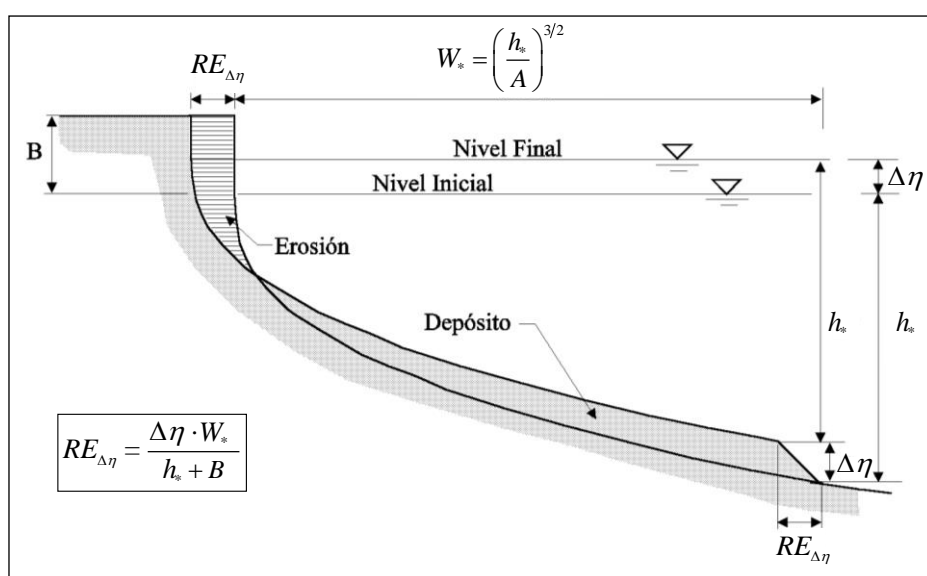


Figura 9 – Variação do perfil de equilíbrio ante uma elevação do nível do mar (Regra de Bruun).

Partindo do princípio que a forma do perfil de equilíbrio é determinada pela equação de Dean (1977) e que a profundidade de fechamento da praia é correspondente a abordagem proposta na equação de Birkemeier (1985) (ver Equação 7), obtêm-se:

$$RE_{\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot W_*}{h_* + B} = \Delta\eta \frac{(1,57H_{s12})^{4,5}}{(0,51\omega^{0,44})^{1,5}(1,57H_{s12} + B)} \quad (9)$$

A partir da Equação 9 se pode observar que a retração do perfil de praia é proporcional à variação do nível médio do mar de modo que quanto maior o aumento do nível médio do mar, maior será a retração de uma determinada praia. Além disso, a retração é uma função da altura da onda superada 12 horas por ano (H_{s12}), da velocidade de queda

do grão ω (isto é, o tamanho do grão, D_{50} , da areia que constitui a praia), e da altura de berma na praia (B). Nesta equação não foi considerada a variação de H_{s12} , que será considerada no próximo capítulo, nem a variação de D_{50} , uma vez que depende de outros fatores e as próprias recuperações de uma praia podem causar um efeito maior sobre o tamanho da areia que a mudança climática.

A partir da Equação 9 pode-se obter uma série de ábacos que permitem quantificar a relação entre a retração da praia e o aumento do nível médio, de acordo com os parâmetros anteriormente citados.

$$\frac{RE_{\Delta\eta}}{\Delta\eta} = \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51\omega^{0,44})^{1,5}(1,57H_{s12}+B)} \quad (10)$$

Por exemplo, na Figura 10 se mostram os ábacos obtidos por meio desta equação, a partir dos quais se pode estimar a retração que uma praia irá sofrer de acordo com o tamanho do grão (D_{50}), H_{s12} e altura de berma determinada. Nestes ábacos, considerou-se que a densidade da areia é de $\rho_s=2,650 \text{ Tn/m}^3$. Estes ábacos mostram que em praias com areia grossa e maior declividade (refletiva no modelo de Wright e Short, 1984) a retração adimensional será menor do que em praias dissipativas. Além disso, o efeito da altura da berma será tal que quanto maior for a altura da berma, menor será a retração da praia frente a uma determinada variação no nível do mar.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Capítulo 3

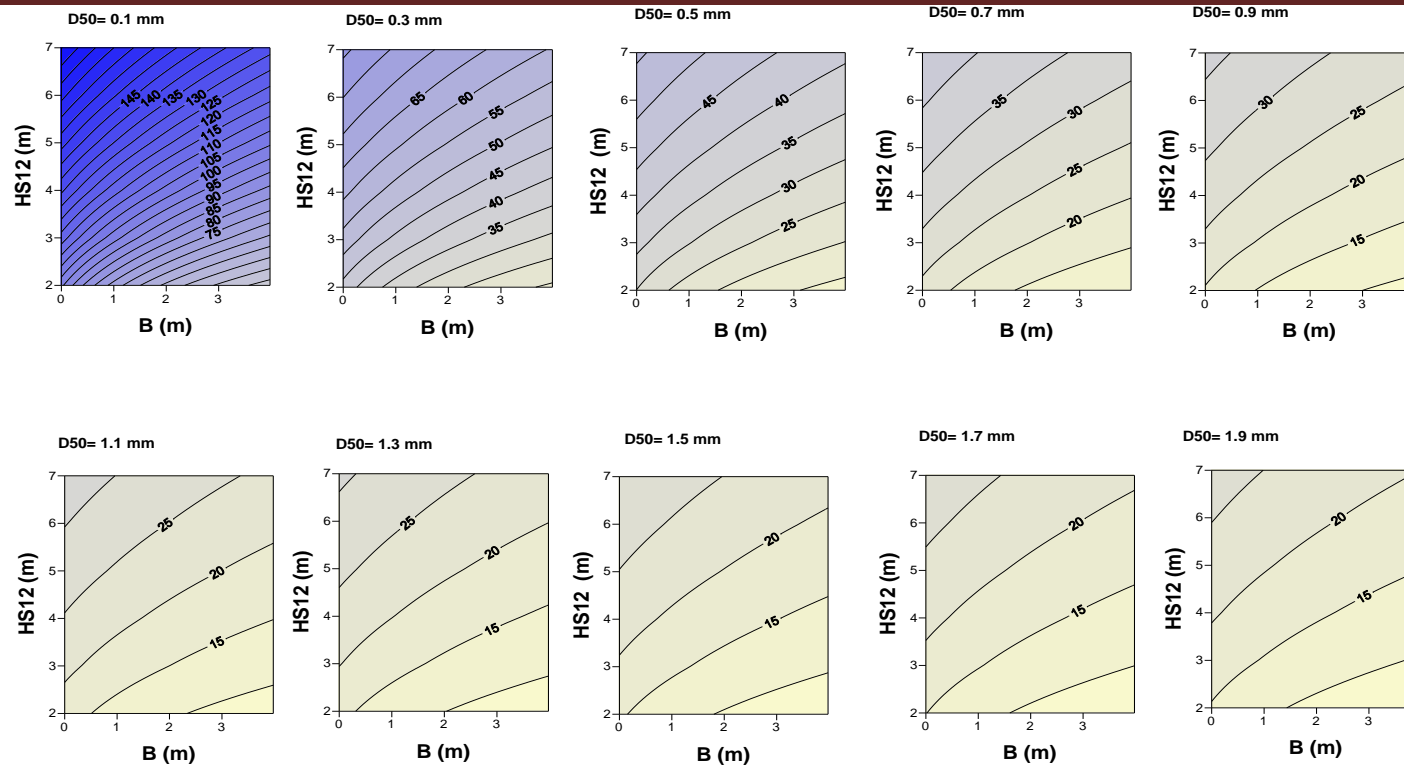


Figura 10 – Ábacos que permitem quantificar a relação entre a retração da praia e o aumento do nível médio $\frac{RE_{\Delta\eta}}{\Delta\eta}$ em função da altura da berma B e do tamanho médio do sedimento D_{50} .

Outro parâmetro de grande interesse na análise dos efeitos potenciais das mudanças climáticas no perfil é o volume de areia erodido na parte superior do perfil da praia frente a um determinado aumento do nível do mar. Este volume é um indicador da quantidade de areia adicional que será introduzida nas futuras recuperações da praia para que sejam cumpridos os critérios de projeto estabelecidos na vida útil da obra e uma vez que a mudança climática pode supor erosões adicionais que devem ser consideradas quando se realiza o projeto de recuperação.

O volume de areia erodido por unidade de comprimento de praia é proporcional a retração futura de praia (Equação 10) e da profundidade de fechamento da mesma, h_* (ver Equação 7).

$$\Delta V = RE_{\Delta\eta}(h_* + B) \quad (11)$$

$$\frac{\Delta V}{RE_{\Delta\eta}} = (1,57H_{s12} + B) \quad (12)$$

Para se obter o volume de areia erodido, é necessário conhecer o tamanho médio da areia que constitui a praia, a altura significativa de onda excedida 12 horas ao ano e a altura média da berma. A partir desses dados é possível estimar a nível de pré-projeto a retração adimensional da praia mediante, por exemplo, os ábacos como da Figura 10.

Uma vez conhecido o futuro aumento do nível médio do mar, obtém-se de imediato a retração a ser sofrida pela praia. Se, além disso, se deseja calcular o volume de areia a ser erodido da parte superior do perfil da praia, basta introduzir os valores obtidos em um ábaco como o da Figura 11, que permite conhecer a relação entre o volume de areia erodido e a retração da praia, em função do parâmetro H_{s12} e da altura de berma da praia, B .

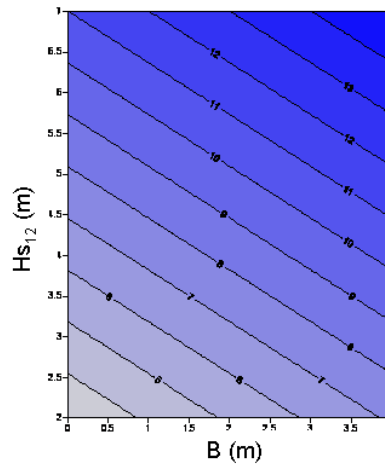


Figura 11 – Exemplo de ábaco que relaciona o parâmetro $\frac{\Delta V}{RE\Delta\eta}$ em função da H_{s12} e da altura da berma B (CEPAL, 2012a).

3.3.2.2. Efeito da variação da altura da onda no perfil da praia em praias preenchidas

Este capítulo traz uma análise do efeito da variação de altura de onda no perfil de praias de enseada que estão preenchidas com areia. Este tipo de praia não pode crescer para o mar, pois o crescimento de seu perfil de praia está limitado por uma das laterais junto à praia, ou seja, a profundidade de fechamento que define a zona ativa do perfil em longo prazo, coincide com a profundidade na parte inferior de um dos lados que fazem fronteira com a praia ($h_d \cong h_*$, Figura 12).

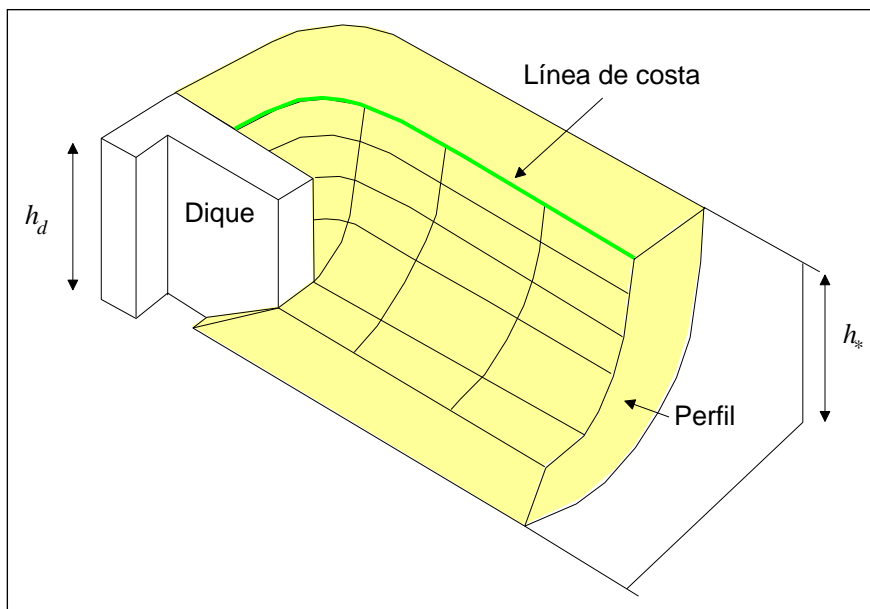


Figura 12 – Esquema de praia preenchida.

Uma vez que a profundidade de fechamento da praia h_* depende diretamente da altura significativa de onda H_{s12} (equação de Birkemeier, 1985), se as mudanças climáticas produzissem uma variação tal que a profundidade de fechamento do perfil de praia fosse reduzida, as laterais limitantes deste tipo de praia permitiriam um aumento na extensão da praia no sentido transversal, se no mar exterior existisse material de sedimento que pudesse ser levado pelas ondas em direção à praia.

Por outro lado, se ocorresse um aumento da profundidade de fechamento da praia, as laterais limitantes de tais praias não seriam capazes de conter a extensão da praia emersa atual, de modo que produziria uma erosão geral da praia.

Tal retração ou, neste caso, avanço, pode ser estimada considerando o perfil de Dean (1977), já que, ao não se alterar o tamanho do grão, a forma do perfil não se modifica e a única mudança será o limite marítimo de perfil de praia.

Considerando-se o perfil parabólico proposto por Dean (1977) (ver "Documento Temático de Recuperação de Praias" (IH CANTABRIA – MMA, 2017c)), a retração $RE_{\Delta H_{s12}}$ é dada pela diferença entre a extensão transversal do perfil ativo futuro e a extensão atual:

$$RE_{\Delta H_{s12}} = W_{*futura} - W_{*atual} = \frac{h_{*futura}^{3/2} - h_{*atual}^{3/2}}{A^{3/2}} \quad (13)$$

Onde:

$W_{*atual}, W_{*futura}$ = Extensão do perfil de praia atual e futura (m)

$h_{*atual}, h_{*futura}$ = Profundidade de fechamento da praia atual e futura (m)

A = Parâmetro de forma do perfil de Dean (1977)

Considerando que a profundidade de fechamento das praias é determinada pela Equação 7 derivada da equação de Birkemeier (1985) e substituindo na Equação 13, se obtém a seguinte equação para quantificar a retração:

$$RE_{\Delta H_{s12}} = 2,95 \frac{\sqrt{H_{s12} \Delta H_{s12}}}{(0,51 \omega^{0,44})^{3/2}} \quad (14)$$

de onde se observa que a retração causada pelo aumento da profundidade de fechamento da praia, é proporcional à variação da altura significativa de onda (ΔH_{s12}) e o coeficiente de

proporcionalidade depende da altura significativa de onda atual (H_{s12}) e a velocidade da queda de grãos, ω . Assim, quanto maior for a altura significativa da onda incidente sobre a praia e menor o tamanho do sedimento que compõe a praia, maior será a retração.

3.3.2.3. Efeito da variação da altura das ondas e da variação do nível do mar no perfil de praia

Praias preenchidas de areia

Neste caso considera-se em primeiro lugar a retração devida ao aumento do nível do mar $RE_{\Delta\eta}$ (ver Equação 8) e posteriormente, se a praia está preenchida, calcula-se a retração em função da variação da altura da onda $RE_{\Delta H_{s12}}$ (ver Equação 14). A retração que mais condiciona, ou seja, a retração máxima ($RE_{\Delta H_{s12} + \Delta\eta} = \max(RE_{\Delta H_{s12}}, RE_{\Delta\eta})$), é a retração esperada neste tipo de praia.

Praias não preenchidas de areia

Caso haja aumento do nível do mar ou aumento da profundidade de fechamento, o perfil da praia está contido entre os limites laterais de praia, o comprimento do perfil pode aumentar pelo efeito do aumento da altura da onda (ΔH_{s12}) e, conseqüentemente, o perfil da praia retrocede para se adaptar ao novo equilíbrio (Figura 13), o qual pode ser estimado pela seguinte equação:

$$RE_{\Delta H_{s12} + \Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot (W_* + \Delta W_*)}{h_* + \Delta h_* + B} = \Delta\eta \frac{(1,57(H_{s12} + \Delta H_{s12}))^{1,5}}{(0,51\omega^{0,44})^{1,5}(1,57(H_{s12} + \Delta H_{s12}) + B)} \quad (15)$$

Onde:

$W_*, \Delta W_*$ = Extensão do perfil e sua variação (m)

ΔW_* = Variação da extensão do perfil (m)

$h_*, \Delta h_*$ = Profundidade de fechamento e sua variação (m)

Δh_* = Variação da profundidade de fechamento (m)

B = Altura da berma (m)

$\Delta\eta$ = Variação do nível do mar (m)

$H_{s12}, \Delta H_{s12}$ = Altura significativa de onda que é excedida 12 horas ao ano e sua variação

ω = Velocidade de queda do grão (m/s)

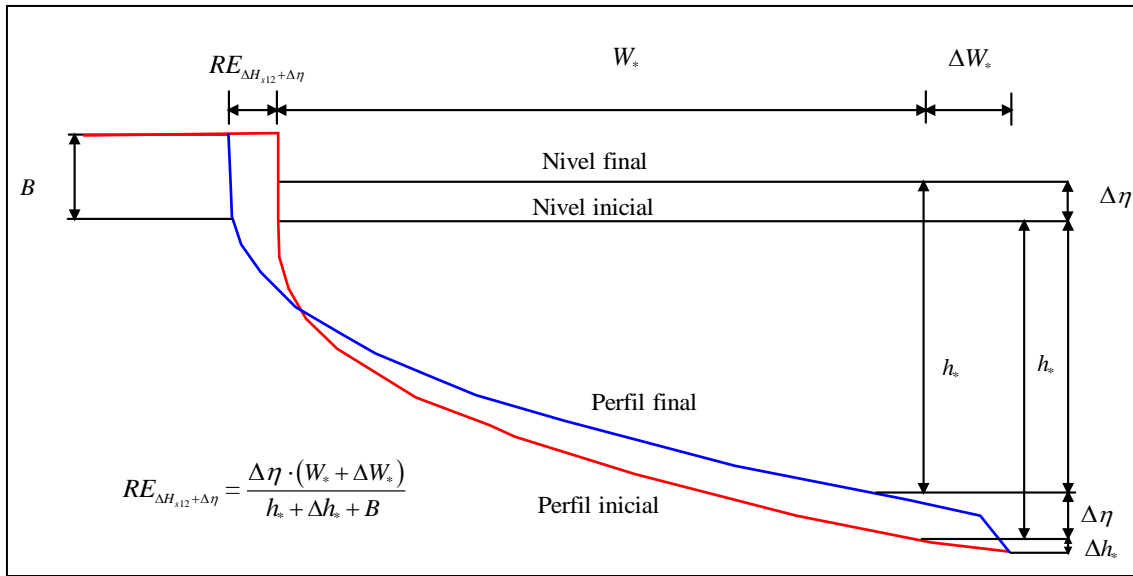


Figura 13 – Variação do perfil de equilíbrio frente à subida do nível do mar e aumento da altura da onda.

3.4. Forma em planta

3.4.1. Introdução

As hipóteses nas quais se baseia a análise a longo prazo da forma em planta de uma praia são duas: a ortogonalidade entre o perfil e planta, e a diferente escala temporal dos processos perfil-planta. Esta diferente escala temporal dos processos mostra que ao analisar a forma em planta se assume que o perfil de praia sempre atingiu sua posição de equilíbrio (independentemente da forma). Assim, a evolução a longo prazo da forma em planta de uma praia se realiza mantendo constante a forma do perfil.

Entende-se que uma praia atingiu uma forma em planta de equilíbrio se esta não variar sob a ação de uma onda incidente constante no tempo. Na análise de longa duração do equilíbrio em planta de uma praia pode-se distinguir os seguintes casos:

- Praias em equilíbrio estático (transporte longitudinal nulo).

- Praias em equilíbrio dinâmico ou desequilíbrio (transporte longitudinal diferente de zero).

3.4.1.1. Praias em equilíbrio estático

Considera-se que uma praia está em equilíbrio estático se além de manter uma forma constante ao longo do tempo o transporte litoral líquido é nulo. Para que isso aconteça é necessário que as correntes longitudinais sejam anuladas, por isso deve haver equilíbrio entre as correntes geradas pelo gradiente de altura de onda e pela incidência oblíqua da onda na zona de arrebenção.

Dentre esses tipos de praias três tipologias se distinguem: praias retilíneas, praias de enseada ou apoiadas em uma estrutura de difração de ondas natural (promontório) ou feita pelo homem (quebramar) e tómbolos e saliências.

No "Documento Temático de Recuperação de Praias" (IH CANTABRIA – MMA, 2017c) pode-se encontrar uma descrição mais detalhada desses tipos de praias e as condições que definem seu estado de equilíbrio.

3.4.1.2. Praias em equilíbrio dinâmico ou em desequilíbrio

Como comentado anteriormente, entende-se que uma praia atingiu uma forma de equilíbrio em planta se esta forma não varia sob a ação de uma onda incidente constante no tempo. Esse equilíbrio é chamado de dinâmico, quando configurado sob a presença de transporte longitudinal de areia, isto é, há transporte mas não gradientes de transporte, o que resulta na manutenção do volume total de areia no interior da unidade fisiográfica.

Em uma praia em desequilíbrio, o transporte longitudinal gera gradientes de transporte e, conseqüentemente, se estabelecem áreas de erosão e acúmulo que mudam a forma da linha de costa.

Em ambos os casos, o estudo da forma em planta da praia exige uma determinação do transporte longitudinal de sedimentos e das possíveis mudanças que geram esse tipo de transporte na linha de costa.

Neste documento um capítulo é dedicado aos efeitos potenciais da mudança climática no transporte longitudinal, dada a importância desta variável na distribuição de sedimentos ao longo da costa (ver seção 3.5). Portanto, para se verificar os efeitos potenciais das mudanças climáticas nas praias em equilíbrio ou desequilíbrio, a seção 3.5 deverá ser consultada.

A seguir são descritas as características das praias em equilíbrio estático e uma série de equações que estimam os efeitos potenciais das mudanças climáticas sobre essas praias são propostas.

3.4.2. Praias retilíneas em equilíbrio estático

3.4.2.1. Visão geral sobre a relação entre a dinâmica atuante e a forma em planta

Em tais praias, a propagação das ondas não é afetada por qualquer obstáculo, de modo que a frente de onda é linear, o que resulta em uma forma retilínea no plano orientado perpendicularmente à direção do fluxo médio de energia. Estas praias são geralmente apoiadas por ambos os lados em quebra-mares ou promontórios rochosos.

As praias retilíneas em equilíbrio estático podem ser classificadas nos seguintes tipos:

- Praias não preenchidas de areia: São aquelas em que a profundidade nos limites laterais são maiores do que a profundidade de fechamento do perfil ($h < h_p$) e a praia não pode mover-se para o mar pela indisponibilidade de areia (Figura 14a).
- Praias preenchidas de areia ($h = h_p$): São aquelas cujos limites laterais não permitem maior avanço da linha de costa para o mar devido à profundidade de fechamento (h) coincidir com a profundidade na parte inferior (h_p) de pelo menos uma das laterais junto à praia (Figura 14b).

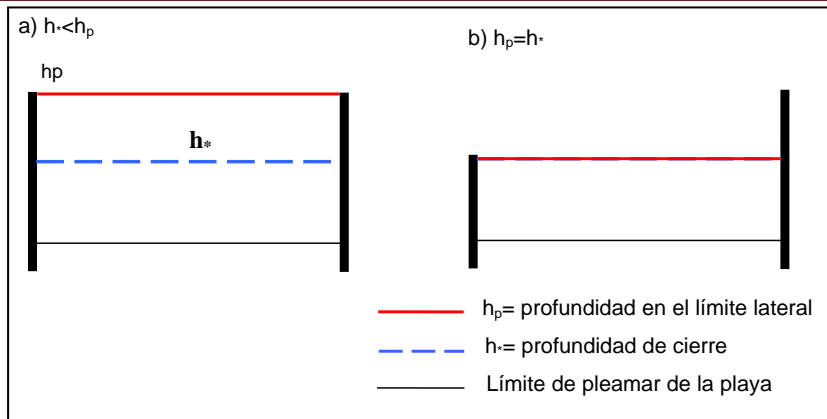


Figura 14 – Esquema de tipo de praias retilíneas em equilíbrio estático. (a) Praias não preenchidas de areia e; (b) Praias preenchidas de areia.

A forma em planta destas praias é governada pela direção do fluxo médio de energia associado com a onda incidente sobre a praia. Se este parâmetro fosse modificado pelo efeito das mudanças climáticas, a praia sofreria alterações para que a forma em planta da praia estivesse disposta paralelamente as frentes de onda, ou seja, perpendicular à direção do fluxo médio de energia. Essa alteração, e dependendo se a praia está ou não está preenchida, se manifestará em uma futura progradação ou erosão. Os possíveis efeitos das mudanças climáticas nesses tipos de praias são discutidos a seguir.

3.4.2.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre as praias retilíneas não preenchidas de areia

Neste caso, para estimar a progradação ou retração que pode enfrentar esse tipo de praia frente a uma possível mudança na direção do fluxo médio de energia, assume-se que os limites laterais da praia são capazes de conter a praia seja qual for o futuro avanço e que, também há contínua carência de aportes de areia do mar ou dos contornos da praia (máximo avanço do perfil apoiado).

Sob estas condições, uma variação na direção do fluxo médio de energia implica uma mudança na orientação da praia, levando a um grande avanço em um dos lados da praia e um recuo no outro, de modo que o volume de areia perdido na extremidade que retrocede deve ser equivalente ao volume de areia depositado na extremidade que prograda (Figura 15).

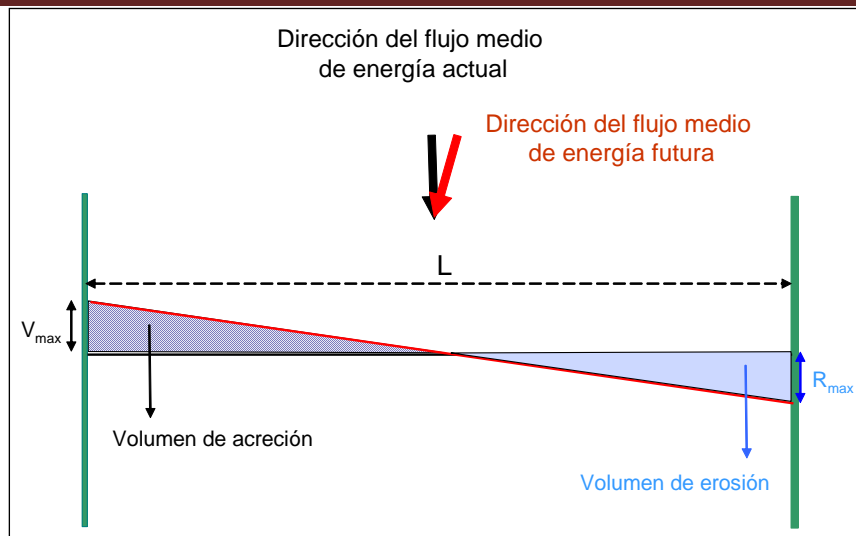


Figura 15 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia nas praias retilíneas em equilíbrio estático não preenchidas de areia.

A máxima retração e progradação a partir da praia ocorrerá nas extremidades das praias e o seu valor dependerá da variação do sentido do fluxo de energia médio e do comprimento da praia. Esta progradação ou retração máxima pode ser estimada pela seguinte equação:

$$R_{max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta) \quad (16)$$

3.4.2.3. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas em praias retilíneas preenchidas de areia

Neste caso não se pode assumir que as laterais da praia sejam capazes de conter a praia frente a qualquer avanço, uma vez que há um lado que limita o crescimento da praia, de forma que a lateral que limita a praia só poderá retroceder ou manter-se no mesmo lugar.

Para explicar adequadamente esse comportamento o esquema da Figura 16 mostra uma praia aberta para cima e com limites laterais à esquerda e à direita. Nesta praia a onda incide desde cima, e uma variação positiva desta faz com que a direção da onda gire para a direita e, uma variação negativa, para a esquerda.

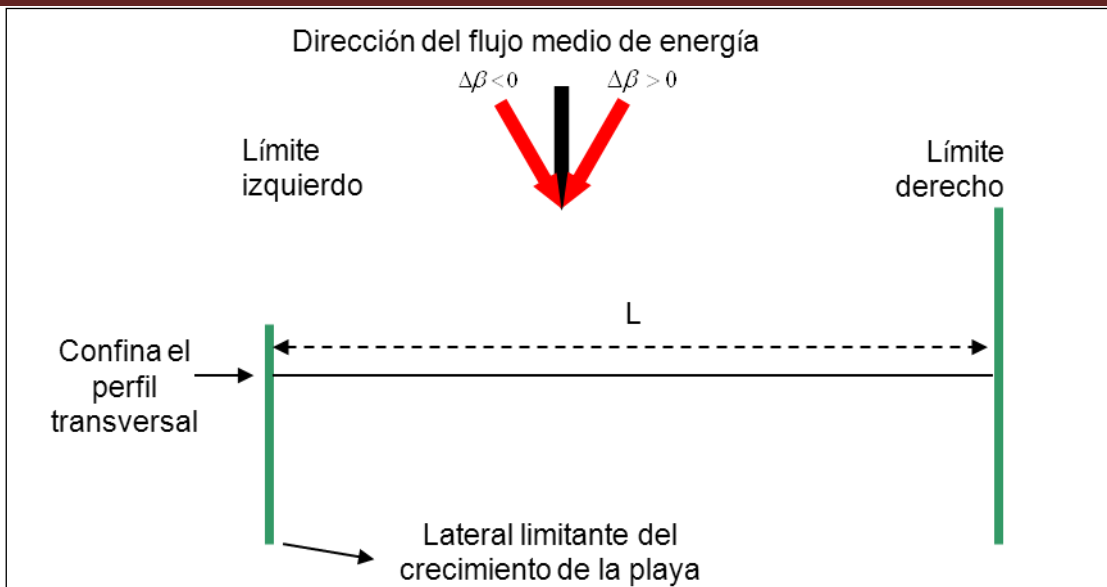


Figura 16 – Exemplo de praia aberta com seus limites.

Em geral apenas uma das duas laterais da praia delimita a sua extensão transversal (limite esquerdo no caso, exemplo da Figura 16), de modo que a progradação ou retração dependerá do sinal de variação do fluxo médio de energia. Nas praias com essas características, quando ocorre uma mudança na direção do fluxo médio de energia só pode haver duas situações:

- Caso 1: A variação do fluxo de energia é na direção oposta à lateral que limita o crescimento da praia ($\Delta\beta > 0$ no caso da Figura 16).
- Caso 2: A variação do fluxo de energia é para a lateral que limita o crescimento da praia ($\Delta\beta < 0$ no caso da Figura 16).

No primeiro caso, quando a variação do sentido do fluxo de energia é na direção oposta ao lado que limita o crescimento, a praia experimentará uma retração ao longo de toda a sua extensão, que aumentará linearmente a partir da extremidade na qual a progradação está limitado até à extremidade oposta, onde a retração será máxima (Figura 17). Esta retração máxima é uma função da variação da direção do fluxo de energia média e do comprimento da praia, e pode ser calculada através da seguinte equação:

$$R_{max} = L \tan(\Delta\beta) \quad (17)$$

O volume total de areia que se erosionará ao longo da praia pode ser quantificado de forma aproximada a partir da seguinte relação:

$$\text{Volume erodido} = \frac{Lh_*}{2} \text{tg}(\Delta\beta) \quad (18)$$

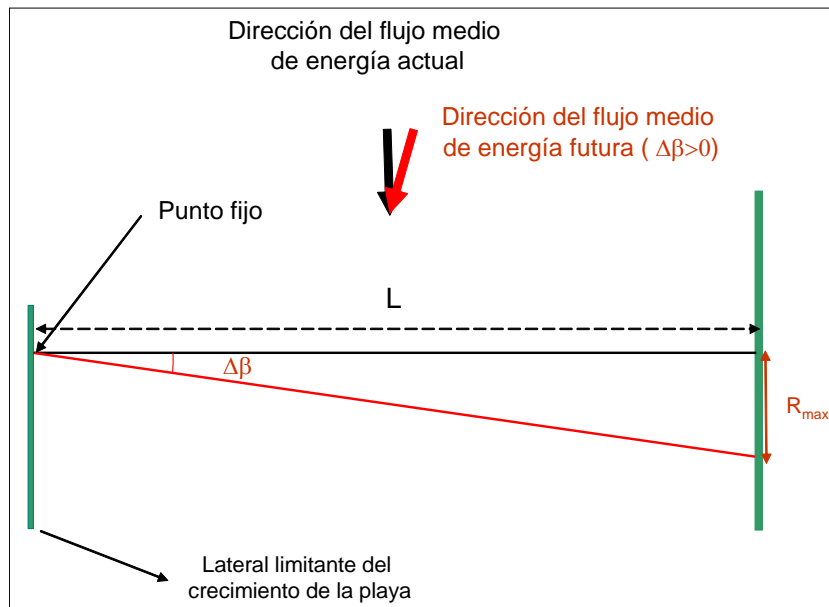


Figura 17 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia (caso 1).

Caso contrário, se a variação do sentido do fluxo médio de energia ocorre na direção da lateral que limita o crescimento (caso 2), o efeito é diferente. Frente a uma rotação das frentes de onda incidentes sobre a praia, numa primeira fase, ocorrerá uma alteração perpendicular na direção da onda, para o qual se produzirá uma retração da praia na área da lateral limitante e uma progradação na extremidade oposta (Figura 18). No entanto, visto que o transporte de sedimentos longitudinal é geralmente mais ativo na zona perto da costa, isto é, na zona de arrebenção da praia, espera-se que o material sedimentado na lateral limitante (*lado direito* na Figura 18) venha principalmente da parte superior do perfil da praia. Consequentemente, a declividade do perfil da zona limitante (*lado esquerdo* na Figura 18) diminuirá e assim fará com que a declividade da praia seja inferior a apresentada antes da rotação das frentes de onda (Figura 19).

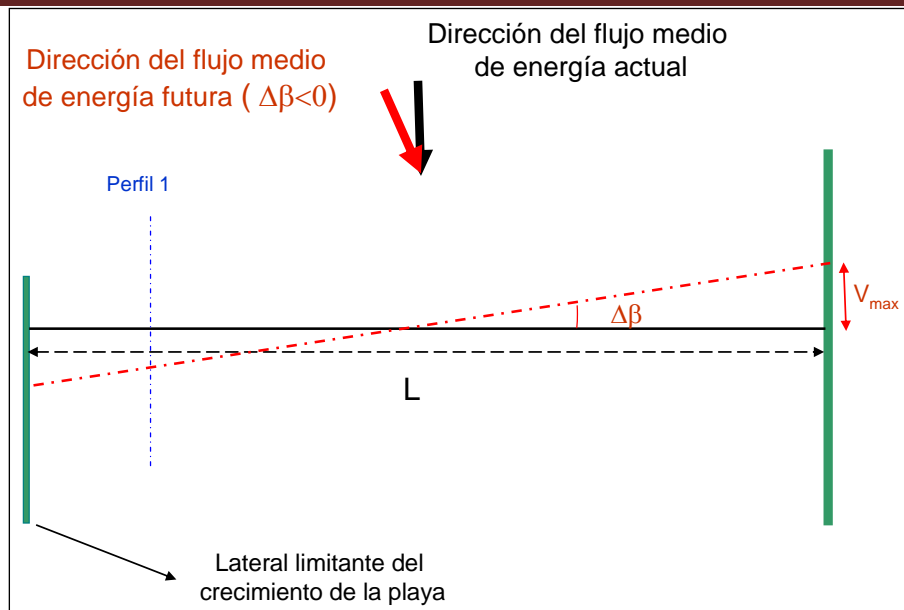


Figura 18 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia (caso 2), fase inicial.

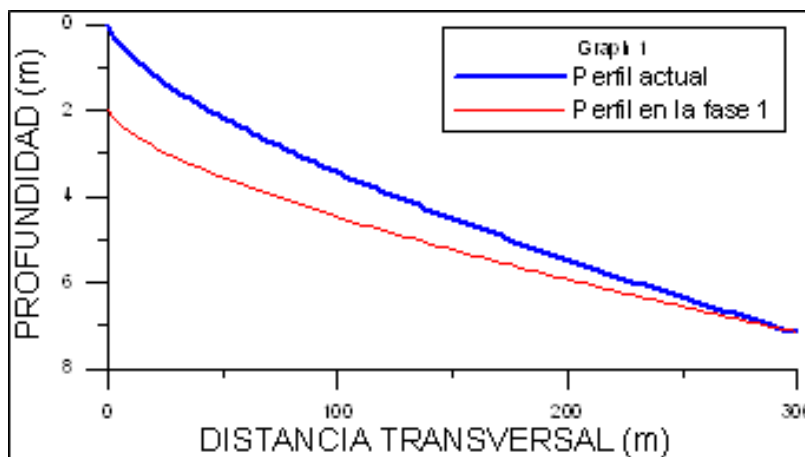


Figura 19 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em perfil de zona condicionada das praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia em sua fase inicial (caso 2).

No entanto, o transporte de sedimentos a partir do mar até a parte superior do perfil de praia produzido pela assimetria da onda depende da disponibilidade de areia no mar e do declive do perfil de praia. Se, tal como indicado, o declive do perfil da área da praia limitante diminui por causa das correntes longitudinais, a capacidade de transportar o sedimento do mar aumenta. Portanto, se houver areia no mar, esta será transportada para a parte superior do perfil de praia até que se alcance uma declividade igual a inicial, ou seja, que essa zona apresente um estado de máxima acreção, como mostrado na Figura 20.

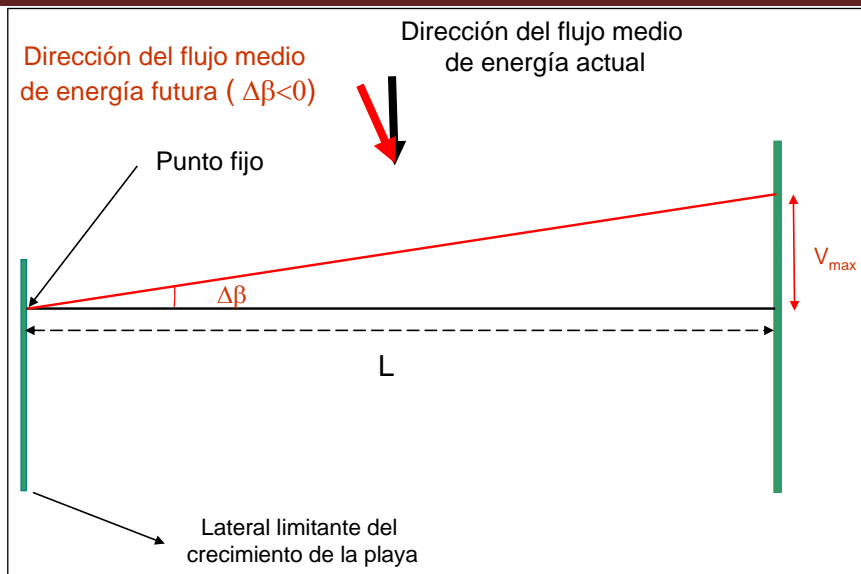


Figura 20 – Efeito da mudança da direção do fluxo médio de energia em praias retilíneas em equilíbrio estático preenchidas de areia ($\Delta\beta < 0$), fase final.

Neste caso, quando há disponibilidade de areia, na fase final se observa uma progradação da linha de costa que aumentará linearmente a partir de zero no lado limitante (lado esquerdo na Figura 20) para um valor máximo na extremidade oposta. Assim, esse avanço máximo pode ser estimado a partir da relação:

$$V_{max} = Ltg(\Delta\beta) \quad (19)$$

Se não houver disponibilidade de areia do mar, o efeito da variação da direção do fluxo de energia simplesmente produzirá a retração e progradação mencionados anteriormente (ver Figura 18).

Neste caso, a retração máxima equivalente a progradação máxima poderá ser calculada a partir da seguinte relação:

$$V_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta\beta) \quad (20)$$

Caso a extremidade limitante do crescimento da praia se situasse na lateral direita em vez da esquerda, o efeito seria equivalente, mas com sinais contrários.

3.4.3. Praias apoiadas em uma estrutura de difração de ondas natural (promontório) ou feita pelo homem (quebramar) em equilíbrio estático

3.4.3.1. Descrição da relação entre a dinâmica atuante e a forma em planta

As zonas abrigadas por quebra-mares ou promontório mostram *uma forma em planta* com certa curvatura, *como resultado do efeito do obstáculo natural ou introduzido gerado na onda incidente na praia*. A difração de ondas neste tipo de obstáculos gera uma área abrigada (com menor energia) em seu lado protegido (região 3 na Figura 21), em que se produz uma rotação das frentes de onda e *um gradiente de altura de onda*; e uma área mais exposta (região 2 na Figura 21), *em que as frentes de onda não são alteradas*, existindo um gradiente de onda. Na Figura 21 mostra-se esquematicamente uma praia com essas características, dividida em três regiões distintas: a região 1, onde a onda não é modificada pelo obstáculo e as regiões 2 e 3, onde a onda é modificada pelo obstáculo. Neste tipo de praias o gradiente de altura de onda ao longo da praia tem um papel muito importante na configuração de sua forma em planta de equilíbrio.

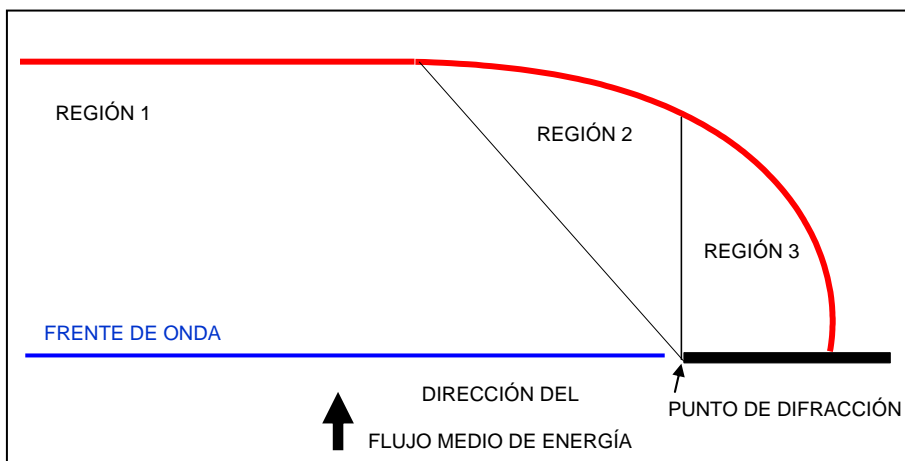


Figura 21 – Forma em planta das praias apoiadas em uma estrutura de difração.

Existem diferentes equações empíricas que permitem estimar qual é a forma em planta de praias localizadas em zonas abrigadas por um quebramar ou elemento de proteção.

O modelo mais empregado é o de Hsu e Evans (1989), que propuseram que a forma em planta de equilíbrio de uma praia pode ser estimada mediante uma função de segundo grau:

$$\frac{R}{R_0} = C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \quad (21)$$

Onde:

R = Comprimento do vetor que mede a distância do ponto de difração a qualquer ponto da forma em planta de equilíbrio (Figura 22).

R_0 = Comprimento do vetor que mede a distância entre o ponto de difração e o ponto final da praia.

C_0, C_1, C_2 = Coeficientes do modelo (função de β)

β = Ângulo (fixo) formado entre a frente de onda e o vetor R_0

θ = Ângulo (variável) entre a frente de onda e o vetor R

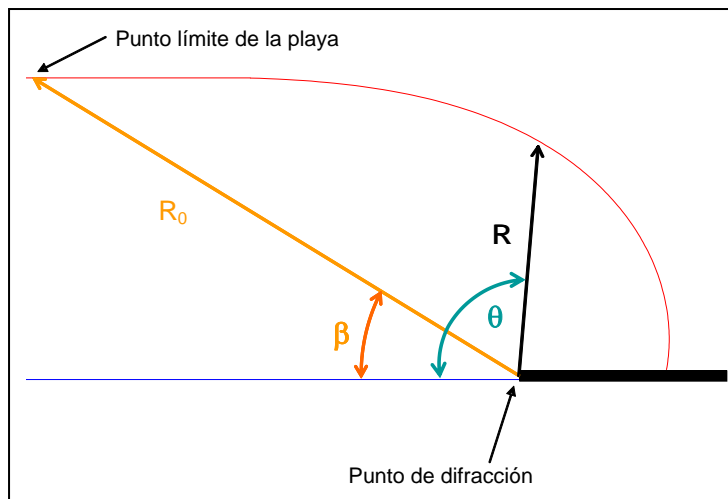


Figura 22 – Forma em planta das praias de enseada, parametrização de Hsu e Evans (1989).

Tan e Chiew (1994) propuseram avaliar C_0, C_1 e C_2 como funções de um só parâmetro α , definidas como:

$$C_0 = 1 - \beta \cot(\beta) + \alpha \quad (22)$$

$$C_1 = \beta \cot(\beta) - 2\alpha \quad (23)$$

$$C_2 = \alpha \quad (24)$$

Onde:

$$\log(0,277 - \alpha) = \left(\frac{\beta\pi}{180}\right) - 1,105 \quad (25)$$

Da análise dos modelos de planta de equilíbrio em longo prazo comumente usados em engenharia costeira se deduz que é possível estimar a forma em planta de uma praia de enseada uma vez determinado o ponto de difração, o ponto situado mais a jusante da praia (ponto limite da praia) e a direção do fluxo médio de energia no ponto de difração. Destes parâmetros, somente o fluxo médio de energia pode ser afetado pelas mudanças climáticas envolvendo alterações morfológicas da forma em planta.

3.4.3.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas na forma em planta de praias apoiadas em uma estrutura de difração de ondas

O efeito da variação do sentido do fluxo médio de energia na forma em planta de equilíbrio das praias é analisado utilizando a equação determinada por Hsu e Evans (1989) e utilizando a parametrização proposta por Tan e Chiew (1994).

Para fazer a análise correspondente, é necessário classificar esse tipo de praia em função do grau de preenchimento de areia como no caso de praias retilíneas.

Praias preenchidas de areia

A análise do efeito que uma possível mudança na direção do fluxo médio faria na configuração em planta desse tipo de praia depende de qual seja a extremidade limitante do crescimento da praia:

- Caso 1: a lateral limitante da praia é a área contrária à zona abrigada da praia (Figura 23) e a profundidade na base do quebramar (h_d), na zona limitante, é igual à profundidade de fechamento h ($h_d = h$; $h_p > h$).
- Caso 2: a lateral limitante da praia se situa no elemento que produz a difração de onda em que a profundidade no ponto de difração (h_p) é igual à profundidade de fechamento do perfil de praia h ($h_p = h$; $h_p > h$).

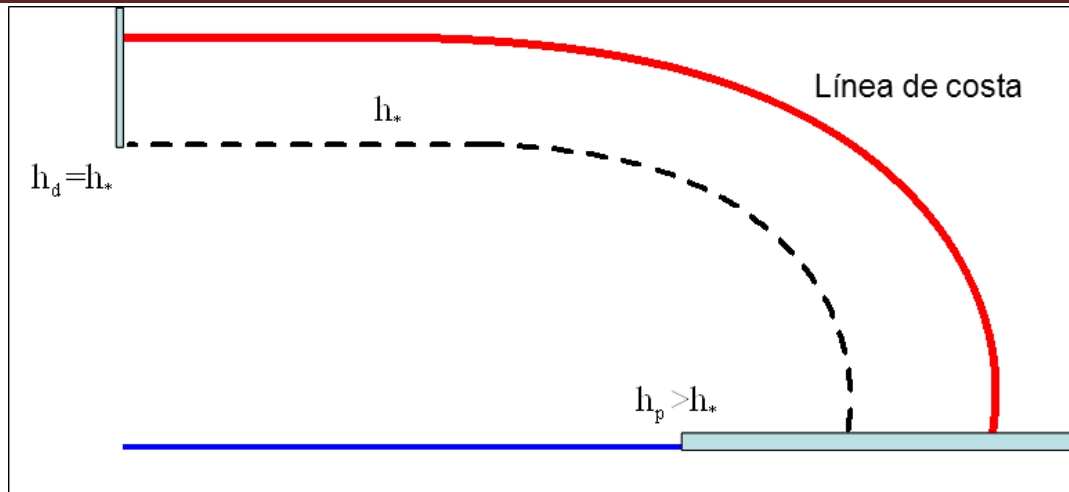


Figura 23 – Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. Caso 1.

Os efeitos das mudanças climáticas em cada um destes estados são descritos a seguir.

Caso 1: $h_d = h_*$, $h_p > h_*$

Dependendo do sentido da mudança de direção do fluxo de energia, a resposta da praia será totalmente diferente. Por exemplo, se a mudança da direção do fluxo médio de energia resulta em um aumento do ângulo β , ocorrerá uma retração na linha da costa ao longo de toda a praia. A razão disto se dá ao giro da direção do fluxo médio de energia que produz uma corrente longitudinal ao longo da praia em direção ao seu limite lateral. Esta corrente longitudinal transporta sedimentos da área protegida para a área não protegida. No entanto, devido a não possibilidade de crescimento da praia por causa de seu limite lateral, a areia será transportada para o exterior da praia produzindo uma erosão da unidade fisiográfica (Figura 24). Nota-se como a posição da linha de costa na zona adjacente ao quebramar limitante permanece inalterada, uma vez que a lateral limitante não permite que a praia nesta área cresça, ou seja, o comprimento do vetor R_0 não varia.

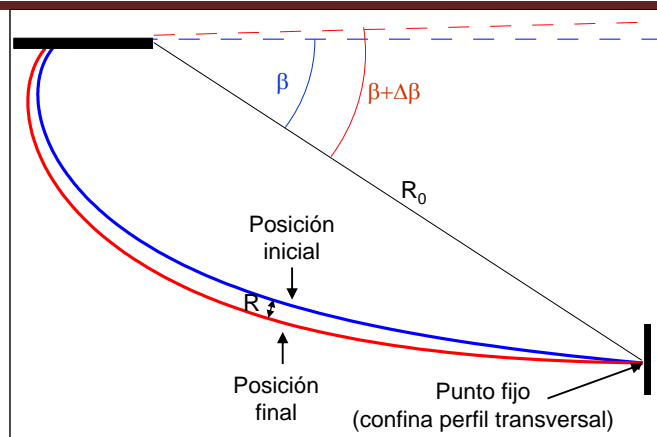


Figura 24 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. $\Delta\beta > 0$.

Se, no entanto, a variação na direção do fluxo médio de energia produz a diminuição do ângulo β (Figura 25), ocorrerá uma progradação da linha de costa na zona protegida da praia e uma retração na área não abrigada, de modo que se compensem o volume de erosão e o volume de acreção. Neste caso, a rotação do sentido do fluxo de energia produzirá um fluxo longitudinal ao longo da praia dirigindo-se para a zona de sombra, que produz o obstáculo. Esta corrente longitudinal transporta sedimentos da área não protegida para a área protegida. Em primeira instância, uma vez produzida a rotação das frentes, a área não protegida frente a onda incidente vai sofrer uma erosão progressiva, produzindo uma retração da linha de costa nesta área e uma progradação geral na área protegida frente a onda incidente.

A maior parte do material erodido corresponderá à parte superior do perfil de praia, de forma que a erosão vai gerar uma diminuição da declividade do perfil de praia, aumentando a capacidade de transporte por assimetria das ondas provenientes de profundidades indefinidas. Se houver disponibilidade de areia no mar adjacente, a onda transportará sedimentos de profundidades indefinidas ao perfil da praia para cobrir o déficit de areia que foi gerado numa primeira fase na área não protegida. Nesta área, a praia crescerá a partir da areia proveniente do exterior da célula até alcançar o seu perfil de praia original, ou seja, até que a linha de costa atinja novamente a posição de máxima acreção permitida pela lateral limitante. Nesta situação o comprimento do vetor R_0 não é modificado em relação à situação atual.

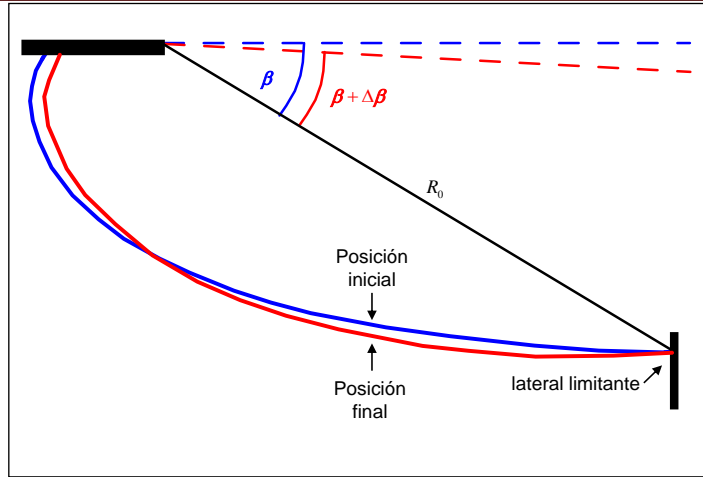


Figura 25 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. $\Delta\beta < 0$

Em ambos os casos, a forma atual, em planta, da praia é dada pela Equação 26 que traz a rotação de frentes de onda incidentes sobre a praia, desse modo a forma em planta se ajustará a seguinte formulação:

$$\frac{R_{futuro}}{R_0} = (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 \quad (26)$$

Onde:

$$(C_0 + \Delta C_0) = 1 - (\beta + \Delta\beta) \cot(\beta + \Delta\beta) + (\alpha + \Delta\alpha) \quad (27)$$

$$(C_1 + \Delta C_1) = (\beta + \Delta\beta) \cot(\beta + \Delta\beta) + 2(\alpha + \Delta\alpha) \quad (28)$$

$$(C_2 + \Delta C_2) = (\alpha + \Delta\alpha) \quad (29)$$

$$\log(0,277 - (\alpha + \Delta\alpha)) = ((\beta + \Delta\beta)\pi/180) - 1,105 \quad (30)$$

A retração total RE , que é a diferença entre a posição da linha de costa futura e atual, depende do ângulo θ , do ângulo β , da variação do ângulo $\Delta\beta$ e do vetor R_0 .

$$RE = R_{futuro} - R_{atual} = RE(\beta, \Delta\beta, R_0, \theta) \quad (31)$$

Com o objetivo de estabelecer uma série de ábacos que permitam estabelecer a retração da praia em função dos parâmetros mencionados, é necessário definir o seguinte parâmetro adimensional:

$$\frac{RE}{R_0} = f(\beta, \Delta\beta, \theta) \quad (32)$$

$$\frac{RE}{R_0} = \left[(C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta}{\theta} \right)^2 \right] - \left[C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{\theta} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{\theta} \right)^2 \right] \quad (33)$$

Na Figura 26 encontram-se os ábacos que permitem calcular a retração adimensional para cada ângulo β em função do ângulo $\Delta\beta$ e do ângulo θ . Note que nos ábacos se representou a retração adimensional multiplicada por 100 e que as curvas são distribuídas a cada 0,5 unidades.

Como indicado no ábaco, quando o ângulo β é pequeno, a área de máxima progradação e retração ocorre nas zonas onde o ângulo θ é pequeno (na área distante da área abrigada). Esta retração ou progradação máxima aumenta à medida que a magnitude da mudança na direção do fluxo de energia significativa aumenta.

Para valores de β superiores a 20° , o padrão de variação da retração em função da alteração dos parâmetros acima muda. A retração máxima se desloca para valores de θ maiores e as variações em função de θ diminuem.

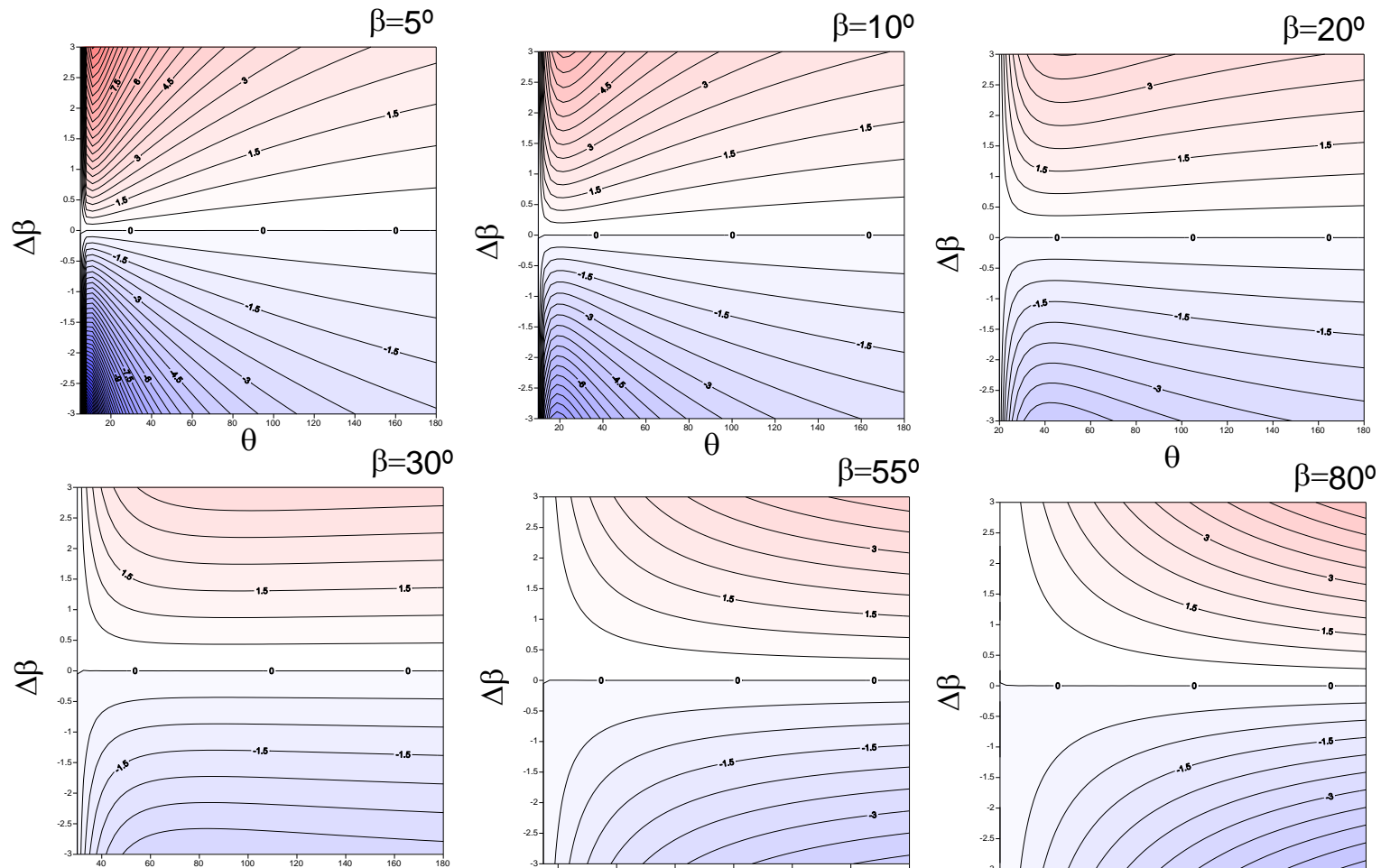


Figura 26 – Ábacos da retração adimensional $\frac{RE}{R_0}$ multiplicada por 100 em função de $\Delta\beta$, β e de θ .

Caso 2: $h_p = h_*$, $h_d > h_*$

A característica que diferencia este tipo de praia é que a lateral limitante do crescimento transversal é a estrutura que produz a zona abrigada na praia (Figura 27), de modo que nesta área, próximo ao quebramar, a extensão da praia não pode aumentar.

Assim como no caso anterior, a resposta da forma em planta da praia ocorrerá de forma diferente dependendo do sentido da mudança da direção do fluxo médio de energia da onda.

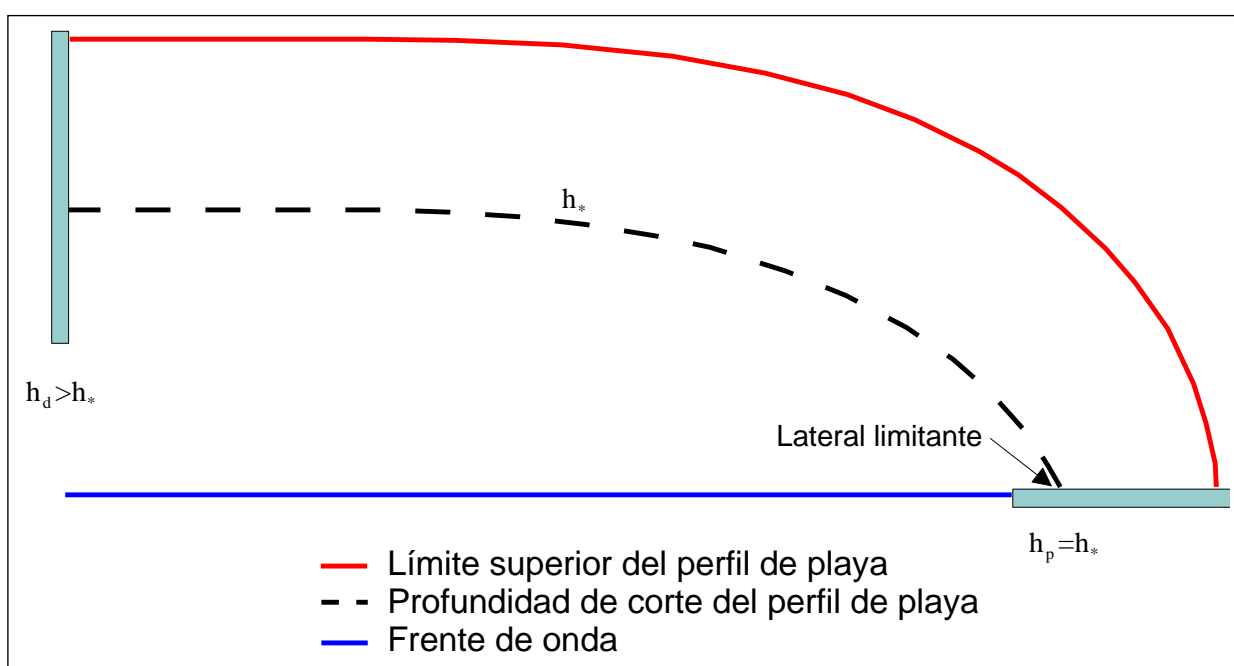


Figura 27 – Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. Caso 2.

Ao contrário do que acontecia nos casos anteriores, a distância até o limite da praia (R_0) é modificada por variações na direção do fluxo médio de energia. A Figura 28 mostra esquematicamente como é a resposta desse tipo de praia com base no sinal da variável $\Delta\beta$.

Se $\Delta\beta$ é negativo o efeito é tal que a rotação das frentes de onda geram ao longo da praia uma corrente longitudinal que vai desde a área desprotegida até a área abrigada transportando sedimentos em direção a ela. Assim como na área abrigada, a praia não pode conter mais areia, pois a profundidade de fechamento do perfil coincide com a profundidade do quebramar, o que gera a difração ($h_p = h_*$), que é transportada para profundidades indefinidas. Consequentemente, a praia permanece fixa na lateral limitante (Figura 28) e uma erosão da

praia ocorre ao longo de toda sua extensão. Neste caso, o vetor $R_{ofuturo}$ é maior que o atual. Nota-se que o ângulo entre as futuras frentes de onda e o futuro $R_0(R_{ofuturo})$ não é exatamente $\Delta\beta+\beta$, mas $\Delta\beta+\beta+\phi$, onde ϕ é positivo. No entanto, se $\Delta\beta$ é positivo, o efeito ao longo da praia é contrário, produzindo um avanço ao longo de todo o comprimento da praia e o vetor futuro fica reduzido com relação ao vetor atual. O avanço da praia ocorrerá sempre e quando em profundidades indefinidas existir areia transportável até o perfil da praia pela assimetria de onda.

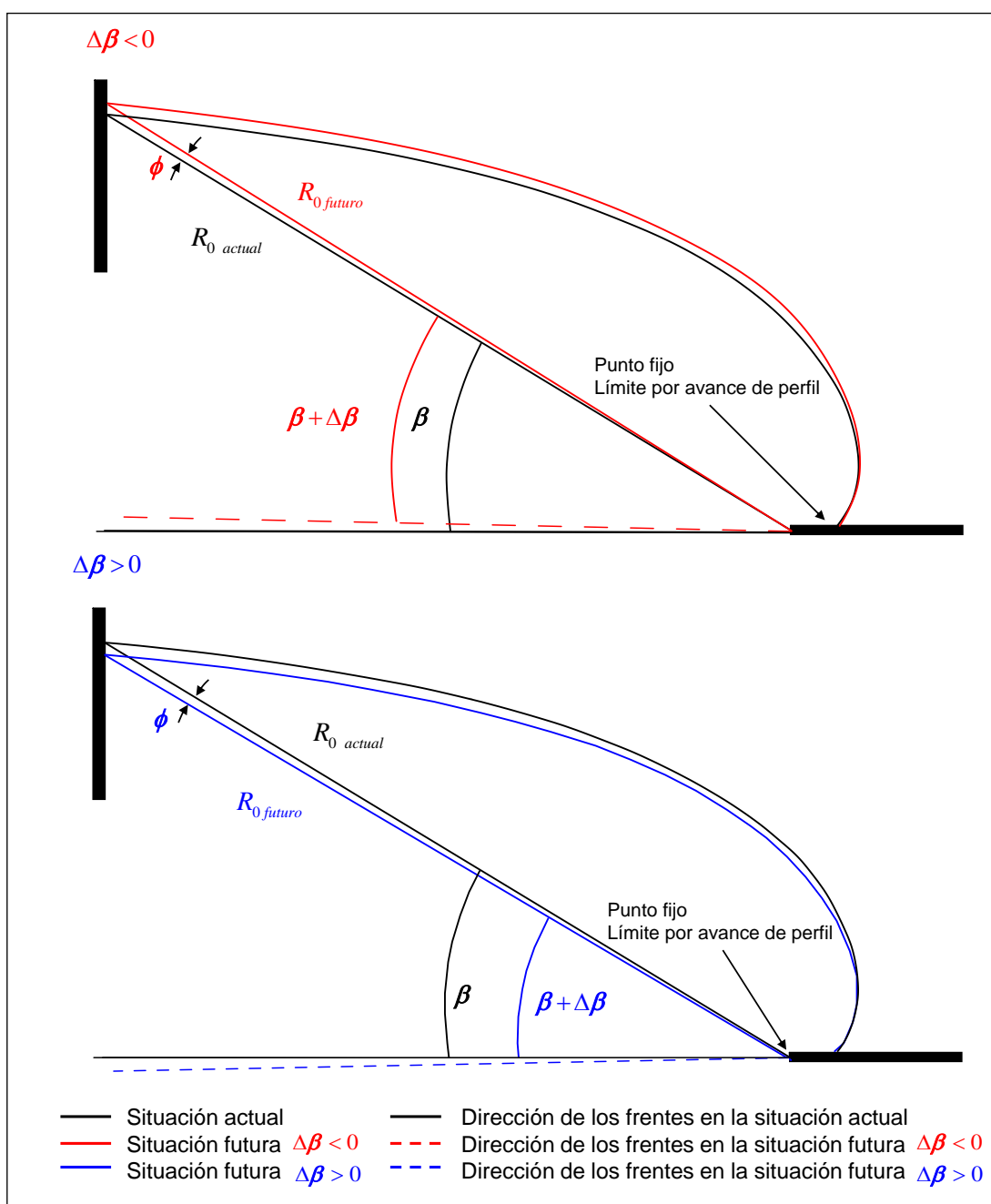


Figura 28 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático preenchida de areia. Caso 2.

Para determinar a retração de praia nestas condições parte-se da Equação 26. Com a rotação das frentes de onda incidente na praia, a forma em planta se ajustará a seguinte equação:

$$\frac{R_{futuro}}{R_{0\ futuro}} = (C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{\theta} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{\theta} \right)^2 \quad (34)$$

Onde:

$$(C_0 + \Delta C_0) = 1 - (\beta + \Delta\beta + \phi) \cot(\beta + \Delta\beta + \phi) + (\alpha + \Delta\alpha) \quad (35)$$

$$(C_1 + \Delta C_1) = (\beta + \Delta\beta + \phi) \cot(\beta + \Delta\beta + \phi) + 2(\alpha + \Delta\alpha) \quad (36)$$

$$(C_2 + \Delta C_2) = (\alpha + \Delta\alpha) \quad (37)$$

$$\log(0,277 - (\alpha + \Delta\alpha)) = ((\beta + \Delta\beta + \phi)\pi/180) - 1,105 \quad (38)$$

Para se calcular o vetor $R_{ofuturo}$ será necessário considerar que quando o ângulo θ tem 180° , o comprimento de ambas equações de segundo grau é o mesmo, dado que o apoio da praia no quebramar, que gera difração, permanece fixo (ver Figura 28), ou seja,

$$R_{0\ atual} \left[C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{180} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{180} \right)^2 \right] = R_{0\ futuro} \left[(C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right)^2 \right] \quad (39)$$

Considerando que o ângulo ϕ e o vetor $R_{0\ futuro}$ estão relacionados a partir da seguinte equação:

$$R_{0\ futuro} = R_{0\ atual} \cos(\beta) / \cos(\beta + \phi) \quad (40)$$

$$\left[C_0 + C_1 \left(\frac{\beta}{180} \right) + C_2 \left(\frac{\beta}{180} \right)^2 \right] = \cos(\beta) / \cos(\beta + \phi) \left[(C_0 + \Delta C_0) + (C_1 + \Delta C_1) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right) + (C_2 + \Delta C_2) \left(\frac{\beta + \Delta\beta + \phi}{180} \right)^2 \right] \quad (41)$$

A partir desta equação torna-se possível o cálculo do ângulo ϕ e, portanto da variável $R_{0\ futuro}$, o que permitirá conhecer a parábola futura para qualquer ângulo θ .

A retração total RE , que é a diferença entre a posição da linha de costa atual e a futura, depende do ângulo θ , do ângulo β , da variação do ângulo $\Delta\beta$ e do vetor R_0 .

$$RE = R_{futuro} - R_{atual} = RE(\beta, \Delta\beta, R_0, \theta) \quad (42)$$

A fim de estabelecer um conjunto de ábacos que permitam estabelecer a retração da praia, em função dos parâmetros mencionados, é necessário definir o seguinte parâmetro adimensional:

$$\frac{RE}{R_{0\text{ atual}}} = f(\beta, \Delta\beta, \theta) \quad (43)$$

Na Figura 29 são apresentados os ábacos que foram obtidos a partir da equação apresentada, para cada ângulo β em função do ângulo $\Delta\beta$ e do ângulo θ (curvas a cada 0,25 unidades).

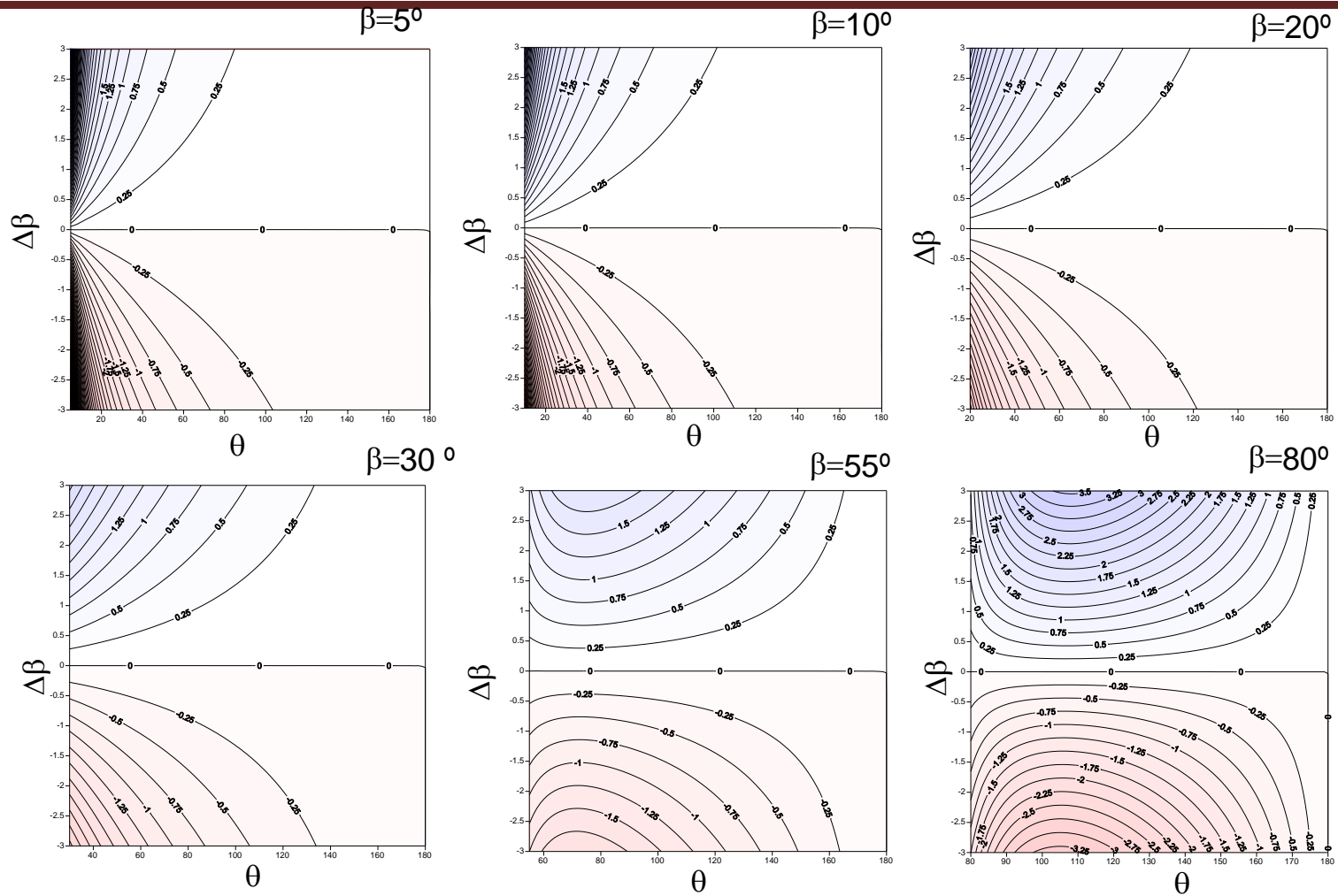


Figura 29 – Ábacos da retração adimensional $\frac{RE}{R_{0\text{ atual}}}$ multiplicada por 100 em função de $\Delta\beta$, β e de θ .

Praias não preenchidas de areia

Como mencionado anteriormente, as praias não preenchidas de areia se caracterizam por seu crescimento que não é limitado pelas laterais da praia, mas sim pela escassez ou ausência de areia. Isto implica que se em alguma parte da praia a declividade do perfil de praia se veja reduzido, não existirá um aporte de sedimentos a partir do mar (fora da célula) que restabeleça a declividade do perfil de praia, ou seja, neste tipo de praia não existem entradas externas de areia.

Por outro lado, presume-se que os limites laterais da praia são capazes de segurar toda a areia das praias, para que não haja perda de sedimentos da unidade fisiográfica para fora.

No caso de tais praias, uma variação na direção do fluxo médio de energia seria tal que o volume de areia erodido a uma determinada área da praia produziria um avanço da praia em outra zona, já que não há troca de volume de areia com o exterior e o avanço do perfil da praia não está limitado pelo comprimento das estruturas laterais. A Figura 30 apresenta esquematicamente o efeito da rotação do sentido do fluxo médio de energia em uma praia arenosa não preenchida.

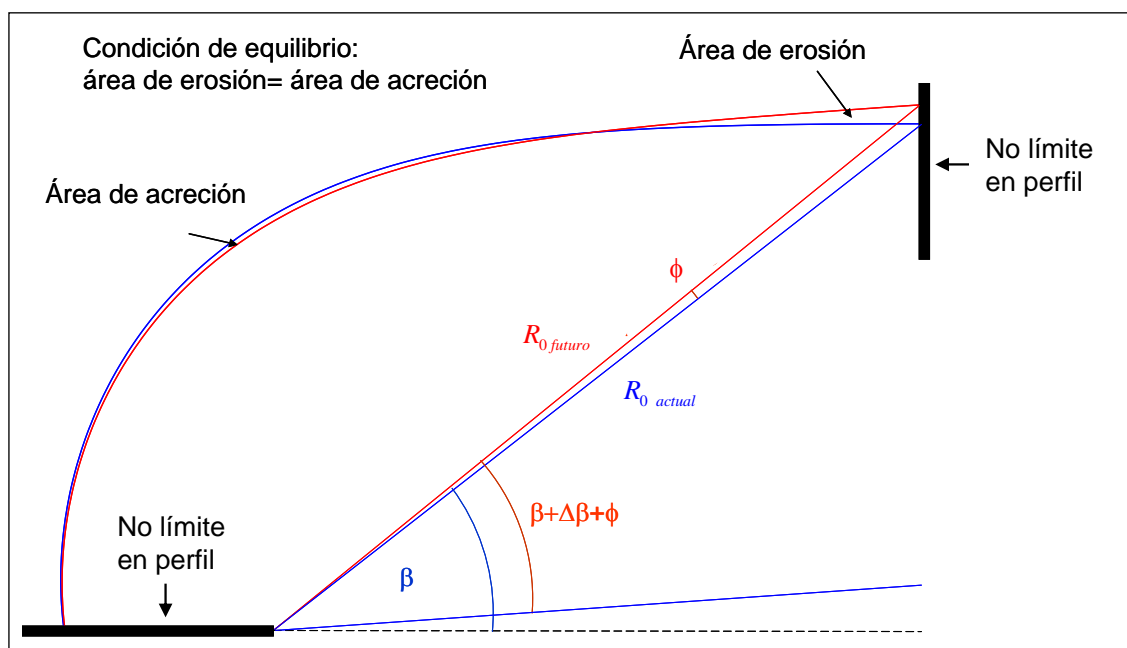


Figura 30 - Praia apoiada em uma estrutura de difração de onda em equilíbrio estático não preenchida de areia.

No caso específico mostrado na Figura 30, as mudanças climáticas produzem uma rotação da frente de onda de modo que o ângulo β futuro é reduzido. A condição de equilíbrio estático diz que o volume de areia erodido em determinada área de praia é equivalente ao volume de areia que se deposita em outra área da unidade fisiográfica, para que não haja ganhos e perdas líquidas de areia. Como mostrado na figura anterior, em um momento futuro, dada a rotação das frentes, o ângulo β futuro não será igual à soma dos ângulos β atuais e $\Delta\beta$, mas incluirá outro ângulo ϕ . O vetor futuro R_0 e o ângulo ϕ estão relacionados a partir da seguinte relação:

$$R_{0 \text{ futuro}} = R_{0 \text{ atual}} \frac{\cos(\beta)}{\cos(\beta+\phi)} \quad (44)$$

Onde o ângulo ϕ é a priori desconhecido e seu valor tem de ser um que satisfaça a condição de que a área de erosão equivalha à área de acreção, para isso é essencial a utilização de um método iterativo.

Procedendo como descrito, calcula-se a retração e progradação que vai experimentar uma praia em função do ângulo β atual, da variação do referido ângulo e do ângulo θ . Os resultados são mostrados na Figura 31 que representa a retração adimensional multiplicado por cem, isto é, o parâmetro $(RE/R_0)*100$.

Como pode ser visto no conjunto de ábacos, para praias caracterizadas por pequenos ângulos β , se ocorrer uma variação de tal ângulo negativa, na zona mais vulnerável da praia se produz uma erosão que vem acompanhada por uma acreção na área mais protegida. Ocorre o contrário se a variação tem o sinal oposto. Note que as variações máximas na linha de costa são obtidas para os menores valores de θ .

Para valores de β maiores, o padrão de erosão-sedimentação ao longo da praia varia de modo que, na área central da praia ocorre o contrário do que ocorre nas extremidades. Por exemplo, em uma praia caracterizada por um ângulo β de 55° , uma variação $\Delta\beta$ de -2° geraria na extremidade menos protegida contra a onda incidente uma erosão até que o ângulo θ adquira valores maiores a 72° , aproximadamente. A partir deste valor observa-se um acúmulo de sedimentos e, portanto, uma progradação na linha de costa. Para valores de θ superiores a 150° observa-se novamente uma retração da praia.

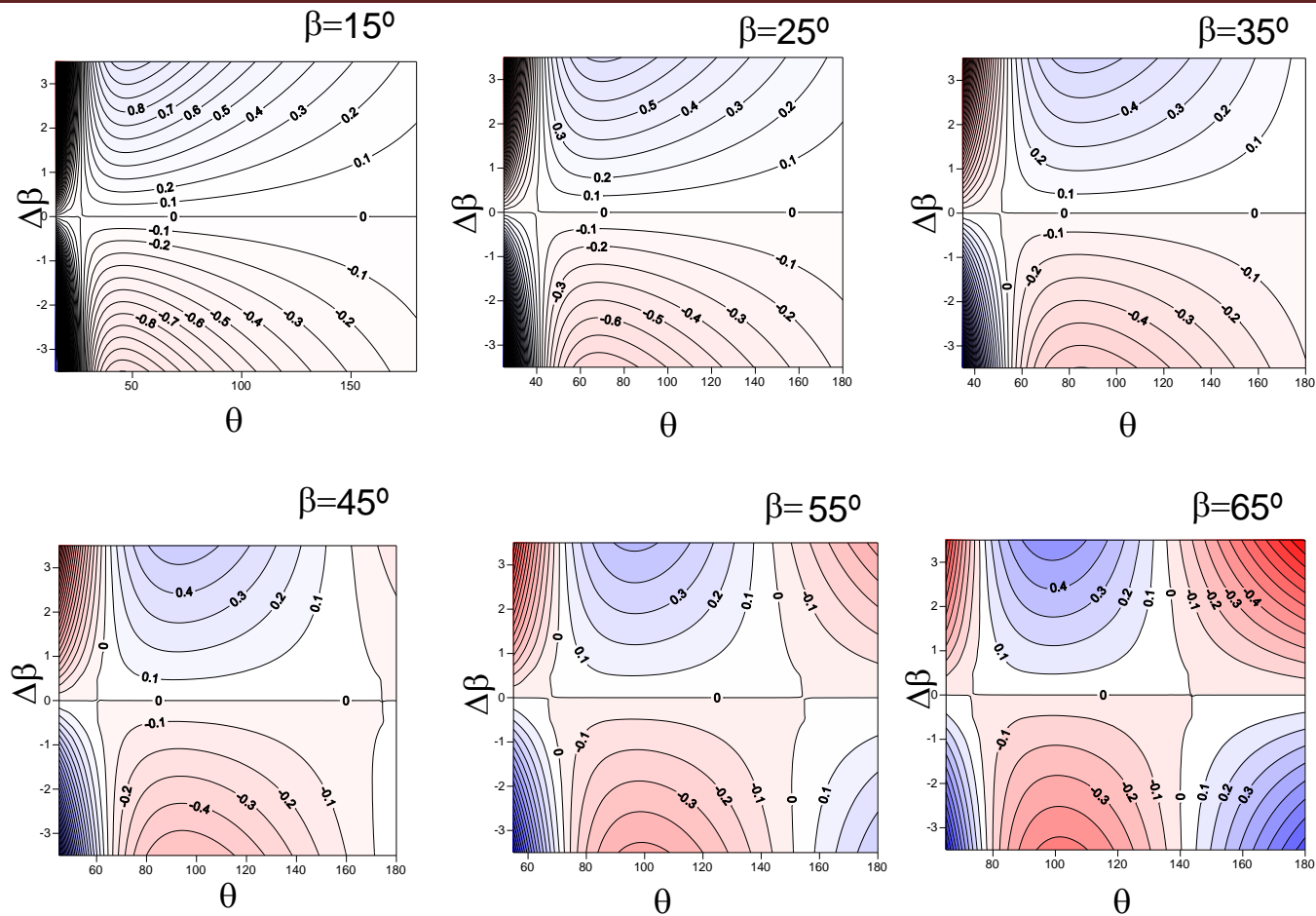


Figura 31 – Ábacos da retração adimensional $\frac{RE}{R_{0\text{ atual}}}$ multiplicado por 100 em função de $\Delta\beta$, β e de θ .

3.4.4. Praias com a presença de tómbolos ou saliências

3.4.4.1. Descrição da relação entre a dinâmica atuante e a forma em planta

A presença de um quebramar destacado ou de uma ilha em uma praia, pode gerar três casos distintos ou formas em planta de equilíbrio, sempre e quando a praia tiver material disponível para gerá-las. As diferentes formas em planta (Figura 32) que podem ser geradas correspondem aos tómbolos (a), a uma saliência (b) e a duplas saliências (c). A formação de uma forma em planta e suas características dependem basicamente de dois parâmetros:

- Largura adimensional do quebramar com o comprimento da onda incidente no quebramar ou ilha, B/L .
- Distância adimensional do quebramar até a costa com o comprimento da onda, Y/L .

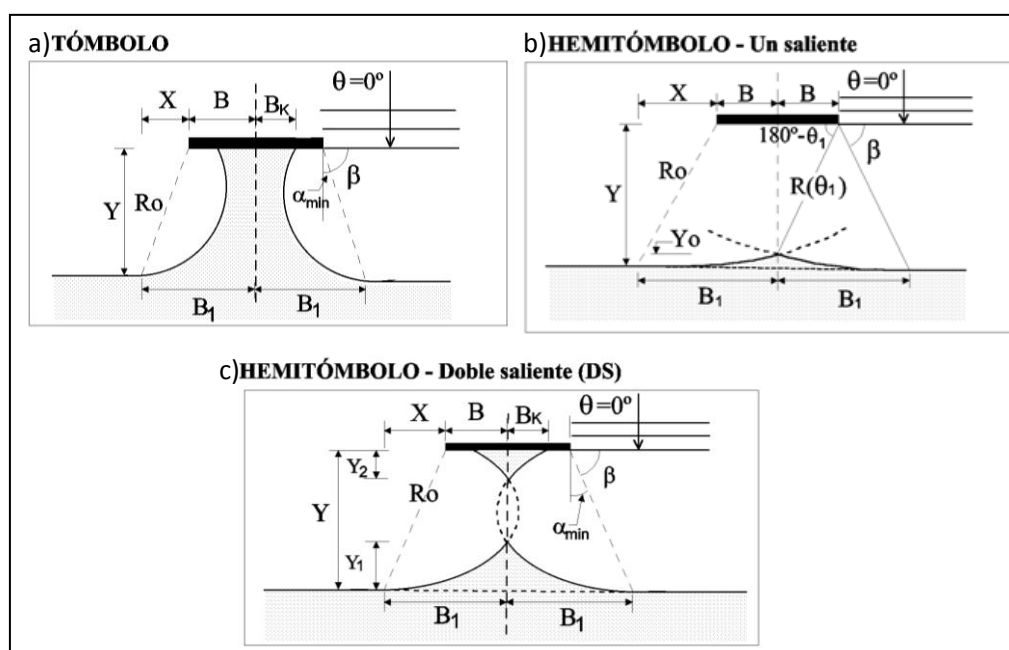


Figura 32 – Descrição esquemática das distintas tipologias de tómbolos.

Na Figura 33, é apresentado o tipo de forma em planta a ser formada com base nos parâmetros acima referidos. Como pode ser visto, para uma determinada distância adimensional, se a largura adimensional é pequena, uma saliência é formada, se esta variável aumenta, duplas saliências se formam e, aumentando ainda mais, um tómbolo se forma.

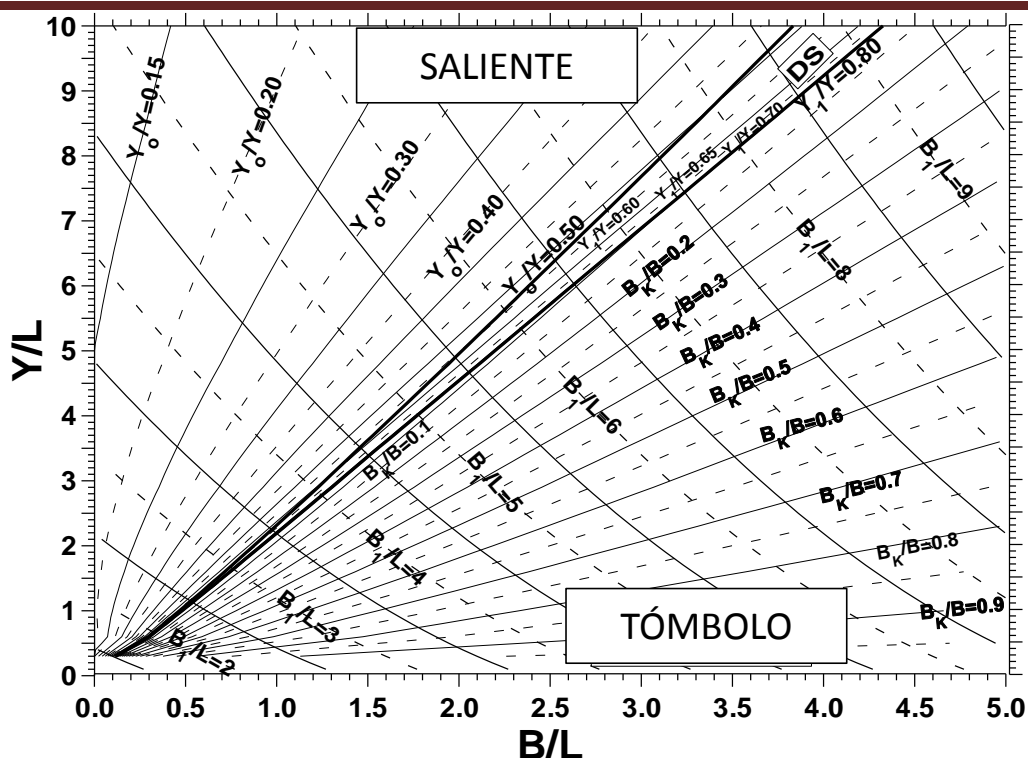


Figura 33 – Ábaco que permite estimar a tipologia da forma em planta em função dos parâmetros adimensionais Y/L e B/L .

3.4.4.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas na forma em planta de tômbolos e saliências

O efeito da mudança climática pode supor modificações nesses dois parâmetros principais (B/L e Y/L) que regem a tipologia destas formas em planta.

O parâmetro da largura adimensional (B/L) pode ser afetado por uma rotação na direção do fluxo médio de energia, assim como por uma variação no comprimento de onda incidente. Supondo a situação mais comum, na qual os quebramares existentes estão dispostos perpendicularmente na direção do fluxo médio de energia, a Figura 34 apresenta como uma futura rotação no sentido do fluxo médio de energia produziria uma redução na largura efetiva do quebramar.

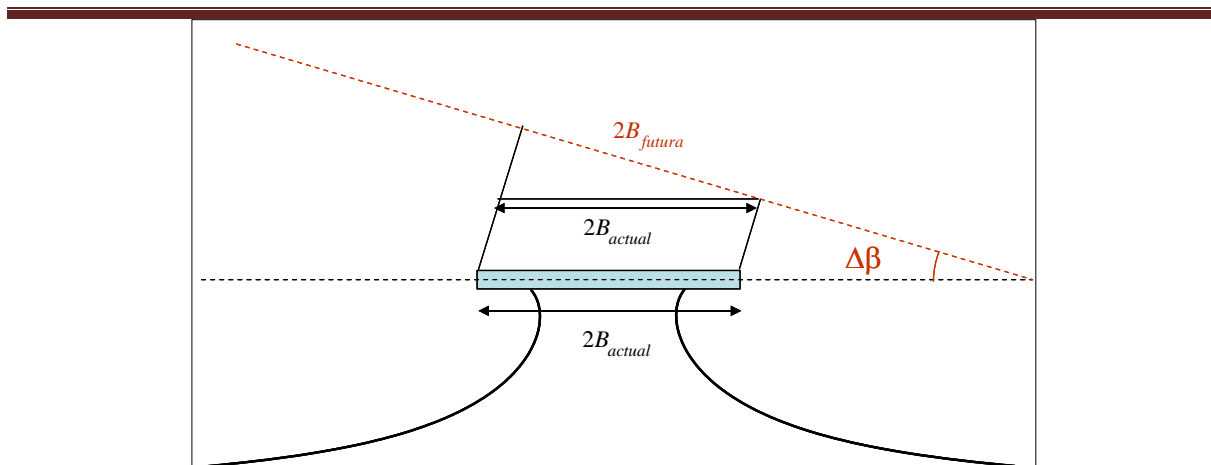


Figura 34 – Representação esquemática da variação da largura efetiva do quebramar de acordo com a variação do sentido do fluxo médio de energia.

Por relações geométricas, obtém-se que:

$$B_{futura} = B_{atual} \cos(\Delta\beta) \quad (45)$$

$$\Delta B = B_{futura} - B_{atual} = B_{atual} (\cos(\Delta\beta) - 1) \quad (46)$$

O valor da largura adimensional *do quebramar destacado* também pode se modificar por uma variação do comprimento de onda incidente no quebramar, que por sua vez, é uma função do nível médio e do período de onda.

$$L = \frac{9,81T^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (47)$$

Portanto, caso se produza uma variação no período de onda ou na profundidade, o comprimento de onda será alterado e, *por conseguinte*, a largura adimensional do obstáculo.

Na Figura 35, mostra-se o comprimento de onda correspondente a um período de onda e a uma profundidade determinados. A partir desta figura pode-se calcular a variação do comprimento de onda, *com* relação ao comprimento de onda atual, desde que a profundidade e o período de onda atual, e as mudanças futuras de período e do nível do mar sejam conhecidos. Por exemplo, *suponha-se que* a profundidade atual na base do quebramar seja de 10m e que o período da onda incidente é de 14s, *usando* a Figura 35 se obtém um comprimento de onda atual de aproximadamente 135m. Se, devido a alteração do clima, o *nível médio do mar* aumentasse 0,5m e o período *aumentasse* 1s, por exemplo, o comprimento de onda da onda incidente no futuro seria 146m, isto é, a variação no comprimento de onda seria de aproximadamente 11m.

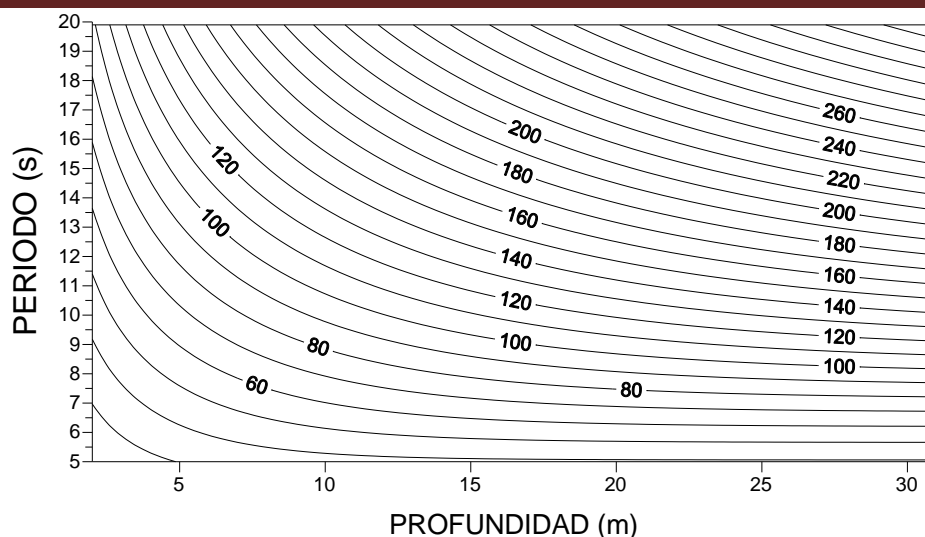


Figura 35 – A variação do comprimento de onda em função da profundidade e do período de onda.

Em termos de distância adimensional (Y/L), o valor deste parâmetro pode ser modificado pela variação no comprimento de onda incidente, ou seja, por variações no nível do mar e no período das ondas, bem como variações na distância entre a linha de costa e o quebramar. A mudança dessa distância só é afetada por variações no nível do mar que, como foi mencionado no capítulo dedicado à análise do perfil de praia, um aumento do nível do mar produz uma retração na linha de costa que pode ser quantificado a partir da regra de Bruun (1962). Por exemplo, em uma praia com um D_{50} de 0,1mm e uma altura H_{s12} de 5m, um aumento do nível do mar de 0,4m produz uma retração de 70m. Se a largura do quebramar é de 30m, a profundidade é de 4m e o período de onda incidente é de 12s, o comprimento de onda L é de aproximadamente 80m, isto é, a largura relativa é 0,375. Se a distância entre o quebramar e a praia é de 30m, a distância adimensional Y/L é de 0,375, enquanto que no futuro, este parâmetro vai adquirir valores de 1,25. Usando a Figura 33 observa-se que atualmente um quebramar destacado gera tómbolo em seu lado abrigado, caracterizado por uma largura B_i/L de aproximadamente 1,2 e uma largura B_i/B de 0,8. No entanto, no futuro o tómbolo desaparecerá, formando-se uma saliência caracterizada por B_i/L de aproximadamente 2,5 e um Y_d/Y de 0,3.

Destaca-se, que estas grandes variações na forma em planta após quebramares ou ilhas, somente sofrerão grandes variações se a largura e a distância adimensionais atuais são pequenas.

Como mostrado na Figura 33, na região em que B/L e Y/L são pequenas, pequenas variações no parâmetro Y/L podem representar grandes mudanças na forma em planta.

3.5. Transporte litorâneo

O transporte litorâneo desempenha um papel importante na distribuição de sedimentos ao longo da costa e, por conseguinte, em sua configuração e estabilidade.

Como discutido anteriormente, se em uma praia existe transporte longitudinal de areia, mas sem gradiente de transporte, e o volume de areia é mantido dentro da unidade fisiográfica, considera-se que a praia atingiu uma forma em planta de equilíbrio estático. No entanto, se o transporte longitudinal gera gradientes de transporte, áreas de erosão e acumulação que mudam a forma do litoral são estabelecidas e, portanto, a praia está fora de equilíbrio (ou equilíbrio dinâmico). Em ambos os casos, a análise do estado de equilíbrio da praia requer a estimativa do transporte longitudinal de sedimentos e das possíveis mudanças que gera esse tipo de transporte na linha de costa.

3.5.1. Descrição da relação entre a dinâmica atuante e o transporte longitudinal de sedimentos

A principal forçante de transporte litorâneo longitudinal é a onda e os fenômenos associados ao mesmo, pois definem a morfologia das praias juntamente com a batimetria, as condições de contorno, as características morfológicas, granulométricas do sedimento e seus principais aportes.

Existem diversas equações e metodologias para calcular o transporte longitudinal de sedimentos, mas este documento só menciona as equações utilizadas no SMC-Brasil: a equação do CERC (1984), de Kamphuis (1991) e a proposta por Bayram *et al.* (2007). No "Documento Temático de Ondas" (IH CANTABRIA – MMA, 2017a) pode ser encontrada uma descrição mais detalhada destas equações.

A equação do CERC (1984) relaciona a taxa de transporte longitudinal de sedimentos com o fluxo de energia longitudinal, e pode ser representado pela seguinte equação:

$$Q = \frac{K}{(\rho_s - \rho)} \frac{1}{16} \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \gamma_b^{-1/2} \sin 2\alpha_b \quad , \quad (48)$$

Onde:

K = Coeficiente constante. No “Documento Temático de Ondas” (IH CANTABRIA – MMA, 2017a) pode-se encontrar, na bibliografia, os distintos valores deste coeficiente.

H_b = Altura de quebra da onda

α_b = Ângulo de quebra da onda

γ_b = Índice de quebra da onda

g = Aceleração gravitacional

ρ = Densidade da água

ρ_s = Densidade do sedimento

λ = Porosidade do sedimento

A profundidade de quebra da onda pode ser calculada mediante a relação existente entre o índice de quebra e a altura de quebra da onda:

$$h_b = \frac{H_b}{\gamma_b} \quad (49)$$

Kamphuis (1991) propôs uma equação para o fluxo de transporte litorâneo, com base em experimentos tridimensionais em um modelo físico:

$$Q = 2,27H_{sb}^2 T_p^{1,5} m_b^{0,75} D_{50}^{-0,25} \text{sen}^{0,6}(2\alpha_b) \quad (50)$$

Onde:

H_{sb} = Altura significativa de quebra da onda.

α_b = Ângulo de quebra da onda.

T_p = Período de pico.

m_b = Declividade da praia na zona de arrebentação.

D_{50} = Tamanho médio do sedimento.

A equação de Bayram *et al.* (2007) supõe que o sedimento é suspenso pela ação de quebra das ondas, sendo então, transportado pela corrente longitudinal:

$$Q = \frac{\left(9 + 4 \frac{H_{sb}}{w_s T_p}\right) \cdot 10^{-5}}{(\rho_s - \rho)(1 - a) g w_s} \left(\frac{2^{5/4} g^{3/2}}{8 \sqrt{\gamma_b}} \rho H S_b^{5/2} \cos \alpha_b \right) \bar{V} \quad (51)$$

$$\bar{V} = \frac{5}{32} \frac{\pi \gamma_b \sqrt{g}}{c_f} A^{3/2} \text{sen} \alpha_b \quad (52)$$

Onde:

H_{sb} = Altura significativa de quebra da onda.

α_b = Ângulo de quebra da onda.

T_p = Período de pico.

w_s = Velocidade de queda do sedimento.

c_f = Coeficiente de fricção.

α' = Porosidade.

γ_b = Índice de quebra da onda.

g = Aceleração gravitacional.

ρ = Densidade da água.

ρ_s = Densidade do sedimento.

A = Parâmetro de forma.

\bar{V} = Velocidade longitudinal média.

Considerando estas equações empíricas de transporte potencial, as variações no transporte de sedimentos como resultado da mudança climática podem ser geradas por:

- ⊕ Variações na altura de quebra da onda (δH_b).
- ⊕ Variações na profundidade de quebra da onda (δh_b).
- ⊕ Variações do ângulo de incidência de quebra da onda ($\delta \alpha_b$).

Desses três parâmetros, os dois primeiros estão relacionados a partir do índice de quebra da onda (ver Equação 39).

3.5.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas sobre a taxa de transporte potencial de sedimentos segundo a equação do CERC

A estimativa da variação do transporte de sedimentos costeiros, pelos efeitos das mudanças climáticas, é obtida através da equação da perturbação do CERC em função das variações do ângulo de incidência e da altura de quebra da onda.

Para aplicar o método das perturbações (Anexo 1) é necessário assumir que a altura de quebra da onda futura será a atual mais a perturbação, e que o ângulo de incidência da quebra da onda será o ângulo de incidência de quebra da onda atual mais uma perturbação. A mesma suposição é aplicada à taxa de transporte de sedimentos:

$$Q_f = Q_a + \delta Q \quad (53)$$

$$H_{b,f} = H_{b,a} + \delta H_b \quad (54)$$

$$\alpha_{b,f} = \alpha_{b,a} + \delta \alpha_b \quad (55)$$

$$Q_f = K_1 H_{b,f}^{5/2} \text{sen} 2\alpha_{b,f} \quad (56)$$

$$Q_a + \delta Q = K_1 (H_{b,a} + \delta H_b)^{5/2} \text{sen} (2(\alpha_{b,a} + \delta \alpha_b)) \quad (57)$$

Onde:

$H_{b,a}$ = Altura significativa de quebra da onda atual;

$H_{b,f}$ = Altura significativa de quebra da onda futura;

δH_b = Variação da altura significativa de quebra da onda;

$\alpha_{b,a}$ = Ângulo de quebra da onda atual.

$\alpha_{b,f}$ = Ângulo de quebra da onda futura.

$\delta \alpha_b$ = Variação do ângulo de quebra da onda.

Q_a = Transporte litoral atual.

Q_f = Transporte litoral futuro.

δQ = Variação do transporte litoral.

K_1 = Constante que engloba todos os valores supostamente constantes.

A partir da Equação 57 é possível obter a variação da taxa de transporte de sedimentos como sendo uma função da variação da altura de quebra da onda e da direção de incidência de quebra da onda. Considerando a equação da perturbação (57) como um desenvolvimento da série de Taylor (Anexo 1) tem-se à seguinte relação:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{2,5}{H_{b,a}}(\delta H_b) + 2\delta\alpha_b \frac{1}{tg(2\alpha_{b,a})} \quad (58)$$

Mostrando que a variação do transporte longitudinal pode ser dividida em dois termos que se somam de forma linear:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{\delta Q_1}{Q_a} + \frac{\delta Q_2}{Q_a} \quad (59)$$

Onde:

$$\frac{\delta Q_1}{Q_a} = 2,5 \frac{\delta H_b}{H_{b,a}} \quad (60)$$

$$\frac{\delta Q_2}{Q_a} = 2 \frac{\delta\alpha_b}{tg(2\alpha_{b,a})} \quad (61)$$

Note que o primeiro termo inclui apenas a variação do transporte litorâneo devido a variação na altura da onda em quebra, mostrando que o transporte litorâneo aumenta linearmente com a variação adimensional da altura das ondas em quebra. O segundo termo, inclui o efeito da variação do ângulo de incidência das ondas na linha de quebra.

A Figura 36 mostra graficamente a relação entre a variação adimensional da taxa de transporte e a variação adimensional da altura da onda em quebra, enquanto que a Figura 37 mostra graficamente a variação da taxa adimensional de transporte litorâneo em função da variação do ângulo de incidência da onda na quebra e em função do ângulo de incidência da onda em quebra.

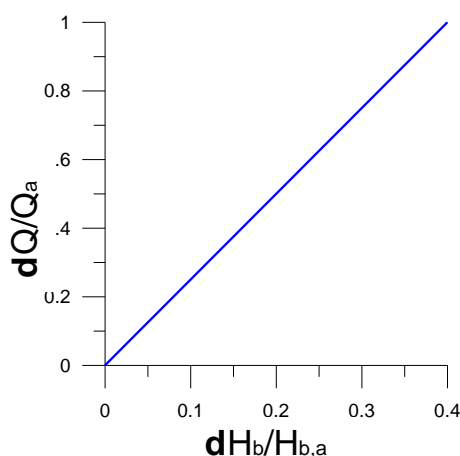


Figura 36 - Relação entre a variação adimensional da taxa de transporte litoral, devido a variações na altura de onda em quebra, em função da variação adimensional da variação da altura da onda em quebra adimensional.

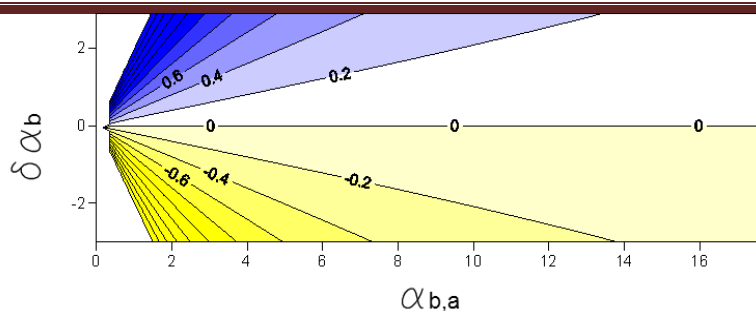


Figura 37 - Relação entre a variação adimensional da taxa de transporte litoral ($2\delta\alpha_b/tg(2\alpha_{b,a})$) devido a variações do ângulo de incidência na quebra em função do ângulo de incidência na quebra.

Esta mesma metodologia pode ser aplicada nas outras duas equações contempladas no SMC-Brasil. Apenas a relação entre a variação de transporte e o transporte atual seria diferente.

Aplicando o método das perturbações, a relação entre a variação de transporte e o transporte atual no caso Kamphuis seria:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{2}{H_{sb,a}} (\delta H_{sb}) + 1,2\delta\alpha_b \frac{1}{tg(2\alpha_{b,a})} \quad (62)$$

Enquanto que no caso de Bayram seria:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{(45w_s T_p + 7H_{sb,a})}{(18w_s T_p + 2H_{sb,a})H_{sb,a}} (\delta H_{sb}) + 2\delta\alpha_b \frac{1}{tg(2\alpha_{b,a})} \quad (63)$$

Tal como no caso de CERC, a variação da taxa de transporte de sedimentos obtida a partir das equações de Kamphuis e Bayram (Equações 56 e 57) pode ser expressa em função da variação da altura de onda em quebra e da direção de incidência de ondulação na linha de quebra.

3.6. Evolução dos estados morfodinâmicos

A zona de arrebenção das praias muda continuamente no tempo e no espaço em função da onda incidente na praia. As variações espaciais e temporais de onda são muito importantes, porque não só envolvem as mudanças na morfologia, mas também no acoplamento entre hidrodinâmica e morfologia. Essas mudanças, na ordem de metros e semanas, são chamadas evolução dos estados morfodinâmicos. Uma vez que os estados

morfodinâmicos dependem da onda incidente, as mudanças climáticas também podem afetar as características morfodinâmicas das praias ou estados morfodinâmicos e sua evolução. Por este motivo, é necessário analisar os fatores que afetam a distribuição desses estados, bem como em que grau estes afetam.

3.6.1. Definição do estado modal de uma praia e sua relação com parâmetros climáticos

Os estados morfodinâmicos e sua evolução têm sido estudados por diversos autores (MASSELINK; SHORT, 1993, WRIGHT; SHORT, 1984, WRIGHT *et al.*, 1985, entre outros) de forma a definir várias tipologias que caracterizam as praias dependendo de suas características sedimentares, declividades e características das ondas a que estão sujeitas. No "Documento Temático de Recuperação de Praias" (IH CANTABRIA – MMA, 2017c) se pode encontrar um resumo do estado da arte dos estados morfodinâmicos das praias.

A morfologia de uma praia, em um instante determinado, é uma função oriunda das características do sedimento, das condições imediatas de onda, maré e vento, e do estado anterior da praia. A longo prazo, a praia tenderá a mostrar um estado modal ou mais frequente, o que será resultado das condições modais de onda que constituem a praia. Em torno deste estado modal, a morfologia da praia irá variar em resposta às variações nas ondas. Esta faixa de oscilação em torno do estado modal é que define a mobilidade da praia.

Para definir a influência da onda e do tipo de sedimento neste estado, emprega-se o parâmetro adimensional de velocidade de queda do grão (Ω) (GOURLAY, 1968):

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad (64)$$

Onde H_b e T são a altura significativa da onda e o período de pico na quebra, respectivamente, e Ω é a velocidade de queda do do grão (sedimento).

De forma geral, as condições de onda e de morfologia da praia estão em constante mudança, por isso há sempre uma diferença entre o valor Ω em um dado momento e o estado da praia naquele mesmo momento. Isso ocorre, porque as mudanças na morfologia da praia dependem do estado anterior da mesma e da energia disponível para a mudança. Portanto, o parâmetro de velocidade adimensional de queda de grão para um dado momento não é um descritor adequado para definir o estado de praia naquele momento. Wright *et al.* (1985),

propuseram a utilização de um parâmetro $\underline{\Omega}$ obtido por uma média ponderada dos valores de Ω prévios no momento de avaliação do parâmetro:

$$\underline{\Omega} = \frac{\sum_{i=1}^D (\Omega_i 10^{i/\phi})}{\sum_{i=1}^D 10^{i/\phi}} \quad (65)$$

Onde $i=1$ corresponde ao dia anterior à observação e $i=D$ ao dia correspondente a D dias anteriores. O valor de ϕ depende do grau de perda de memória do sistema.

Como conclusão final, o estado modal de uma praia é definido pelo parâmetro adimensional de queda do grão e sua evolução temporal. Este parâmetro, além do diâmetro médio do sedimento que compõe a praia, depende da altura da onda na quebra, o que, por sua vez, é função da altura média significativa em profundidades indefinidas e do período de pico associado. De todas essas variáveis, a que pode ser afetada em maior grau pela mudança climática é a altura significativa de onda na quebra.

3.6.2. Avaliação dos possíveis efeitos das mudanças climáticas no estado modal das praias

Aplicando o método das perturbações é possível calcular a variação do parâmetro adimensional da altura da onda induzida por uma pequena variação na altura de onda em quebra e no período de pico:

$$\Omega + \delta\Omega = \frac{H_b + \delta H_b}{\omega_s T} - \frac{H_b \delta T}{\omega_s T^2} \quad (66)$$

De onde se deduz que:

$$\delta\Omega = \frac{\delta H_b}{\omega_s T} - \frac{H_b \delta T}{\omega_s T^2} \quad (67)$$

Os valores do parâmetro adimensional variam entre 0 e 6 (ver "Documento Temático de Recuperação de Praias" (IH CANTABRIA, 2017c)), sendo seu valor proporcional à altura significativa das ondas em quebra e sendo o coeficiente de proporcionalidade dependente do período de pico da onda e da velocidade de queda de grão do sedimento. Se a praia é composta de uma areia com um tamanho de grão pequeno (por exemplo, 0,1 mm) e o período de pico da onda incidente é pequeno, o coeficiente de proporcionalidade apresenta os seus valores máximos enquanto que na praia de areias grossas este coeficiente de

proporcionalidade apresenta valores mínimos. Portanto, pode-se concluir que as praias de areia finas e submetidas a ondas com períodos curtos são as praias que apresentam mais suscetibilidade de que seu estado modal seja modificado pelo efeito das mudanças climáticas, uma vez que as variações de altura de onda na quebra produzem grandes mudanças no parâmetro de queda de grãos adimensional.

Além disso, como mencionado acima, a sequência e a distribuição estatística de ondas, principalmente da altura de onda, determinam a evolução de um estado morfológico a outro, de modo que se esta distribuição for modificada a distribuição de estados morfológicos da praia também será.

Os possíveis efeitos das mudanças climáticas nos estados morfológicos de uma praia são relevantes a medida em que há uma interação entre o perfil da praia e as dinâmicas atuantes na praia, de modo que se o estado morfodinâmico da praia variar, esta variação pode gerar indiretamente variações no padrão morfodinâmico da área de estudo, dando lugar a problemas de erosão/sedimentação da costa que não existiam anteriormente.

CAPÍTULO 4: APLICAÇÃO DA METODOLOGIA

4. Aplicação da Metodologia

4.1. Introdução

Uma vez descrita a metodologia proposta para estimar tendências a longo prazo no que diz respeito à variação do clima marítimo e os efeitos da mudança climática na costa, este capítulo mostra como aplicar esta metodologia para estimar os potenciais impactos das mudanças climáticas sobre a costa (a muito longo prazo) e traz uma ilustração em um exemplo prático. Especificamente, os impactos da erosão e inundações serão estudados através da análise de como a mudança climática afeta a posição e orientação da linha de costa e da cota de inundação (variáveis analisadas no SMC-Brasil) dependendo do escopo do projeto ou nível de análise: pré-projeto ou projeto.

A fase de anteprojeto ou pré-projeto visa o estabelecimento de um conjunto de alternativas de soluções. Nesta fase, prima-se a obtenção de um grande número de alternativas à custa de uma menor precisão na definição da solução, uma vez que o objetivo final é que o gestor possa comparar as alternativas e, de acordo com outras condicionantes, escolher o que será construído como solução de projeto. Esta fase é baseada nos dados de tendências e ábacos existentes (CEPAL 2011, 2012a, 2012b).

Desta forma, a fase de projeto ou elaboração tem como objetivo o cálculo detalhado da alternativa que foi selecionada como alternativa de solução. Este cálculo detalhado geralmente conta com o uso de ferramentas de modelos de cálculo sofisticadas que exigem um maior número de dados de partida (longas séries temporais).

4.2. Resumo dos efeitos

A seguir, um breve resumo das equações geralmente utilizadas para estimar os efeitos das mudanças climáticas nas praias, que foram descritos em detalhes no capítulo anterior.

4.2.1. Perfil de equilíbrio

Retração da linha de costa devido o aumento do nível do mar

Quadro 3 - Retração da linha de costa devido ao aumento do nível do mar em muito longo prazo (décadas).

A elevação do nível do mar produz um desequilíbrio na forma de perfil, o que implica em uma acomodação da areia no mesmo. Esta acomodação envolve o movimento de areia da parte superior para a parte inferior do perfil, o que implica uma retração da posição da linha de costa (Figura A).

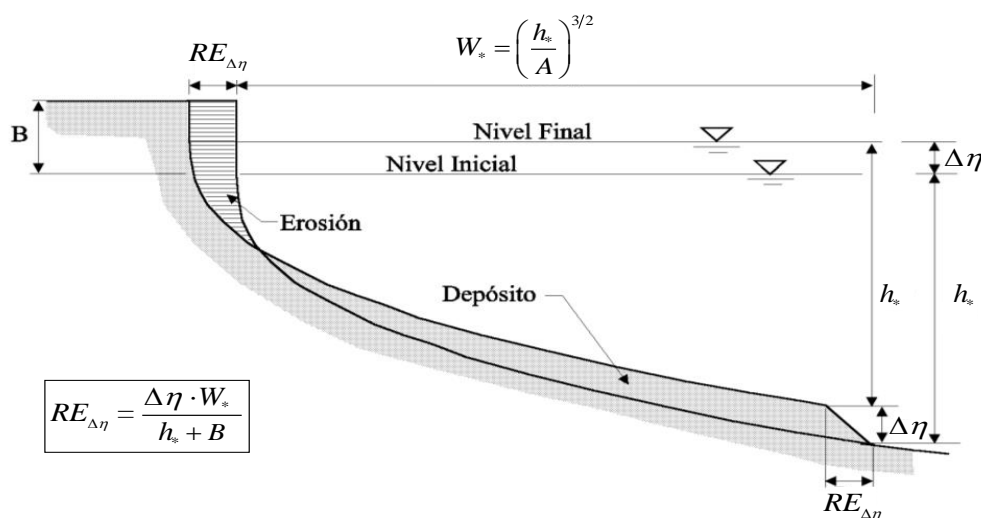


Figura A - Esquema de retração em um perfil de praia gerado pela elevação do nível médio do mar.

A retração ($RE_{\Delta\eta}$) pode ser estimada a partir da regra de Bruun. Esta regra relaciona as mudanças no nível do mar com a posição da linha de costa. De igual modo se o perfil de equilíbrio de Dean (1977) for mantido, o volume de areia for conservado e a profundidade de fechamento corresponde à aproximação de Birkemeier (1985), obtém-se que:

$$RE_{\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot W_*}{h_* + B} = \Delta\eta \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51\omega^{0,44})^{1,5}(1,57H_{s12} + B)}$$

Onde:

W_* = Distância horizontal da linha de costa a h_*

$h_* = 1,57H_{s12}$ Aproximação da profundidade de fechamento do perfil dada por Birkemeier (1985)

B = Altura da berma,

H_{s12} = Altura de onda significativa excedendo 12 horas por ano,

$A = 0,51\omega^{0,44}$ Parâmetro de forma do perfil de Dean,

ω = Velocidade de queda do grão que depende somente de D_{50}

$\Delta\eta$ = Aumento do nível médio do mar.

Quadro 4 - Retração da linha de costa de praias preenchidas devido ao aumento da altura de onda H_{s12}

Em uma praia preenchida de areia, o comprimento do perfil ativo está limitado pelas dimensões dos elementos que a mantêm contida (Figura 1). Este comprimento está determinado pela profundidade de fechamento do perfil (h). Esta profundidade indica o limite onde ocorre o transporte de sedimento devido à quebra da onda.

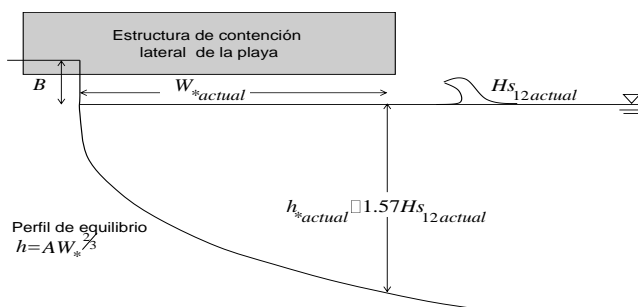


Figura A - Perfil típico em uma praia preenchida de areia.

A profundidade de fechamento do perfil pode ser estimada a partir da equação de Birkemeier (1985) onde se pode aproximar em 1,57 vezes a altura significativa excedendo 12 horas ao ano (H_{s12}) dado que está diretamente relacionado com a magnitude e número de tempestades. Portanto, se em muito longo prazo (décadas) ocorre um aumento em H_{s12} , (Figura B), tal que $H_{s12\text{ futura}} = H_{s12\text{ atual}} + \delta H_{s12}$, a profundidade de fechamento aumentará, fazendo com que a parte baixa do perfil fique fora da zona contida, sendo esta erodida. Esta erosão implica numa retração ($RE_{\Delta H_{s12}}$) de todo o perfil. Esta retração continua até alcançar a situação em que o perfil volta a estar contido.

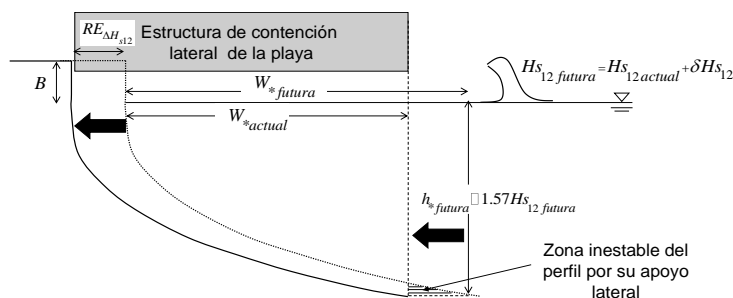


Figura B - Esquema de retração em um perfil de praia gerado pelo aumento de H_{s12} .

Caso se aceite manter um perfil de praia em equilíbrio de Dean (1977), a retração ($RE_{\Delta H_{s12}}$) pode ser avaliada como:

$$RE_{\Delta H_{s12}} = W_{*futura} - W_{*atual} = \frac{h_{*futura}^{3/2} - h_{*atual}^{3/2}}{A^{3/2}}$$

Onde $A=0,51\omega^{0,44}$ é o parâmetro de forma do perfil de Dean, W_* é a distância horizontal da linha de costa até a profundidade de quebra inicial h_* . O subíndice *atual* indica os valores originais, enquanto que o subíndice *futura*, os valores finais posteriores a retração devido ao aumento de δH_{s12} e considerando que $h_* \sim 1,57H_{s12}$ e $h_{*futura} = h_{*atual} + \delta h_*$ se chega a:

$$RE_{\Delta H_{s12}} = 2,95 \frac{\sqrt{H_{s12}\Delta H_{s12}}}{(0,51\omega^{0,44})^{3/2}} \quad (68)$$

Onde ω é a velocidade de queda de sedimento, que depende somente do diâmetro D_{50} .

4.2.2. Forma em planta de equilíbrio

Quadro 5 - Efeitos de muito longo prazo na forma em planta de uma praia.

Em muito longo prazo (décadas), a forma em planta de uma praia pode ser afetada por variações na direção do fluxo médio de energia. Para entender o comportamento de uma praia a muito longo prazo (décadas), é necessário conhecer as condições atuais da praia em questão, ou seja, se a praia está em equilíbrio estático ou dinâmico ou não está em equilíbrio, e também se está preenchida de areia ou não. O comportamento de uma praia retilínea frente a uma situação em que a direção do fluxo médio de energia muda a muito longo prazo (décadas) está descrito a seguir.

1. Praia em Equilíbrio Estático não Preenchida

Uma praia nesta situação significa que os limites laterais da praia são capazes de conter o perfil. Assim, se o sentido do fluxo de energia varia, ocorrerá a rotação da forma em planta da praia para que o equilíbrio se mantenha (Figura Aa). Esta rotação envolve uma área de erosão e outra de acreção nas extremidades. A retração máxima (R_{max}) pode ser avaliada como:

$$R_{max} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\Delta\beta)$$

Onde L é o comprimento da praia.

2. Praia em Equilíbrio Estático Preenchida

Se uma praia em equilíbrio estático gira o suficiente para que h_* ultrapasse os limites laterais, ou se um dos limites laterais da praia não for capaz de conter o perfil de equilíbrio (Figura Ab), a praia está preenchida. Se ocorre uma mudança na direção média do fluxo de energia em uma praia desta natureza, ocorrerá uma rotação na linha da costa (a posição intermediária da Figura Ab). No entanto, a areia escapará pelo limite lateral, de forma que a linha da costa e todo o perfil retrocedam até voltar a situação de não preenchida.

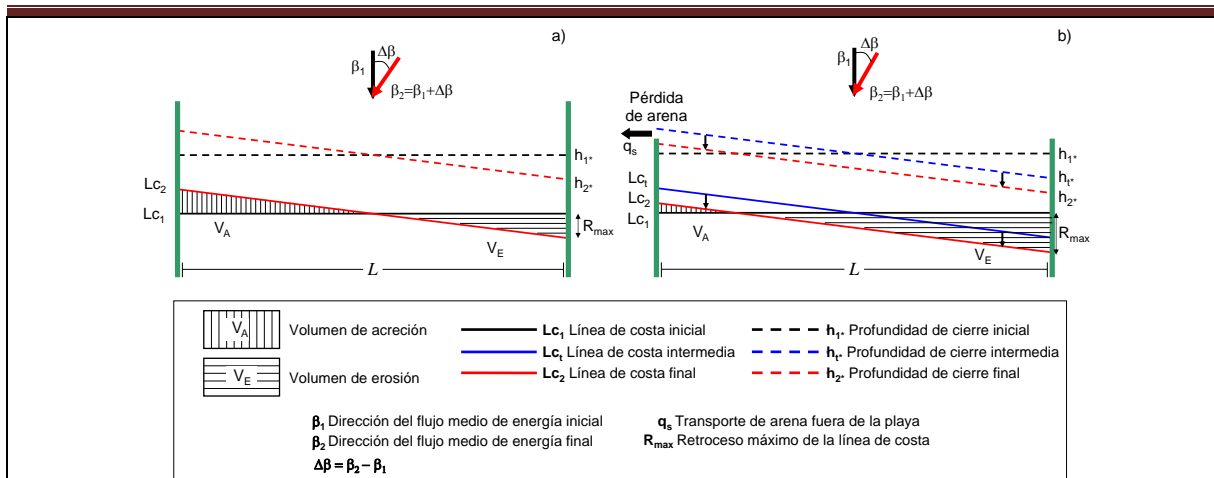


Figura A - Processo de rotação de uma praia em equilíbrio: a) não preenchida devido a mudanças na direção média do fluxo de energia; b) preenchida devido a mudanças na direção média do fluxo de energia.

3. Praia em Equilíbrio Dinâmico ou em Desequilíbrio.

Em ambos os casos, o estudo da forma em planta da praia requer a determinação do transporte longitudinal potencial e as possíveis mudanças na linha de costa geradas pelo transporte. Mudanças na taxa de transporte potencial indicarão mudanças ou retração na posição da linha de costa. A variação do transporte é obtida ao perturbar a equação de transporte em função do ângulo de incidência da onda e da altura das ondas na quebra. Por exemplo, no caso da equação de CERC seria:

$$\frac{\delta Q}{Q_a} = \frac{\delta Q_1}{Q_a} \frac{\delta Q_2}{Q_a}$$

Onde

$$\frac{\delta Q_1}{Q_a} = 2,5 \frac{\delta H_b}{H_{b,a}}$$

$$\frac{\delta Q_2}{Q_a} = 2 \frac{\delta \alpha_b}{tg(2\alpha_{b,a})}$$

e H_b é a altura de quebra, α é o ângulo entre a frente e a linha de costa e Q_a é o transporte potencial atual.

4.2.3. Cota de inundação

A variação da cota de inundação pode ser estimada mediante o método das perturbações:

$$\frac{\delta CI}{CI} = \frac{\delta MM + \delta \eta + 0,0396 \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5} \frac{\delta H_s}{\sqrt{H_s}}}{MA + MM + 0,0792 \left(H_s \frac{9,81T^2}{2\pi} \right)^{0,5}} \quad (69)$$

No entanto, para se considerar as interações entre as variações do nível médio e da maré meteorológica, visto que atualmente se dispõe de longas séries de clima marítimo que permitem estimar a série temporal de cota de inundação, este documento tem também como objetivo estimar a variação da cota de inundação através da reconstrução da série histórica da variável e aplicando um modelo de regressão para estimar a tendência da variável, como será mostrado na seção 4.4.3.3.

4.3. Estratégia de uso das equações a muito longo prazo (décadas)

Os efeitos das mudanças climáticas nas praias, como discutido acima, são medidos em termos de tendência de mudança dos elementos morfológicos e das dinâmicas costeiras a que estão relacionadas. Estas tendências são determinadas em geral seguindo duas abordagens:

- Método Direto: reconstruindo séries históricas da variável em estudo e aplicando um modelo de regressão para estimar a tendência da variável de interesse.
- Método Indireto: inferindo futuras mudanças morfológicas nas praias a partir de tendências previamente calculadas das variáveis ou dinâmicas das que são dependentes, considerando equações como as do parágrafo anterior, que permitem relacionar a variável de interesse com as variáveis das que depende.

Independentemente do método escolhido, a precisão necessária para estimar as tendências das variáveis do clima marítimo depende do escopo do estudo: pré-projeto ou projeto. Em ambos os casos a análise de tendência se concentra em estimar a evolução futura de um determinado item da praia, mas a nível de pré-projeto se admite uma maior incerteza na estimativa das tendências das variáveis do clima marítimo do qual depende o elemento da praia que se pretende analisar. Deste modo, no pré-projeto podem ser empregados valores médios e as tendências médias multianuais, que podem ser obtidos a partir dos documentos produzidos pelo IH Cantabria para o estudo da mudança climática na costa da América Latina e Caribe (CEPAL, 2011; 2012a e 2012b), que reúne uma série de figuras e ábacos que permitem estimar os valores médios e as tendências em longo prazo e

avaliar o impacto das mudanças climáticas no pré-projeto, como mostrado no próximo capítulo.

Em contrapartida, no projeto também é necessário conhecer a variabilidade dessas tendências médias e que as tendências sejam estimadas localmente, ou seja, à beira-mar, visto que se requer maior precisão nos cálculos. Por este motivo o presente documento se propõe a empregar séries temporais históricas à beira-mar para estimar as tendências e sua variabilidade das variáveis de interesse (como a cota de inundação) ou das variáveis de clima marítimo (como o nível do mar e a altura significativa das ondas excedendo 12 horas por ano) que permitem inferir as tendências de outras variáveis que definem o comportamento da linha de costa às mudanças climáticas, tais como a retração do perfil da praia. A seguir estão resumidas em dois quadros as equações e variáveis a serem utilizadas para estimar os potenciais efeitos das mudanças climáticas na praia, dependendo da finalidade da análise de tendências (Quadros 6 e 7).

Cabe destacar que estudos recentes têm mostrado que os métodos de extrapolação de tendências a partir de dados históricos poderiam subestimar as variações das dinâmicas como consequência às mudanças climáticas e é aplicável apenas para o futuro próximo (40-50 anos). Portanto, no caso da variação do nível médio do mar e, por conseguinte, da cota de inundação, no SMC-Brasil também pode-se analisar diferentes cenários de mudanças climáticas a fim de mostrar como a mesma metodologia pode ser aplicada considerando os cenários de mudanças climáticas coletados em estudos recentes e no Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC).

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Capítulo 4

Quadro 6 – Obtenção dos efeitos em muito longo prazo (décadas) (planta e perfil).

NÍVEL DE CÁLCULO	SEÇÃO	EQUAÇÃO	DADOS	TIPO DE DADOS	QUADRO	NOTAS
Pré-projeto	Perfil	Tendência de condições de equilíbrio	D_{50} , H_{s12} , nível do mar e geometria do perfil	Valores médios e tendências multianuais médias	Quadro 3 Quadro 4	As tendências multianuais médias podem ser obtidas no documento: “Efeitos da mudança climática na costa da América Latina e Caribe: Dinâmicas, tendências e variabilidade climática” (CEPAL, 2011), enquanto que os ábacos correspondentes se encontram também no Capítulo 3 deste documento.
	Planta	Tendência de condições de equilíbrio	Direção do fluxo de energia, comprimento da praia, H_s , θ	Valores médios e tendências multianuais de valores médios	Quadro 5	
Projeto	Perfil	Tendência de condições de equilíbrio	D_{50} , H_{s12} , nível do mar e geometria do perfil	Tendência multianual de valores médios e sua dispersão	Quadro 3 Quadro 4	Os cálculos são realizados a partir da base de dados e das ferramentas integradas no SMC-Brasil
	Planta	Tendência de condições de equilíbrio	Direção do fluxo de energia, comprimento da praia, H_s , θ	Tendência multianual de valores médios e sua dispersão	Quadro5	

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Capítulo 4

Quadro 7 - Obtenção dos efeitos em muito longo prazo (décadas) (Cota de inundação).

NÍVEL DE CÁLCULO	SEÇÃO	EQUAÇÃO	DADOS	TIPO DE DADOS	NOTAS
Pré-projeto	Cota de inundação	Tendência em muito longo prazo (décadas)	H_s , T_p , nível do mar, maré meteorológica	Valores médios e tendências multianuais médias	As tendências multianuais médias podem ser obtidas no documento: “Efeitos da mudança climática na costa da América Latina e Caribe: Dinâmicas, tendências e variabilidade climática” (CEPAL, 2011), enquanto que os ábacos correspondentes se encontram também no Capítulo 3 deste documento.
Projeto	Cota de inundação	Tendência em muito longo prazo (décadas)	H_s , T_p , nível do mar, maré meteorológica	Tendência multianual de valores médios e sua dispersão	Os cálculos se realizam a partir da base de dados e das ferramentas integradas no SMC-Brasil

4.4. Aplicação da metodologia em função do nível de análise de tendências

O presente capítulo mostra como aplicar as equações anteriores para se estimar como a mudança climática afeta a posição e orientação da linha de costa e a cota de inundação em função do alcance desejado ou do nível de análise de tendências: pré-projeto ou projeto.

4.4.1. Introdução

Na fase de pré-projeto é possível usar as estimativas dos aumentos das variáveis envolvidas nas equações, publicadas pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) ou outros como o documento da Comissão Econômica para a América Latina (CEPAL, 2011) "Efeitos das mudanças climáticas sobre a costa da América Latina e do Caribe: dinâmicas, tendências e variações climáticas" (<http://www.cepal.org/id.asp?id=45542>) e os ábacos mostrados no Capítulo 3, para obter uma estimativa dos efeitos das mudanças climáticas em uma praia.

Destaca-se que, apesar de poder utilizar em uma primeira aproximação as informações do documento da CEPAL (2011), o objetivo do presente estudo era o de fornecer uma visão global dos efeitos das mudanças climáticas na costa da América Latina e do Caribe e, portanto, as bases de dados e batimetrias utilizadas para realizar as estimativas de tendência não levam em conta forçantes locais ou aspectos relevantes da batimetria local na área de estudo, que são necessários para realizar estimativas adequadas ao estudo de uma determinada praia.

Na fase de projeto é necessário calcular as tendências das variáveis à beira-mar e considerar tanto os valores médios como sua variabilidade, de modo que se equações são aplicadas obtém-se uma estimativa do efeito da mudança climática na costa (retração, rotação da praia, etc.) e sua variabilidade.

Como exemplo, nos Quadros 8 e 9 mostra-se o cálculo da retração da costa devido à subida do nível do mar, nos dois níveis de cálculo.

Quadro 8 - Exemplo de aplicação das equações para avaliar a retração da linha de costa em muito longo prazo (décadas) devido a um aumento do nível do mar (Pré-projeto).

Se sabe-se as condições atuais de uma praia e está-se interessado em encontrar a retração da linha de costa causada pelo aumento do nível médio do mar:

1. Estimativa em nível de pré-projeto

No pré-projeto pode-se obter a estimativa de $\Delta\eta$ da área de interesse a partir do projeto da CEPAL "Efeitos das mudanças climáticas sobre a costa da América Latina e do Caribe: dinâmicas, tendências e variações climáticas" (CEPAL, 2011) (ver também Losada *et al.*, 2013) ou os cenários propostos pelo IPCC (AR5). Esses documentos fornecem informações sobre as dinâmicas previsíveis no futuro nas áreas próximas da costa em todo o mundo (não em escala local). A Figura A mostra o mapa de tendência de aumento do nível do mar $\Delta\eta$ tirado do documento da CEPAL (2011).

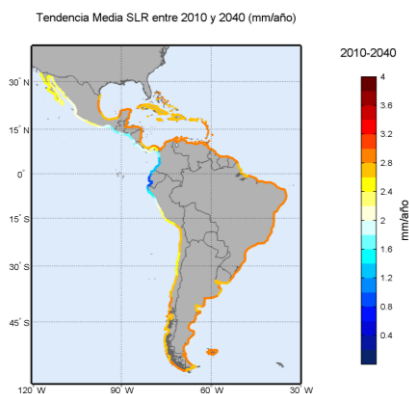


Figura A - Estimativa de $\Delta\eta$ na América Latina para o período 2010-2040 Fonte: CEPAL (2011).

A estimativa de retração é obtida a partir do ábaco que relaciona a retração de linha de costa ($RE_{\Delta\eta}$) com o aumento do nível do mar ($\Delta\eta$) em função da altura de onda, do tamanho médio do sedimento (D_{50}) e da altura da berma (B) (Figura B).

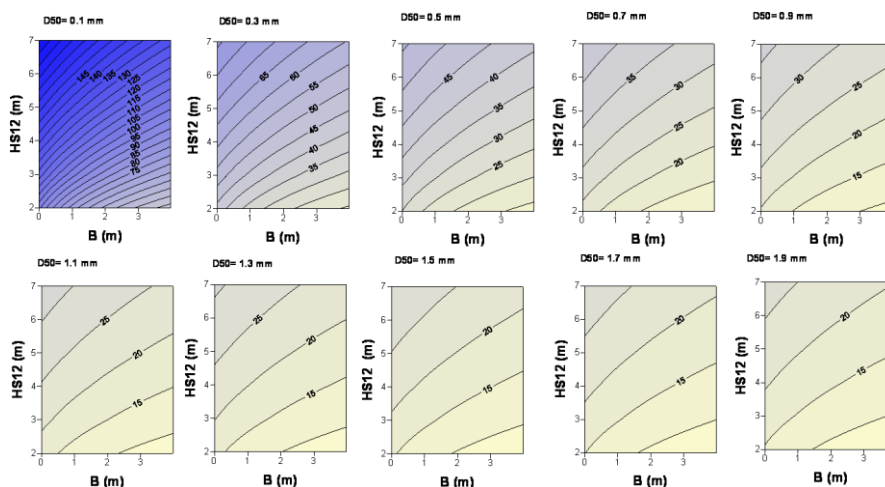


Figura B - Ábacos que permitem quantificar a relação entre a retração da praia e o aumento do nível médio $RE_{\Delta\eta}/\Delta\eta$ em função da altura da berma B , do tamanho médio do sedimento D_{50} e da altura de onda H_{S12} .

Quadro 9 - Exemplo de aplicação das equações para avaliar a retração da linha de costa, a muito longo prazo (décadas), devido a um aumento no nível do mar (Projeto).

2. Estimativa em nível de projeto

No nível de projeto é necessário contar com a série de nível do mar e ajustá-la a um dos modelos de regressão disponíveis. Na Figura A mostra-se um ajuste em modelo linear, a partir do qual se obtém a tendência média anual do nível do mar ($\delta\eta$) e sua variabilidade.

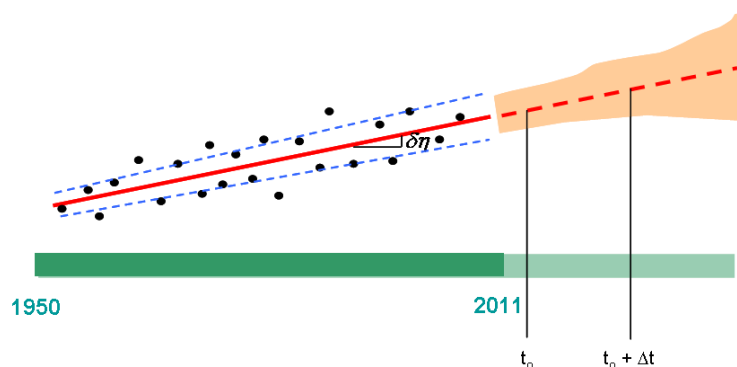


Figura A - Exemplo de uma série de nível do mar e o resultado de ajuste de um modelo de regressão linear

Portanto se pode determinar o aumento do nível médio do mar como:

$$\Delta\eta = \Delta t \cdot \delta\eta$$

E aplicando a equação se obtém a retração média correspondente a este aumento do nível do mar

$$RE_{\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot W_*}{h_* + B} = \Delta\eta \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51\omega^{0,44})^{1,5}(1,57H_{s12} + B)}$$

Onde

W_* é a distância horizontal da linha de costa a h .

ω é a velocidade de queda do grão, que depende somente do tamanho médio de sedimento (D_{50})

B é a altura da berma,

H_{s12} é a altura de onda significativa excedendo 12 horas ao ano,

$h_* \sim 1,57H_{s12}$ é a profundidade de fechamento do perfil,

$\Delta\eta$ é o aumento do nível médio do mar.

O SMC-Brasil conta com as ferramentas e dados necessários para realizar os cálculos do projeto de forma direta para um projeto na costa brasileira.

Abaixo é apresentado como estimar o efeito das mudanças climáticas sobre a posição e orientação da linha de costa e da cota de inundação em função do escopo do projeto. Para isso, um cenário de mudanças climáticas com base na extrapolação de tendências das variáveis de interesse para o ano horizonte de 2040 é proposto.

4.4.2. Pré – projeto

4.4.2.1. Posição da linha de costa

Para estimar a posição da costa deve-se levar em conta que esta pode experimentar uma retração devido ao aumento dos níveis do mar e da altura de onda, como consequência da mudança climática.

A título de exemplo se mostrará como obter a retração do perfil de praia esperado para o ano horizonte de 2040 e um cenário de mudança com base na extrapolação de tendências observadas em nível de pré-projeto.

Neste caso, considera-se diferentes situações:

- a) Retração da linha de costa devido ao aumento do nível médio do mar.
- b) Retração da linha de costa devido ao aumento da altura das ondas nas praias preenchidas.
- c) Retração da linha de costa devido ao aumento do nível médio do mar e da altura das ondas nas praias preenchidas.
- d) Retração da linha de costa devido ao aumento do nível médio do mar e da altura das ondas em praias não preenchidas.

a) Retração da linha de costa devido à subida do nível do mar

Neste caso, para estimar a variação do nível médio do mar pelo efeito da mudança climática, emprega-se o gráfico da tendência média do nível médio do mar entre 2010 e 2040 (Figura 38), obtidos a partir do documento da CEPAL (2011) "Efeitos da mudança climática na costa da América Latina e do Caribe: Dinâmicas, tendências e variações

climáticas". Nesta figura, pode-se observar que, por exemplo, na área de Pernambuco (nordeste do Brasil), o nível médio do mar tende a aumentar entre 2,8 e 3,0mm/ano, o que, até 2040 estima um aumento médio do nível do mar de cerca de 84-90mm (média de 87mm).

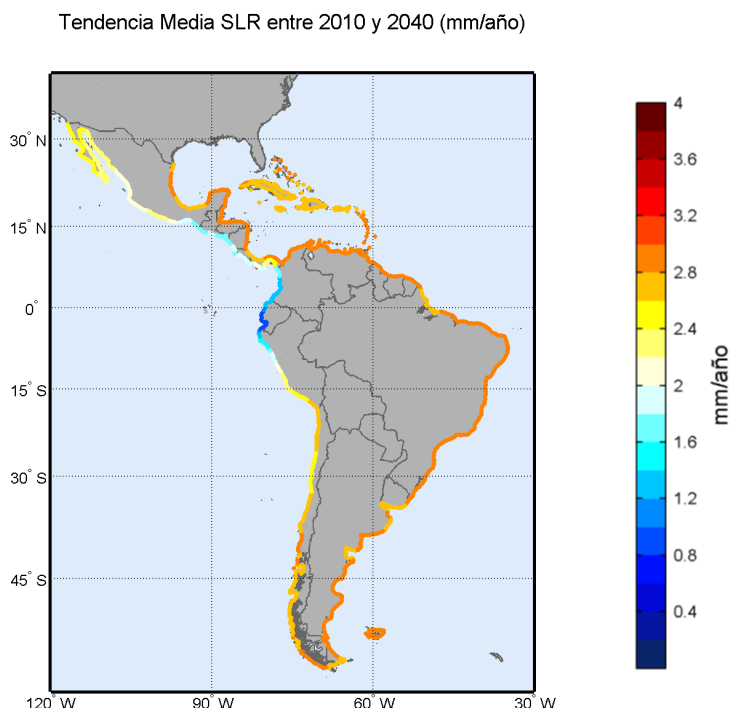


Figura 38 – Tendência média do nível médio do mar no período 2010-2040 (CEPAL, 2011).

Por exemplo, estima-se a retração experimentada por uma praia teórica na região de Pernambuco com uma berma (B) de 1m e um tamanho médio de areia (D_{50}) de cerca de 0,3mm.

De acordo com a equação de Bruun (1962) e considerando a simplificação da equação de Birkemeier (1985) (ver Equação 7), a retração da praia pode ser estimada pela seguinte equação:

$$RE_{\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot W_s}{h_s + B} = \Delta\eta \frac{(1,57H_{s12})^{1,5}}{(0,51\omega^{0,44})^{1,5}(1,57H_{s12} + B)} \quad (70)$$

Onde ω é a velocidade de queda de sedimento e para esse diâmetro de sedimento pode ser estimado como $\omega = 273D_{50}^{1,1} = 3,64$ cm/s e o valor da altura da onda atual (H_{s12}), se ainda não for conhecido, pode ser estimado utilizando os gráficos da CEPAL (2011). Na Figura 39

têm-se a altura das ondas excedendo 12 horas ao ano multianual (1948 a 2008) na região da América Latina e Caribe, obtida a partir da série de reanálise GOW (*Global Ocean Waves*, Reguero *et al.*, 2012) desenvolvido pelo IH Cantabria. Neste gráfico, pode-se observar que na área de Pernambuco a altura das ondas excedendo 12 horas por ano varia entre 2,82 e 3,29m (média de cerca de 3m).

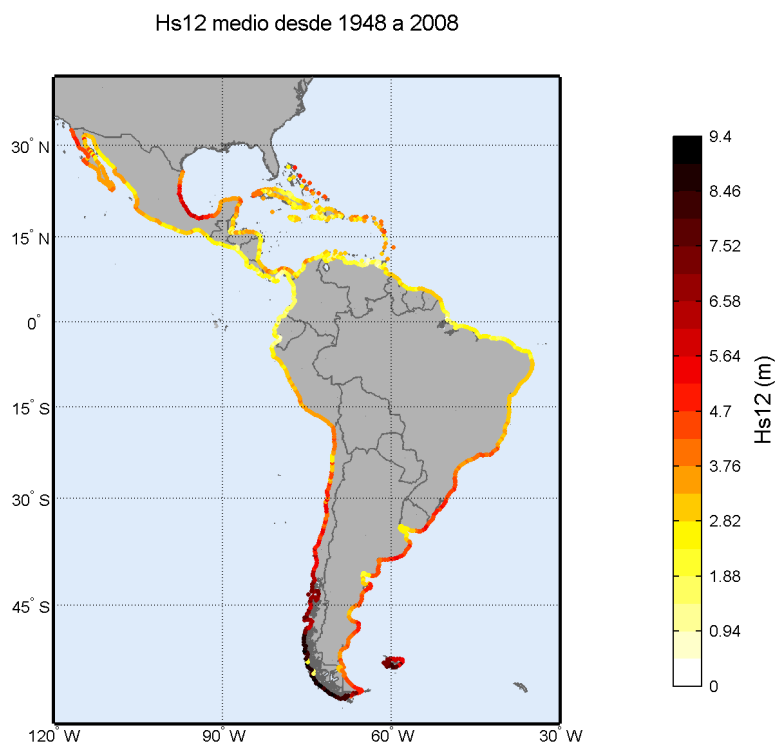


Figura 39 – Altura significativa de onda superada 12 horas ao ano multianual. Fonte de dados: Reanálise *Global Ocean Waves*, GOW (1948-2008), CEPAL (2011).

Quando se consideram os valores médios da altura de onda e de variação do nível médio do mar é possível estimar a retração potencial desta praia teórica de Pernambuco a partir da Equação 70:

$$RE_{\Delta\eta} = 0,087 \frac{(1,57*3)^{1,5}}{(0,51(0,0364)^{0,44})^{1,5}((1,57*3)+1)} = 3,80m \quad (71)$$

Esta retração também pode ser obtida a partir dos ábacos da Figura 10 (veja-se a Figura 40) que representam a retração adimensional $\frac{RE_{\Delta\eta}}{\Delta\eta}$

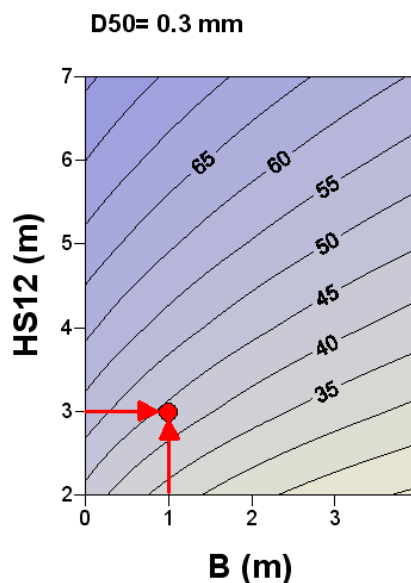


Figura 40 – Retração adimensional $\frac{RE_{\Delta\eta}}{\Delta\eta}$ em função da altura da berma (B) e da altura de onda (H_{s12}).

Considerando o tamanho médio da areia ($D_{50}=0,3\text{mm}$), a altura da berma ($B=1\text{m}$) e a altura da onda ($H_{s12}=3\text{m}$), usando o ábaco da figura, se obtém a retração adimensional de aproximadamente $\frac{RE_{\Delta\eta}}{\Delta\eta} = 43,5$, considerando o aumento médio do nível do mar ($\Delta\eta = 87\text{mm}$) se obtém uma retração de cerca $RE_{\Delta\eta} = 3,8\text{m}$.

Vale lembrar que os valores médios das variáveis e as tendências estimadas contidas no documento da CEPAL foram obtidas considerando a base de dados de onda (GOW) que não leva em conta fatores locais e considera uma batimetria geral da costa da América Latina e do Caribe e, portanto, não foram tidas em conta no cálculo a batimetria local na área de estudo, por essa razão os valores estimados mediante esta fonte de dados devem ser tratados com cautela e sob nenhuma circunstância deve ser utilizado a nível de projeto.

b) Retração da linha de costa devido ao aumento da altura de onda nas praias preenchidas.

Neste caso, considera-se uma praia teórica preenchida de areia com cerca de 0,3mm de tamanho de grão médio (D_{50}) na região de Pernambuco onde se espera apenas um

aumento na altura das ondas para o ano 2040. Neste caso, uma vez que a praia está preenchida e não pode acomodar um perfil mais longo de acordo com o aumento da altura das ondas, o perfil da praia deve recuar para compensar esse aumento na altura das ondas. Essa retração pode ser estimada pela seguinte equação:

$$RE_{\Delta H_{s12}} = 2,95 \frac{\sqrt{H_{s12}} \Delta H_{s12}}{(0,51w^{0,44})^{3/2}} \quad (72)$$

Neste caso, é necessário saber a altura de onda superada 12 horas por ano no ano atual (H_{s12}) e o aumento da altura da onda esperado para o ano de 2040. Se a altura da onda atual não é conhecida, uma primeira estimativa pode considerar a altura de onda excedendo 12 horas multianual obtida no projeto "Efeitos das mudanças climáticas sobre a costa da América Latina e do Caribe: dinâmica, tendências e variações climáticas" (CEPAL, 2011). Na Figura 39 têm-se o mapa de H_{s12} multianual obtido neste projeto, onde se pode observar que na região de Pernambuco a altura das ondas excedendo 12 horas por ano varia entre 2,82 e 3,29m (média de cerca de 3m). O aumento da altura de onda (ΔH_{s12}) para o ano 2040 também pode ser obtido no mesmo documento (Figura 41), onde pode-se observar que o aumento estimado varia entre 0,04 e 0,14m (média de 0,09m).

A velocidade de queda de grão (ω) associado a um diâmetro D_{50} de 0,3mm pode ser estimado como $\omega = 273D_{50}^{1,1} = 3,64\text{cm/s}$, tal como no caso anterior.

Usando os valores médios de H_{s12} e ΔH_{s12} obtidos a partir de Figuras 39 e 41 e substituindo esses valores e a velocidade de queda do grão na Equação 72 obtém-se a retração esperada para o ano 2040 nesta praia teórica de:

$$RE_{\Delta H_{s12}} = 2,95 \frac{\sqrt{3} \cdot 0,09}{(0,51(0,0364)^{0,44})^{1,5}} = 11,25m \quad (73)$$

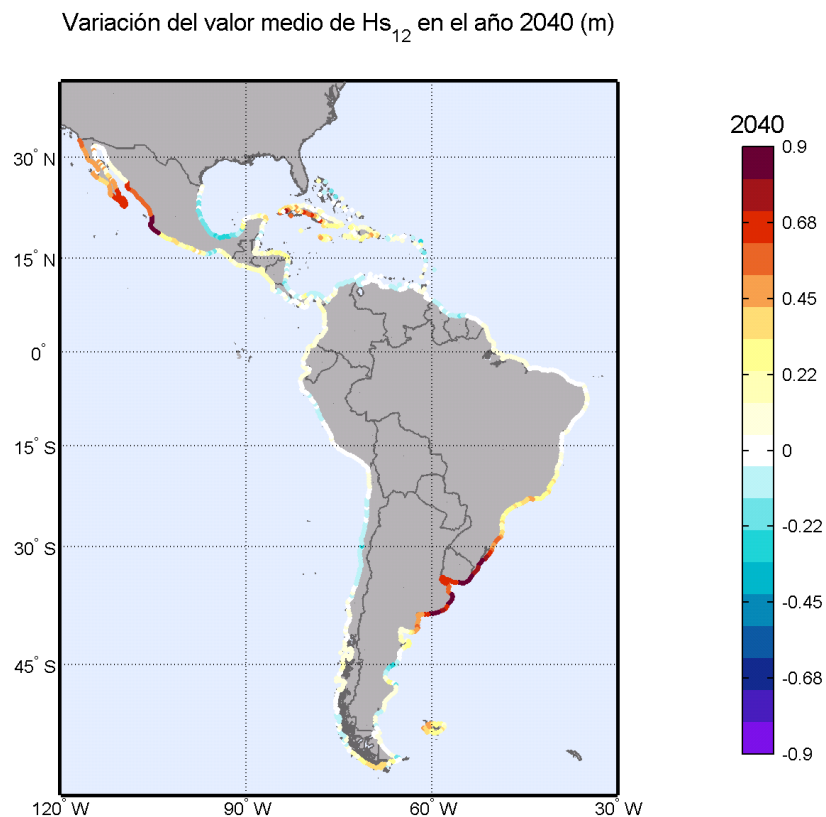


Figura 41 – Variação da altura significativa de onda superada 12 horas ao ano no ano de 2040 (CEPAL, 2011).

Como discutido no caso anterior, o valor da retração estimada por tendências médias e os valores médios do documento da CEPAL servem como uma primeira estimativa do potencial efeito da mudança climática na praia em análise, uma vez que o documento não utilizou a batimetria local da área de estudo, dado o escopo desse trabalho.

c) Retração da linha de costa devido ao aumento do nível médio do mar e da altura de onda em praias preenchidas

Neste caso, considera-se uma praia teórica preenchida (ver Figura 14a) de Pernambuco com 0,3mm de tamanho de grão em que se espera um aumento do nível do mar e da altura de onda para o ano de interesse 2040. Tal como obtido nos casos anteriores, a retração esperada pelo aumento do nível do mar para o ano de 2040 é da ordem de 3,8m (ver caso a), ao passo que o aumento do comprimento do perfil, devido ao aumento da altura de onda, é da ordem de 11,25m (ver caso b). Logo, a retração devido o

aumento do nível do mar para o ano de 2040 não é suficiente para que os limites da praia contenham um novo perfil de maior comprimento e, portanto, a praia deve retroceder pelo efeito do aumento da altura de onda também. Dado que a retração devido o aumento da altura de onda é mais restrito que o aumento devido ao nível do mar, a retração potencial da praia para o ano de 2040 é, aproximadamente, o valor máximo de ambas retrações, tal como comentado no tópico 3.3.2.3 deste documento, ou seja, de 11,25m, aproximadamente.

d) Retração da linha de costa devido à elevação do nível médio do mar e da altura da onda em praias não preenchidas

Neste caso, considera-se uma praia teórica não preenchida de Pernambuco com 0,3mm de tamanho de grão em que se espera um aumento no nível do mar e altura de onda para o ano de interesse 2040. A profundidade de fechamento do perfil (h_*) é menor do que a profundidade nas laterais dos espigões (h_p) ($h_* < h_p$, ver Figura 14b) e, por conseguinte, se há areia disponível o comprimento do perfil de praia pode aumentar devido a um aumento da altura de onda. Se a futura profundidade de fechamento é inferida na profundidade dos espigões, a praia continuará contida e a retração poderá ser estimada, como discutido no Capítulo 3, utilizando a seguinte equação:

$$RE_{\Delta Hs_{12}+\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta \cdot (W_* + \Delta W_*)}{h_* + \Delta h_* + B} = \Delta\eta \frac{(1,57(Hs_{12} + \Delta Hs_{12}))^{1,5}}{(0,51w^{0,44})^{1,5} (1,57(Hs_{12} + \Delta Hs_{12}) + B)} \quad (74)$$

Considerando-se os mesmos parâmetros dos casos a) e b) e substituindo na Equação 74, obtém-se que a retração esperada nesta praia de Pernambuco não preenchida é da ordem de:

$$RE_{\Delta Hs_{12}+\Delta\eta} = 0,087 \frac{(1,57(3+0,09))^{1,5}}{(0,51(0,0364)^{0,44})^{1,5} (1,57(3+0,09)+1)} = 3,88m \quad (75)$$

Ou seja, nessas circunstâncias espera-se que a praia retroceda cerca de 0,08m mais do que no caso de apenas considerar o efeito das mudanças climáticas devido à subida do nível do mar (caso a). Note que a retração estimada nesta seção foi calculada usando as tendências do documento da CEPAL (2011) e, portanto, é válida somente como um guia.

4.4.2.2. Orientação da linha de costa

De forma análoga pode-se estimar a mudança de orientação experimentada pela linha de costa devido à mudança do fluxo médio de energia. Como exemplo, mostra-se como obter a retração máxima esperada (R_{max}) em 2040 em uma praia teórica retilínea não preenchida de 1000m de comprimento (L) de Pernambuco frente uma variação da direção do fluxo médio de energia devido às mudanças climáticas ($\Delta\beta$). Neste caso, assume-se que a futura praia segue contida por espigões que a delimitam e que a retração máxima é o que se produz em um dos apoios (ver Figura 15). Sob estas condições, a retração esperada frente a uma variação do fluxo médio de energia, tal como discutido no Capítulo 3, pode ser estimado pela seguinte equação:

$$R_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta\beta) \quad (76)$$

Neste caso, basta conhecer qual é a variação do fluxo médio de energia em 2040, que pode ser estimada considerando os valores contidos no documento da CEPAL (2011) mencionado nos capítulos anteriores. A Figura 42 mostra a variação do sentido do fluxo médio de energia (FME).

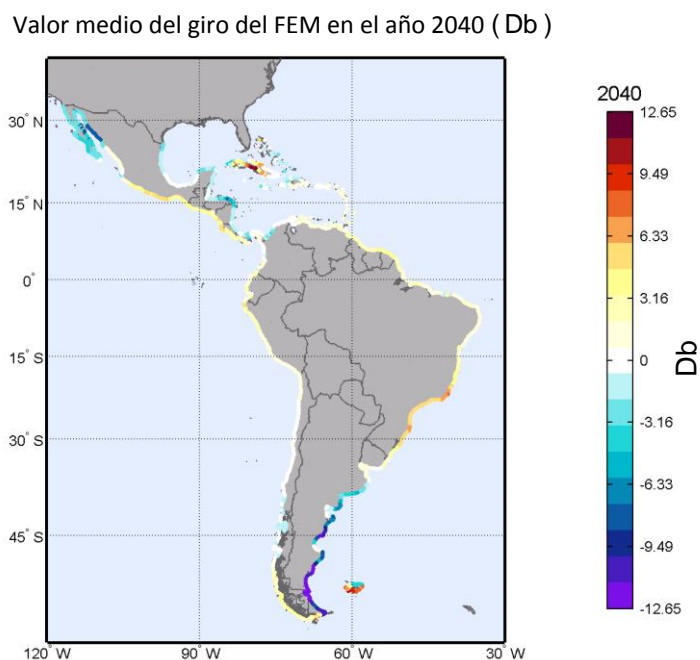


Figura 42 – Variação da direção de fluxo médio de energia no ano 2040 (CEPAL, 2011).

Na Figura 42, pode-se observar que na área de Pernambuco espera-se uma variação do fluxo médio de energia entre 0,7° e 2,1° em sentido anti-horário (valor médio de cerca de 1,4°). Essa mudança implica uma zona de erosão e acreção nas extremidades da praia e, considerando-se o valor médio da variação e da extensão da praia, pode-se estimar que a retração máxima esperada nesta praia teórica de Pernambuco é, aproximadamente:

$$R_{max} = \frac{1000}{2} tg(1,4) = 12,2m \quad (77)$$

Note que a retração estimada neste capítulo foi calculada usando as tendências do documento da CEPAL (2011), onde não foram consideradas as dinâmicas e batimetrias locais da área de estudos tendo, portanto, validade a título orientativo.

4.4.2.3. Cota de inundação

Esta mesma metodologia pode ser aplicada para estimar a cota de inundação considerando a Equação 69. A nível de pré-projeto, para evitar considerar as interações entre o nível do mar e a maré meteorológica, decidiu-se considerar diretamente os gráficos de tendência média anual das extremidades da cota de inundação (Figura 43) e entender que a tendência da cota de inundação, por exemplo, na área de Santa Catarina (sul do Brasil) é de cerca de 0,48-0,72cm/ano, o que significa um aumento médio de cerca de 18cm até o ano de 2040.

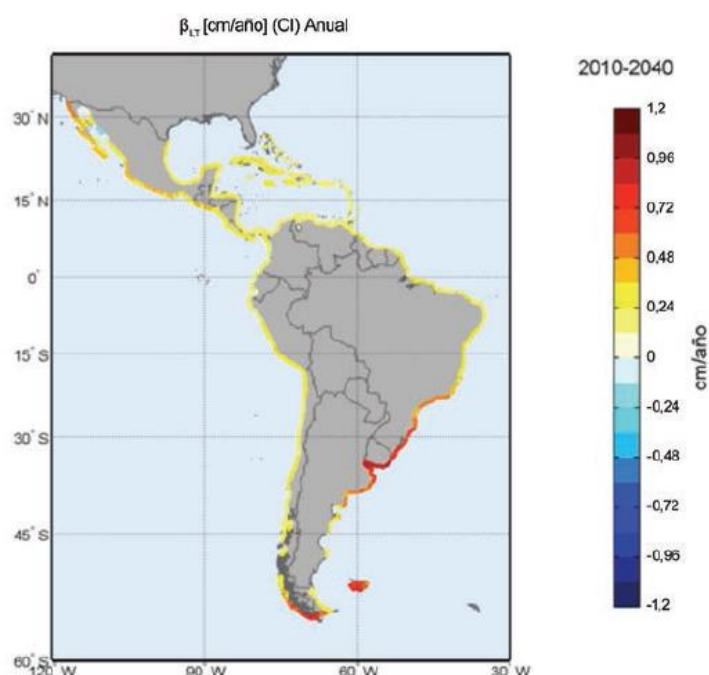


Figura 43 – Tendência média dos extremos de cota de inundação no período 2010-2040 (CEPAL, 2012b).

Como exemplo, estima-se em seguida, a nova cota de inundação para o ano 2040 ($CI_f = CI + \delta CI$) de uma praia teórica de Santa Catarina, com uma declividade baixa ($\tan\alpha = 0,05$), uma maré meteorológica de 0,5m e uma maré astronômica de 0,2m, uma altura significativa de onda de cerca de 0,5m e um período de pico de cerca de 10s.

Quando considerada a equação de Nielsen e Hanslow (1991) para praias com declividades suaves ($\tan\alpha < 0,1$, ver "Documento Temático de Níveis e Cota de Inundação" (IH CANTABRIA – MMA, 2017b)) se obtêm um *runup* ($R_{u2\%}$) a partir de:

$$R_{u2\%} = 1,98 \left(0,04 \left(H_s \frac{gT^2}{2\pi} \right)^{0,5} \right) = 1,98 \left(0,04 \left(0,5 \left(\frac{9,81 \cdot 10^2}{2\pi} \right) \right)^{0,5} \right) = 0,7m \quad (78)$$

Substituindo estes valores na Equação 1, a cota de inundação atual é obtida por:

$$CI = MA + MM + Ru = 0,5 + 0,2 + 0,7 = 1,4m \quad (79)$$

Considerando o aumento médio da cota de inundação estimado na Figura 43 (18cm) se obtêm uma cota de inundação de aproximadamente 1,58m. Se é verdade, esta estimativa da cota de inundação é válida apenas para orientação, já que, como mencionado acima, os valores médios e estimados nos estudos da CEPAL (2011 e 2012b) não consideraram nem a dinâmica nem a batimetria local das praias, que por sua vez desempenham um papel importante na estimativa da cota de inundação.

4.4.3. Projeto SMC-Brasil

Para um projeto é necessário calcular as tendências das variáveis na praia e levar em conta tanto os valores médios como sua variabilidade, de tal forma que aplicando as equações se obtêm uma estimativa, seja da retração ou da rotação da praia e sua variabilidade.

A metodologia de projeto proposta neste trabalho baseia-se no cálculo das variáveis de clima marítimo ou de interesse à beira-mar e na estimativa das tendências dessas variáveis (altura de onda, transporte longitudinal, nível do mar, etc.) em função do método que se decida usar (direto ou indireto).

O SMC-Brasil implementou esta metodologia para estimar as tendências nas variáveis do clima marítimo nas proximidades da costa e a variabilidade do mesmo mediante um

modelo heterocedástico (ver Capítulo 2 deste documento) para aplicar posteriormente as equações obtidas pelo método das perturbações e regra de Bruun e estimar os efeitos das mudanças climáticas na posição da costa, na orientação da costa ou na cota de inundação.

Note que o cálculo das tendências da altura significativa de onda ou de outras variáveis de interesse, como o transporte litoral, não foram incluídos no SMC-Brasil, no entanto, podem ser utilizadas outras ferramentas para estimar essas tendências por esta metodologia, como por exemplo o *software* de Análise Matemática e Estatística de Variáveis Ambientais (AMEVA, incluído dentro do SMC Tools) que integra vários métodos de análise estatística, implementado por pesquisadores do Instituto de Hidráulica Ambiental, com a finalidade de estudar e caracterizar as variáveis ambientais.

Como mencionado acima, em casos onde o nível médio do mar intervém, considerou-se uma série de cenários de mudança climática (um moderado e um mais desfavorável), a fim de considerar os efeitos das mudanças climáticas nos períodos de tempo de mais de 50 anos.

Por outro lado, nesta versão do SMC-Brasil também decidiu-se incluir a influência da subsidência nos cálculos relacionados com o nível médio do mar. Esta subsidência pode ser definida pelo usuário de acordo com estudos locais da sua área de estudo, ou pode-se empregar a base de dados implementado no SMC-Brasil em todos os momentos. No site do SMC-Brasil do IH Cantabria (<http://smcbrasil.ihcantabria.com/>) estão incluídas as bases de dados ou fontes que estão sendo usadas em cada momento para estimar a subsidência ao longo da costa brasileira.

A seguir, mostra-se um exemplo de cálculo dos efeitos das mudanças climáticas na costa realizado pelo SMC-Brasil.

4.4.3.1. Posição da linha de costa

No SMC-Brasil estima-se o efeito das mudanças climáticas na praia devido a um aumento no nível médio do mar ($\Delta\eta$) mediante a extrapolação da tendência histórica da variável ao ano horizonte. Isso requer conhecimento prévio da série temporal do nível médio do mar, que pode ser obtida a partir do SMC-Brasil e de que a data do documento corresponda ao nível médio do mar obtido a partir do método proposto por Church *et al.* (2004), mas essa fonte pode variar em versões futuras. Por esta razão, recomenda-se

consultar as bases de dados ou fontes utilizadas em todos os momentos na análise dos efeitos das mudanças climáticas no site do SMC-Brasil do IH Cantabria (<http://smcbrasil.ihcantabria.com/>).

A título de exemplo, mostra-se como estimar o efeito da mudança climática sobre uma praia teórica de Santa Catarina com uma berma (B) de 1m. Considera-se que na situação de início (ano de 2010), a altura significativa das ondas que excedeu 12 horas por ano (H_{s12}) é de 1m e quer-se estimar a retração que a praia poderia experimentar antes de uma subida do nível médio do mar para o ano 2020 (ano horizonte), ou seja, deseja-se estimar a retração em $N=10$ anos. Para poder aplicar a metodologia é necessário conhecer a altura da onda inicial ou corrente. Se este valor for desconhecido, em uma primeira aproximação pode-se considerar o valor médio multianual de H_{s12} obtido a partir da série temporal que pode ser achado através da base de dados do SMC-Brasil e da metodologia de transferência de onda em direção a costa que está implementada. Neste cenário assume-se que a subsidência é zero.

Uma vez obtida a série temporal do nível do mar, estima-se a tendência do valor médio de η e sua variação correspondente pelo modelo heterocedástico mencionado acima (Figura 44), onde se assume que o valor médio e sua variância variam linearmente no tempo:

$$\left. \begin{aligned} \mu_{\eta} &= \mu_{\eta}^0 + \delta\mu_{\eta}t \\ \sigma_{\eta} &= \sigma_{\eta}^0 + \delta\sigma_{\eta}t \end{aligned} \right\} \quad (80)$$

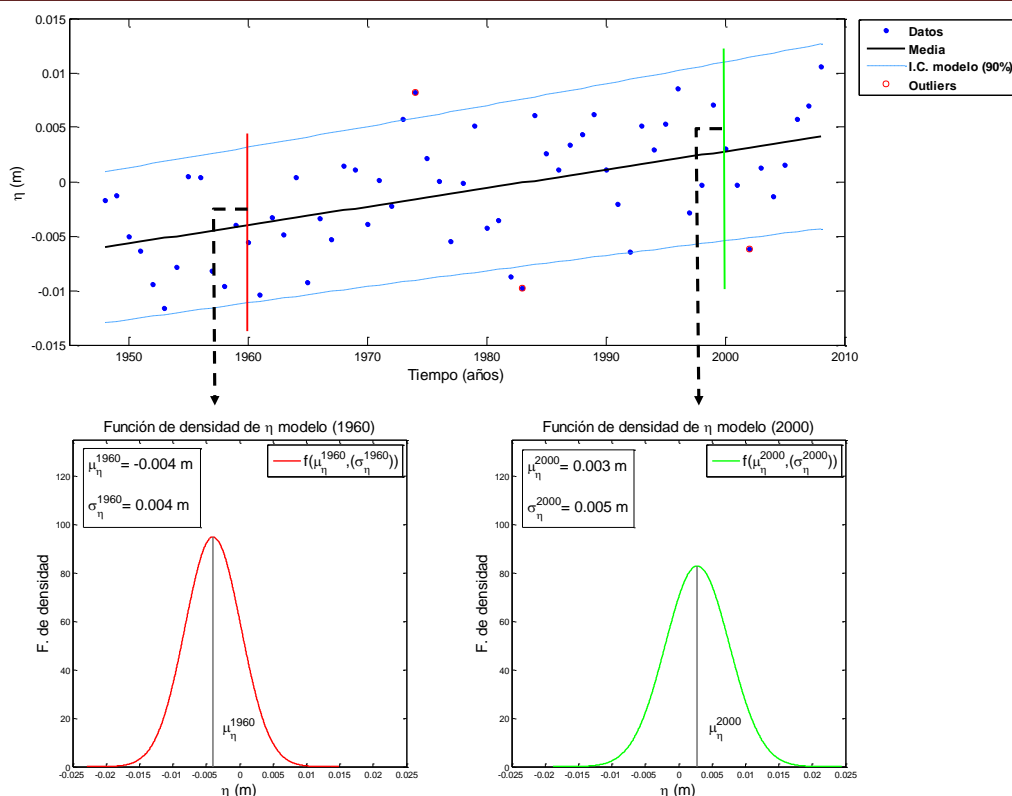


Figura 44 – Estimativa da tendência em longo prazo de η e variação da função de densidade da variação do nível médio no tempo (modelo heterocedástico).

A fim de esclarecer o conceito de modelo heterocedástico descrito no Capítulo 2 e que é usado no cálculo das tendências do SMC-Brasil, na Figura 44 mostra-se dois cortes transversais no gráfico, um em 1960 (linha vermelha) e outro em 2000 (linha verde). Cada um destes cortes representa a função de densidade do nível médio do mar nesses momentos de tempo (ver painel inferior da Figura 44), demonstrando assim que, o modelo heterocedástico estima a tendência do nível médio do mar assumindo que sua função de distribuição varia ao longo do tempo: observa-se na figura como o valor médio no ano de 1960 (μ_{η}^{1960}) é negativo e no ano 2000 (μ_{η}^{2000}) é positivo e que o desvio padrão de 2000 (σ_{η}^{2000}) é ligeiramente superior ao de 1960 (σ_{η}^{1960}), o que resulta em um aumento do valor médio da função de densidade e um aumento na sua largura.

Este modelo heterocedástico também permite estimar o valor da variável no futuro ($\hat{\eta}$) com seu correspondente intervalo de confiança de 90% em função do tempo (BC_{η}), que depende de σ_{η} ($\hat{\eta} = \mu_{\eta} \pm BC_{\eta}$).

Através dessa metodologia pode-se estimar a tendência da variável ($\delta\mu_\eta$) e o intervalo de confiança de 90% desta tendência ($IC_{\delta\mu_\eta,90\%}$ $IC_{\delta\mu_\eta,90\%}$), o que indica a gama de valores que a tendência estimada pode adotar ($\delta\mu_\eta \pm IC_{\delta\mu_\eta,90\%}$) com uma probabilidade de 90%. Este intervalo de confiança mostra se a tendência estimada é significativa ou não, dependendo se os limites do intervalo de confiança são do mesmo sinal ou de outro, respectivamente. Por exemplo, neste caso, a aplicação do modelo mostrou que a tendência da média ($\delta\mu_\eta$) é de 0,17mm, e o intervalo de confiança desta tendência é 0,12 - 0,23mm, o que indica que a tendência não pode ser zero e, como consequência, a tendência estimada para a média é significativa.

O SMC-Brasil implementou esta metodologia para verificar se a tendência determinada é significativa. Também foi incluído um teste de normalidade que mostra se é possível assumir que o comportamento do nível médio do mar que está sendo analisado pode ser representado por uma distribuição normal, porque, se assim for, é possível caracterizar o comportamento estatístico da variável usando tal distribuição, ou mesmo estimar o comportamento estatístico de outra variável, como a retração da praia, que depende do nível médio do mar.

A vantagem destes métodos é que permite caracterizar o valor dessa variável mediante seu valor médio e variância, que variam ao longo do tempo, o que permite considerar a incerteza na estimativa da variável. Além disso, se o teste de normalidade confirma que as variáveis são normais com um determinado nível de confiança, é possível estimar as suas funções de densidade, que variam ao longo do tempo, e determinar, por exemplo, suas funções de densidade que variam no tempo de $\Delta\eta$ dentro de N anos. Na Figura 45, mostra-se a função de densidade da variação do nível médio do mar no ano de 2020 (N =10 anos) para o cenário considerado neste capítulo.

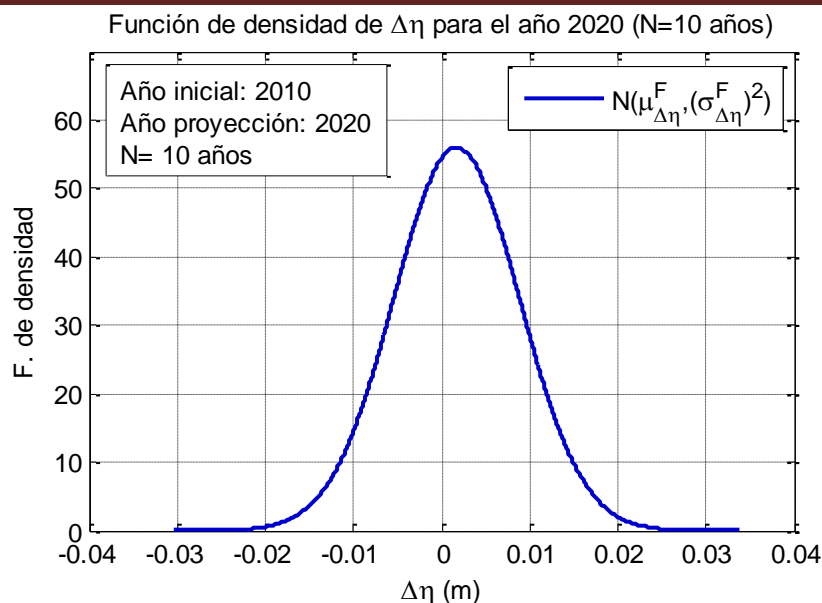


Figura 45 – Estimativa da função de densidade de $\Delta\eta$ para o ano 2020 (N=10 anos).

Uma vez conhecida a função de densidade de $\Delta\eta$ e tendo em conta os parâmetros estabelecidos para este exemplo (Hs_{12} , B), é possível estimar a função densidade de retração anual média para o ano 2020 pela regra de Bruun (ver Equação 70), como mostrado na Figura 46. Assim, se pode saber qual é o valor médio da retração e da variabilidade do valor médio, o que é muito útil para a elaboração de ações no litoral.

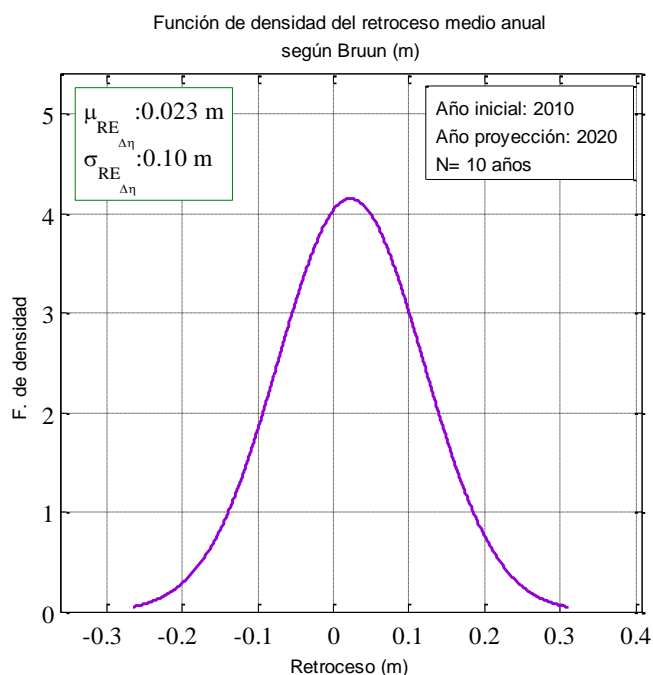


Figura 46 – Estimativa da função de densidade da retração média anual para o ano 2020 (N=10 anos).

Esta mesma metodologia poderia ser aplicada para projetar os resultados em diferentes anos horizonte e estimar o comportamento estatístico da retração média anual naqueles anos. Na Figura 47, a evolução da função de distribuição é mostrada em 2020, 2040 e 2080, o que mostra que, neste exemplo, a medida que aumenta o número de anos entre a situação inicial e o ano horizonte (N), maior é o valor médio da retração e maior será a incerteza de tal retração média.

Estudos recentes mostram que este método de extrapolação de tendências a partir de dados históricos subestimam os efeitos da mudança climática na costa a longo prazo. Por este motivo, o SMC-Brasil, a modo de exemplo, incluiu dois cenários de mudança climática (um moderado e um mais desfavorável) para dois anos horizonte (por exemplo, 2070 e 2100).

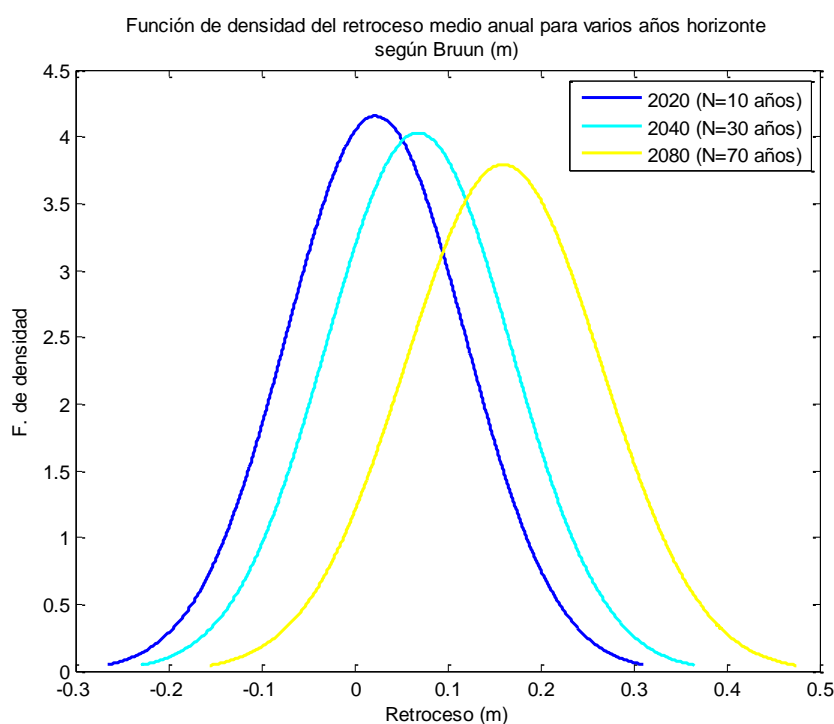


Figura 47 – Estimativa da função de densidade da retração média anual para vários anos horizonte (N=10, 30 e 70 anos).

No caso de cenários de mudanças climáticas, as projeções de variações do nível do mar são incluídas diretamente na função de densidade da variação no nível médio do mar e, em seguida, estima-se a influência desta variação na função de densidade de retração pelo

mesmo método utilizado no caso de extrapolação de tendências. Na Figura 48 vê-se um exemplo de aplicação da metodologia proposta no SMC-Brasil que considera diferentes cenários de mudanças climáticas. Note que as fontes de dados utilizadas neste exemplo podem mudar em função de novos estudos sobre a mudança climática.

Escenarios	Año	Dinámicas	Fuentes (*)
1	2040	Extrapolación	Church et al. (2004)
2	2070	Global RCP 4.5	IPCC AR5
3	2070	Global RCP 8.5	IPCC AR5
4	2070	Regional RCP 4.5	Slangen et al. (2014)
5	2070	Regional RCP 8.5	Slangen et al. (2014)
6	2100	Global RCP 4.5	IPCC AR5
7	2100	Global RCP 8.5	IPCC AR5
8	2100	Regional RCP 4.5	Slangen et al. (2014)
9	2100	Regional RCP 8.5	Slangen et al. (2014)

(*) Las proyecciones de estas fuentes han sido modificadas para adaptarlas a los requerimientos del sistema

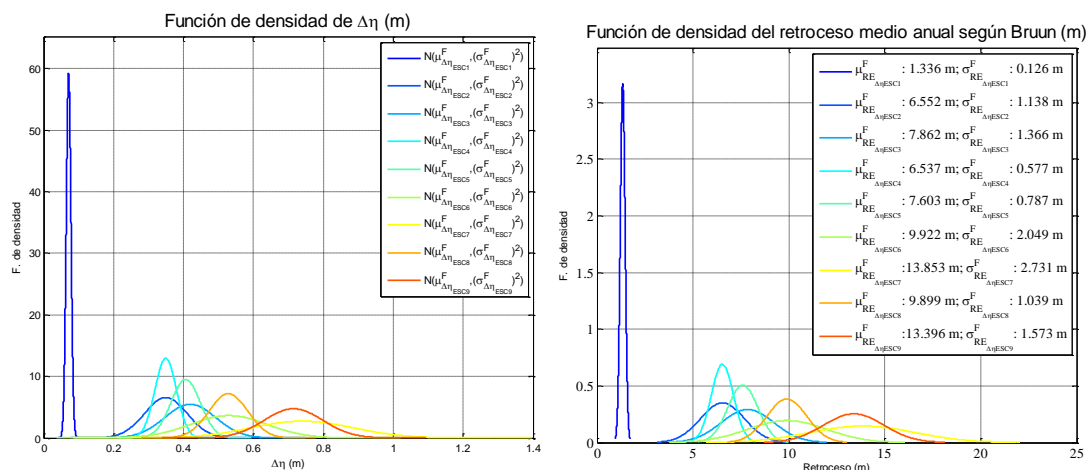


Figura 48 – Exemplo de aplicação da metodologia proposta no SMC-Brasil na qual se consideram diferentes cenários de mudança climática.

4.4.3.2. Orientação da linha de costa

Para estimar o efeito das mudanças climáticas na orientação da costa é necessário conhecer a série histórica do fluxo médio de energia (θ_{FME}) nas proximidades da praia, que podem ser obtidas a partir da base de dados do SMC-Brasil, das metodologias de transferência de onda em direção ao litoral e da obtenção do fluxo médio de energia que está implementado no programa.

A fim de ilustrar como se obter a retração máxima potencial que pode sofrer uma praia apoiada retilínea não preenchida pelo efeito da variação da direção do fluxo médio de energia ($\Delta\beta$), neste capítulo, supõe-se uma praia teórica da zona de Santa Catarina tendo um comprimento de 50m. O objetivo é estimar a retração máxima que pode experimentar a praia para 2020 se o ano-base é 2010 (projeção N = 10 anos).

Em primeiro lugar, estima-se a tendência do valor médio de θ_{FME} e sua variação correspondente pelo modelo heterocedástico mencionado anteriormente (Figura 49), em que se assume que o valor médio e sua variância variam linearmente no tempo:

$$\left. \begin{aligned} \mu_{\theta_{FME}} &= \mu_{\theta_{FME}}^0 + \delta\mu_{\theta_{FME}}t \\ \sigma_{\theta_{FME}} &= \sigma_{\theta_{FME}}^0 + \delta\sigma_{\theta_{FME}}t \end{aligned} \right\} \quad (81)$$

Isto permite estimar o valor da direção do fluxo de energia no futuro θ_{FME} , com o seu intervalo de confiança correspondente de 90% em função do tempo ($BC_{\theta_{FME}}$), que depende de $\sigma_{\theta_{FME}}$ ($\theta_{FME} = \mu_{\theta_{FME}} \pm BC_{\theta_{FME}}$).

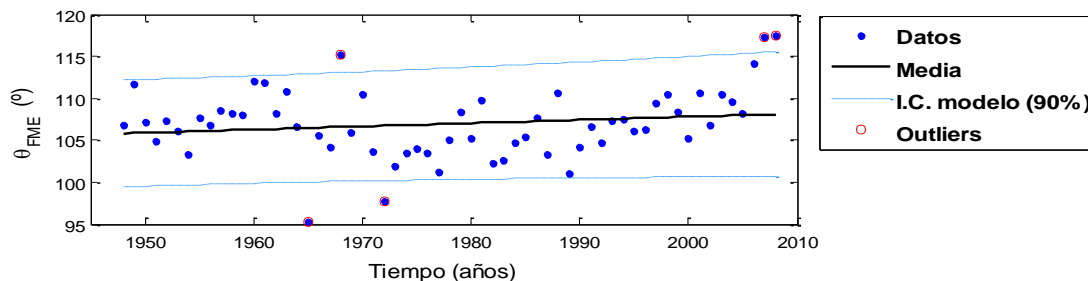


Figura 49 - Estimativa de tendência em longo prazo de $\Delta\beta$.

Neste caso, como no anterior, o SMC-Brasil permite comprovar se as tendências do valor médio e desvio padrão estimados a partir da análise da série histórica da direção do fluxo médio de energia são significativas e aplicar um teste de normalidade.

Assim, pode-se estimar a direção do fluxo médio de energia a longo prazo, e a incerteza da estimativa. Por outro lado, se pode-se assumir que a variável é normal para um determinado nível de confiança, é possível estimar a função de densidade da variação do fluxo médio de energia ($\Delta\beta$) associado com o ano horizonte 2020 (N =10 anos, Figura 50).

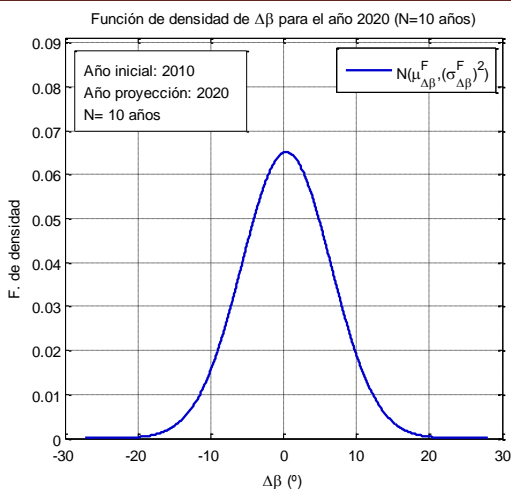


Figura 50 – Estimativa de função de densidade de $\Delta\beta$ para $N=10$ anos.

Se a praia é retilínea e não está preenchida como neste exemplo, a partir desta função de densidade de $\Delta\beta$, pode-se estimar a função de densidade de retração máxima da praia (Figura 51) para o ano horizonte 2020, considerando o comprimento da praia ($L= 50m$) e a equação que relaciona a variação da direção do fluxo médio de energia e a retração máxima da praia:

$$R_{max} = \frac{L}{2} tg(\Delta\beta) \tag{82}$$

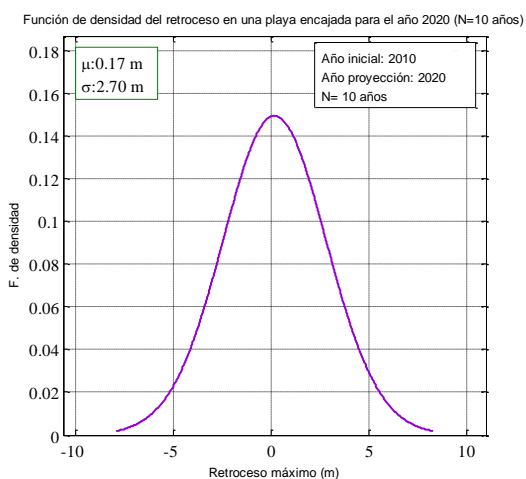


Figura 51 – Estimativa de função de densidade da retração máxima para o ano 2020 ($N=10$ anos).

4.4.3.3. Cota de inundação

No caso da cota de inundação, tal como discutido previamente, a equação com perturbação não é usada para medir a variação da cota de inundação (ver Equação 69), pois emprega diretamente a série temporal da cota de inundação para poder levar em conta as interações entre as variações no nível médio e maré meteorológica.

Por exemplo, a seguir mostra-se a metodologia, simplificada, que foi implementada no SMC-Brasil para estimar o regime extremo da cota de inundação no ano horizonte (2040), tendo como ano base 2010.

Primeiro estima-se o regime extremo da cota de inundação (Figura 52) obtido a partir da série temporal de cota de inundação calculada no SMC-Brasil com sua base de dados (níveis de maré e ondas) e as metodologias de transferência de onda à costa e obtenção de *runup*, que estão implementados.

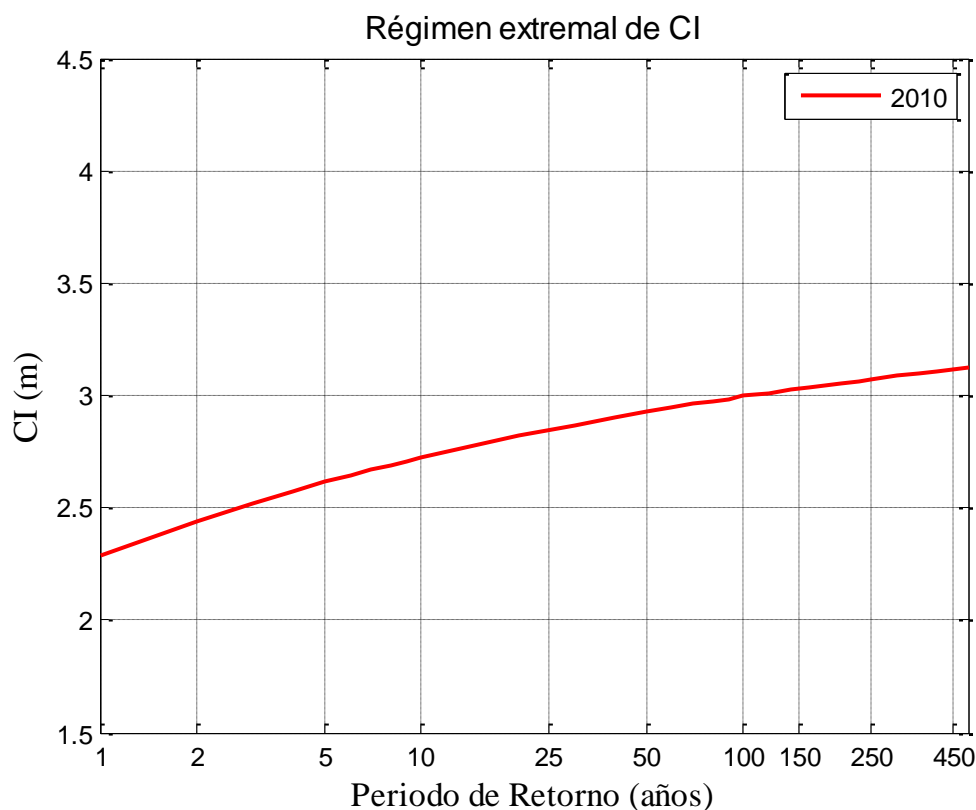


Figura 52 – Regime extremo da CI.

Neste caso, a seleção da população de valores máximos da cota de inundação é realizada pela técnica POT (*Peak Over Threshold*) que identifica os valores máximos como

os que excedem um limiar definido e o ajuste do regime extremo é realizado pela função de distribuição de Pareto-Poisson (Equação 83).

$$F(x; u, \lambda, \sigma, \xi) = \exp\left(-\lambda\left(1 + \xi\left(\frac{x-u}{\sigma}\right)\right)^{-1/\xi}\right) \quad (83)$$

Onde

u = Limite selecionado

λ = Número médio anual de excedências do limite

ξ = Parâmetro de forma

σ = Parâmetro de escala

Os parâmetros estatísticos da função de distribuição Pareto-Poisson se relacionam com os da GEV (*Generalized Extreme Value*, Equação 84) mediante as expressões da Equação 85 à 88.

$$F(x; \mu, \Psi, \xi) = \exp\left(-\left(1 + \xi\left(\frac{x-\mu}{\Psi}\right)\right)^{-1/\xi}\right) \quad (84)$$

Onde:

μ = Parâmetro de localização

Ψ = Parâmetro de escala

ξ = Parâmetro de forma

$$\Psi = \sigma \frac{1}{\lambda - \xi} \quad (85)$$

$$\mu = u - \frac{\sigma}{\xi} \left(1 - \frac{1}{\lambda - \xi}\right) \quad (86)$$

$$\sigma = \Psi + \xi(u - \mu) \quad (87)$$

$$\lambda = \left(1 + \left(\frac{\xi(u-\mu)}{\Psi}\right)\right)^{-1/\xi} \quad (88)$$

Neste caso de exemplo, os parâmetros são os que aparecem no Quadro 10.

Quadro 10 – Parâmetros de ajuste ao regime extremo.

λ	ξ	U	$\sigma(m)$	$\Psi(m)$	$\mu(m)$
5,04	-0,21	1,82	0,33	0,24	2,29

Uma vez estimado o regime extremo, estima-se a mudança esperada na variável devido à mudança climática. Para este fim, no SMC-Brasil utilizou-se uma primeira aproximação do modelo heterocedástico (Figura 53) assumindo que os parâmetros estatísticos do percentual de 99,5% da cota de inundação variam linearmente com o tempo:

$$\left. \begin{aligned} \mu_{CI} &= \mu_{CI}^0 + \delta\mu_{CI}t \\ \sigma_{CI} &= \sigma_{CI}^0 + \delta\sigma_{CI}t \end{aligned} \right\} \quad (89)$$

o qual permite calcular o valor da cota de inundação no futuro CI e sua faixa correspondente de confiança de 90% em função do tempo (BC_{CI}), que depende de σ_{CI} :

$$CI = \mu_{CI} \pm BC_{CI} \quad (90)$$

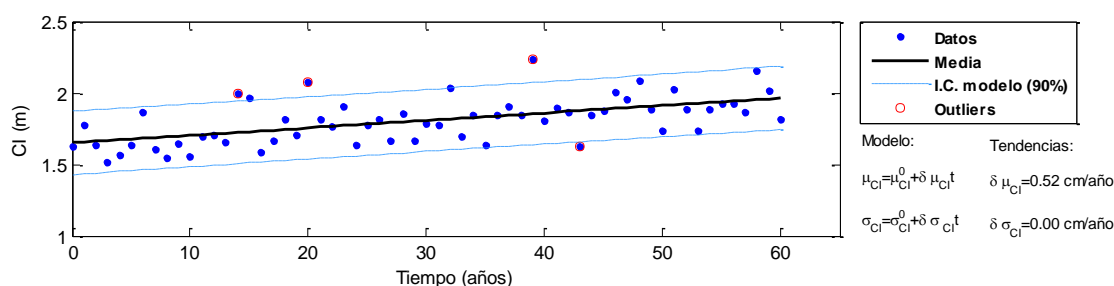


Figura 53 – Estimativa da tendência em longo prazo da CI .

Neste caso, como nos anteriores, descobriu-se que a tendência da cota de inundação estimada ($\delta\mu_{CI} = 0,52 \text{ cm}$) é significativa, uma vez que o intervalo de confiança de 90% da tendência estimada média não inclui o zero ($IC_{\delta\mu_{CI},90\%} = 0,5 - 0,6 \text{ cm}$).

Uma vez conhecida a tendência de mudança, é possível estimar o aumento do valor médio para o ano horizonte (2040), neste caso, se considerar o ano 2010 como base, é igual a $\Delta\mu_{CI} = \delta\mu_{CI}N = 0,52 \cdot 30 = 15,6 \text{ cm}$, onde N é o número de anos entre a situação inicial e o ano horizonte. Essa variação equivale a um aumento do valor médio da situação inicial (2,29m) de 6,8%.

Por outro lado, deve notar-se que o nível médio do mar também pode variar, por este motivo no SMC-Brasil as tendências de aumento da cota de inundação foram estimadas por extrapolação de tendências a partir de dados históricos, conforme indicado no parágrafo sobre retração do perfil de praia por aumento do nível do mar.

Na Figura 54 é apresentado a série histórica do nível médio do mar e do ajuste correspondente empregado pelo modelo heterocedástico mostrado acima, onde se assume que o valor médio e sua variância variam linearmente no tempo:

$$\left. \begin{aligned} \mu_{\eta} &= \mu_{\eta}^0 + \delta\mu_{\eta}t \\ \sigma_{\eta} &= \sigma_{\eta}^0 + \delta\sigma_{\eta}t \end{aligned} \right\} \quad (91)$$

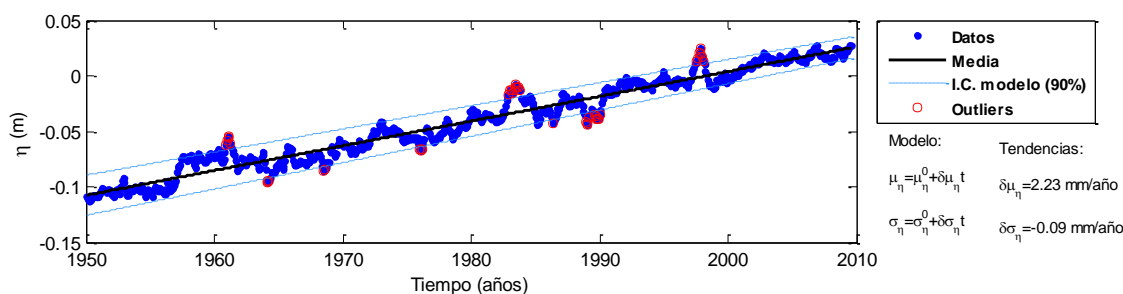


Figura 54 – Estimativa da tendência em longo prazo de CI por aumento do nível médio do mar.

Neste caso, como nos anteriores, verifica-se que a tendência de aumento do nível do mar estimada ($\delta\mu_{\eta} = 2,23mm$) é significativa, dado que o intervalo de confiança de 90% da tendência da média estimada não inclui o zero ($IC_{\delta\mu_{\eta},90\%} = 1,8 - 2,6mm$).

Uma vez conhecida a tendência de mudança, é possível estimar o aumento do valor médio para o ano horizonte (2040), neste caso considera-se 2010 como sendo o ano base, que é igual a $\Delta\mu_{\eta} = \delta\mu_{\eta}N = 2,23 \cdot 30 = 66,9mm$, onde N é o número de anos entre a situação inicial e o ano horizonte. Esta variação representa um aumento do valor médio da situação inicial (2,29m) de 2,9%.

Para estimar o regime extremo no ano horizonte em uma primeira aproximação, pode-se considerar que a variação da cota de inundação implica um deslocamento do regime extremo, mas que a distribuição mantém a sua forma. Assim, sob esta hipótese, as mudanças na cota de inundação serão refletidas somente no parâmetro de localização da

função de distribuição GEV (μ), e considerando apenas a variação do valor médio da cota de inundação ($\Delta\mu_{CI}$) e se considerado apenas a mudança no nível médio do mar ($\Delta\mu_{\eta}$) pode-se considerar o parâmetro de localização no futuro (μ^F) que é de aproximadamente 2,51m. Em seguida, tendo em conta as equações que relacionam os parâmetros estatísticos da função e distribuição GEV e Pareto-Poisson, pode-se calcular os parâmetros que definem o regime extremo no futuro (Quadro 11).

Quadro 11 – Parâmetros de ajuste ao regime extremo para o ano horizonte.

λ^F	ξ^F	u^F	$\sigma^F(m)$	$\Psi^F(m)$	$\mu^F(m)$
5,04	-0,21	1,82	0,33	0,24	2,51

Uma vez conhecidos os parâmetros previstos para o ano horizonte, é possível comparar os dois regimes extremos (Figura 55), o que mostra que, neste caso, o nível da cota de inundação para um período de retorno de 50 anos é de aproximadamente 2,9m, enquanto que no horizonte, essa mesma cota de inundação, está associada com um período de retorno de cerca de 12 anos.

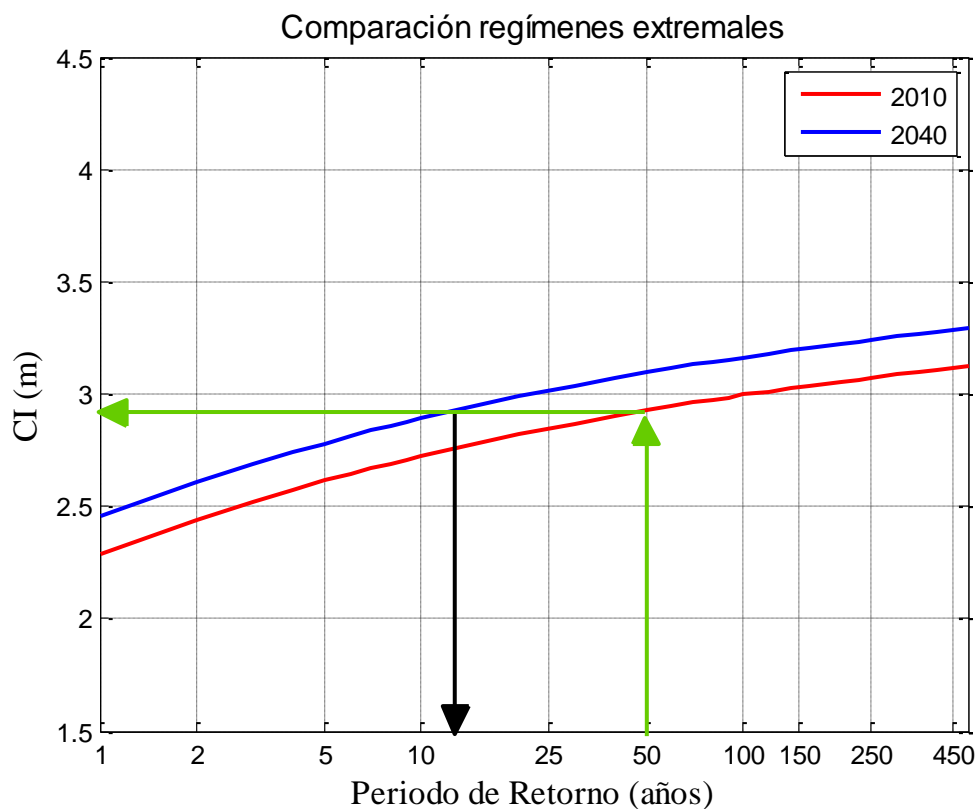


Figura 55 – Comparação dos regimes extremos do ano inicial (2010) e do ano horizonte (2040).

Como mencionado acima, no SMC-Brasil foram incluídos uma série de cenários de mudanças climáticas que são usados atualmente em ordem de como se devem aplicar esta metodologia para este tipo de cenário. Neste caso, as projeções de variação do nível do mar são incluídas diretamente no regime extremo de cota de inundação. Na Figura 56 mostra-se um exemplo de aplicação da metodologia proposta pelo SMC-Brasil que considera diferentes cenários de mudanças climáticas. Note-se que as fontes de dados utilizadas neste exemplo podem mudar em função de novos estudos sobre a mudança climática.

Escenarios	Año	Dinámicas	Fuentes (*)
1	2040	Extrapolación	Church et al. (2004)
2	2070	Global RCP 4.5	IPCC AR5
3	2070	Global RCP 8.5	IPCC AR5
4	2070	Regional RCP 4.5	Slangen et al. (2014)
5	2070	Regional RCP 8.5	Slangen et al. (2014)
6	2100	Global RCP 4.5	IPCC AR5
7	2100	Global RCP 8.5	IPCC AR5
8	2100	Regional RCP 4.5	Slangen et al. (2014)
9	2100	Regional RCP 8.5	Slangen et al. (2014)

(*) Las proyecciones de estas fuentes han sido modificadas para adaptarlas a los requerimientos del sistema

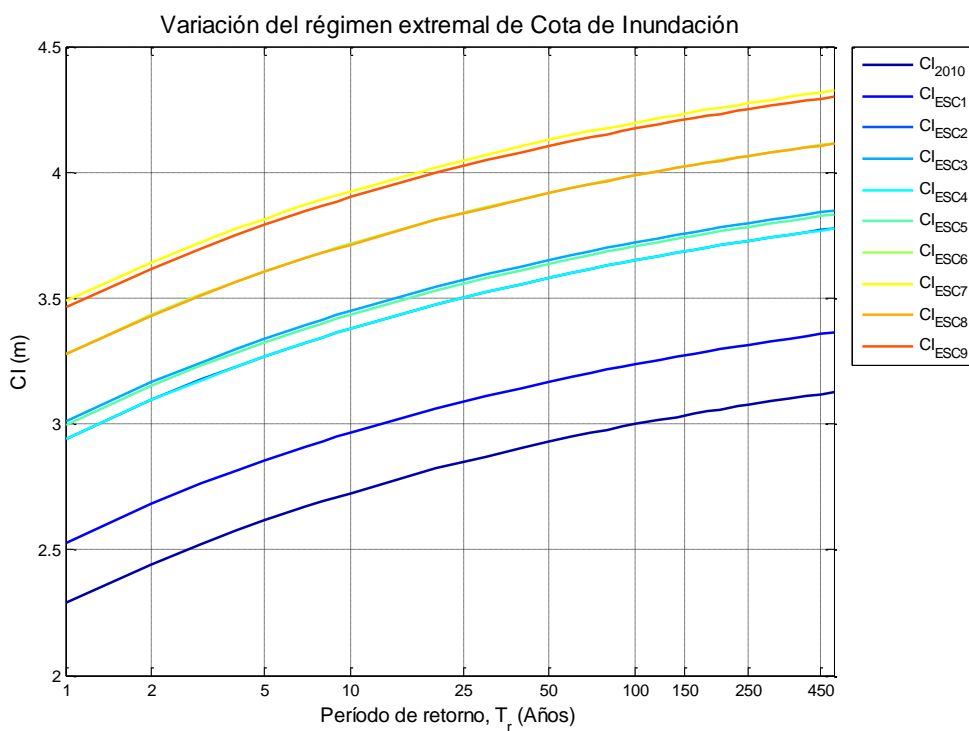


Figura 56 – Comparação dos regimes extremos de cota de inundação para os distintos cenários de mudanças climáticas considerados.

REFERÊNCIAS

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Referências

- BAYRAM, A., LARSON, M.; HANSON, H. A new formula for the total longshore sediment transport rate. **Coastal Engineering**, v.540, n.9, p.700-710, 2007.
- BIRKEMEIER, W.A. Field data on seaward limit of profile change. **Coastal Ocean Engineering**, ASCE, v.111, p.598–602, 1985.
- BRUUN, P. **Coast Erosion and the Development of Beach Profiles**. Technical Memorandum No. 44, Beach Erosion Board, 1954.
- BRUUN, P. Sea level Rise as a Cause of Shore Erosion. **Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering**, American Society of Civil Engineering, v.88, n.117, 1962.
- CEPAL. **Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: Dinámicas, tendencias y variabilidad climática**. Santiago: ONU, 2011.
- CEPAL. **Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: Efectos Teóricos**. Santiago: ONU, 2012a.
- CEPAL. **Efectos del cambio climático en la costa de América Latina y el Caribe: Impactos**. Santiago: ONU, 2012b.
- CHURCH, J.A.; WHITE, R.; COLEMAN, K.; MITROVICA, J.X. Estimates of the Regional Distribution of Sea level Rise over the 1950 to 2000 period. **Journal of Climate**, v.17, p.2609-2625, 2004.
- DEAN, R.G. **Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coasts**. Ocean Engineering Report n.12. Newark: Department of Civil Engineering, 1977.
- GOURLAY, M.R. Beach and Dune Erosion Tests. Delft Hydraulics Laboratory, Report N° M935/M936. 1968.
- HSU, J. R-C.; EVANS, C. Parabolic Bay Shapes and Applications. In: INSTITUTION OF CIVIL ENGINEERS – Part 2, 1989, Londres. **Proceedings...** Londres: Thomas Telford, 1989. p.557-570.
- IH CANTABRIA – MMA. **Sistema de Modelagem Costeira, SMC – Brasil: Documento Temático – Ondas**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. 2017a.
- IH CANTABRIA – MMA. **Sistema de Modelagem Costeira, SMC – Brasil: Documento Temático – Níveis e Cota de Inundação**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. 2017b.
- IH CANTABRIA – MMA. **Sistema de Modelagem Costeira, SMC – Brasil: Documento Temático – Recuperação de Praias**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. 2017c.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). **Climate Change 2007 – The Physical Science basis: Contribution of Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report (AR4) of the IPCC**. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996p.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). **Climate Change 2013 – The Physical Science basis: Contribution of Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report (AR5) of the IPCC**. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung,

- A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535p.
- KAMPHUIS, J.W. Alongshore sediment transport rate. **Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering**, v.117, n.6, p.624-641, 1991.
- LOSADA, I.J.; REGUERO, B.G.; MÉNDEZ, F.J.; CASTANEDO, S.; ABASCAL, A.J.; MÍNGUEZ, R. Long-term changes in sea-level components in Latin America and the Caribbean. **Global and Planetary Change**, v.104, p.34-50, 2013.
- MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology – A conceptual beach model. **Journal of Coast Research**, v. 9, n.3, p.785-800, 1993.
- MÍNGUEZ, R.; TOMÁS, A.; MÉNDEZ, F.J.; MEDINA, R. Mixed extreme wave climate model for reanalysis databases. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v.27, n.4, p.757-768, 2012a.
- MÍNGUEZ, R.; REGUERO, B.G.; LUCEÑO, A.; MÉNDEZ, F.J. Regression models for outlier identification (Hurricanes and Typhoons) in wave hindcast databases. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.29, p.267-285, 2012b.
- MMA (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE). **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006. 476 p.
- MMA. Diálogos Brasil – Espanha: Sistema de Modelagem Costeira. **Resumo Executivo**. In: SEMINÁRIO INTERNACIONAL BRASIL-ESPANHA: A EXPERIÊNCIA ESPANHOLA E A APLICAÇÃO DO SMC BRASIL NO APOIO À GESTÃO DA COSTA BRASILEIRA,2. Brasília: IABS, 2013. 69p.
- NICHOLLS, R.J.; HOOZEMANS, F.M.J.; MARCHAND, M. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: Regional and global analyses. **Global Environmental Change**, v.9, supplement 1, p.69-87, 1999.
- NICHOLS, R.J.; CAZENAVE, A. Sea level rise and its impact on coastal zones. **Science**, v.328, p.1517-1520, 2010.
- NIELSEN, P.; HANSLOW, D.J. Wave runup distributions on natural beaches. **Journal of Coastal Research**, v.7, n.4, p. 1139-1152, 1991.
- REGUERO, B.G.; MENÉNDEZ, M.; MÉNDEZ, F.J.; MÍNGUEZ, R.; LOSADA, I.J. A Global Ocean Wave (GOW) calibrated reanalysis from 1948 onwards. **Coastal Engineering**, v.65, p.38-55, 2012.
- R.O.M. 03.91 Acción Climática (I): Oleaje. Anexo: Clima Marítimo del Litoral Español. Recomendaciones para Obras Marítimas. Puertos del Estado, 1991. 220 p.
- SLANGEN, A.B.A.; CARSON, M.; KATSMAN, C.A.; VAN DE WAL, R.S.W.; KÖHL, A.; VERMEERSEN, L.L.A.; STAMMER,V. Projecting twenty-first century regional sea-level changes. **Climatic Change**, v.124, n.1-2, p.317-332, 2014.
- TAN, S.; CHIEW, Y. Analysis of Bayed Beaches in Static Equilibrium. **Journal of Waterway, Port, Coastal and ocean Engineering**, v.120, n.2, p.145-153, 1994.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Referências

U.S. Army Corps of Engineers (USACE). **Shore Protection Manual**. Engineer Manual. U.S. Army Corps of Engineers, Washington. D.C., 1984.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamic variability of beaches and surfzones: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56, p. 92-118, 1984.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D.; GREAN, M.O. Short-term changes in the morphodynamics states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. **Marine Geology**, v.62, p.339-364, 1985.

Anexo 1
MÉTODO DAS PERTURBAÇÕES

1. Método das Perturbações

Neste anexo se descreve resumidamente o método das perturbações que é muitas vezes utilizado para estimar os potenciais efeitos da mudança climática na costa.

Considerando uma função $f(x_1, x_2)$ que representa uma característica morfológica de um elemento do litoral (Figura 57), e que depende das variáveis x_1 e x_2 (tais como o nível médio do mar e a altura de onda significativa média). Atualmente, essas duas variáveis têm valores determinados, podendo ter o seu valor modificado pelo efeito das mudanças climáticas (Figura 58).

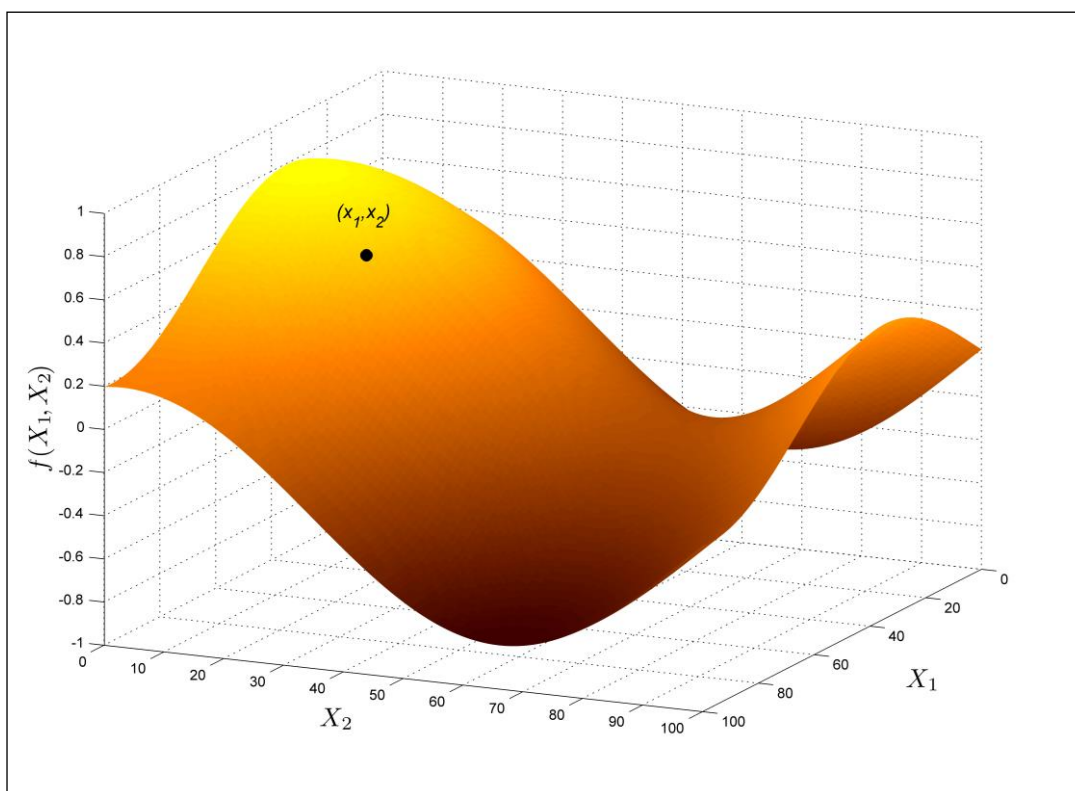


Figura 57 – Função da característica morfológica de um elemento litoral.

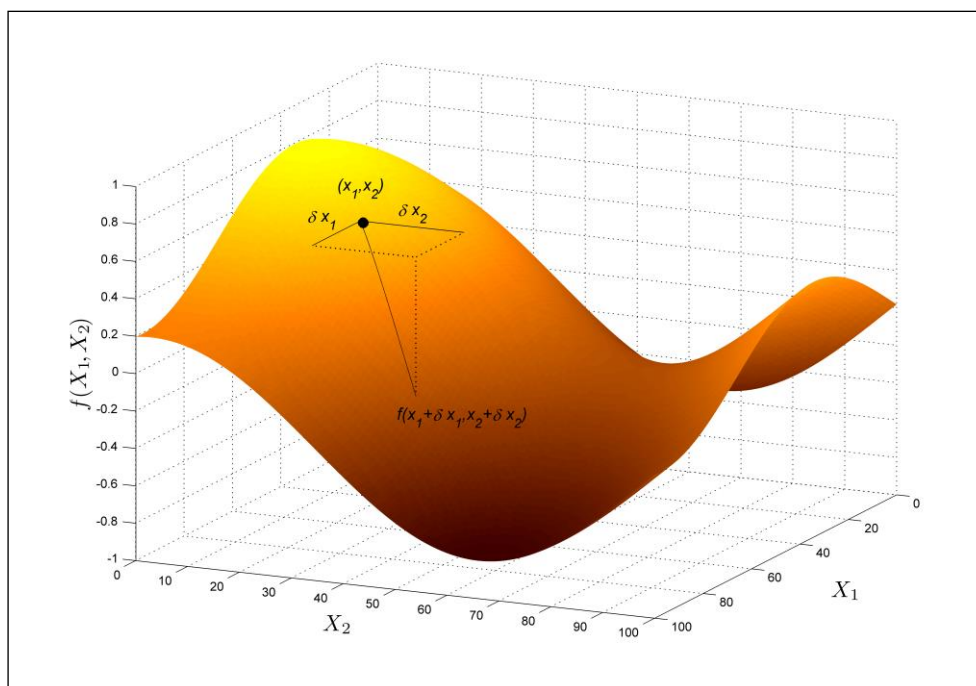


Figura 58 - Variação do elemento litoral devido à mudança climática.

Para explicar o método de perturbações assume-se que as variáveis x_1 e x_2 são perturbadas pelos efeitos das mudanças climáticas, de tal forma que:

$$x_{1,futuro} = x_1 + \delta x_1$$

$$x_{2,futuro} = x_2 + \delta x_2$$

Portanto a função com perturbação, expandida em uma série de Taylor de primeira ordem é:

$$f(x_1 + \delta x_1, x_2 + \delta x_2) = f(x_1, x_2) + \delta x_1 \frac{\partial f(x_1, x_2)}{\partial x_1} + \delta x_2 \frac{\partial f(x_1, x_2)}{\partial x_2} + O((\delta x_1)^2, \dots)$$

Esta função permite obter de forma direta e simplificada a variação da função gerada pelas perturbações nas variáveis independentes. Nesta equação, assume-se que as perturbações são pequenas e que os termos de segunda ordem são insignificantes.

A Figura 59 mostra um exemplo em que a função f depende da variável independente x_1 . Pelo método descrito, é possível aproximar o valor da função perto de um ponto determinado $f(x_1, \delta x_1)$ como sendo a soma do valor da função no ponto x_1 e a derivada da função no ponto

x_1 multiplicado pela variação do valor da declividade δx_1 . A Figura 60 mostra um corte da função f e da mudança experimentada devido a perturbação na direção de x_1 .

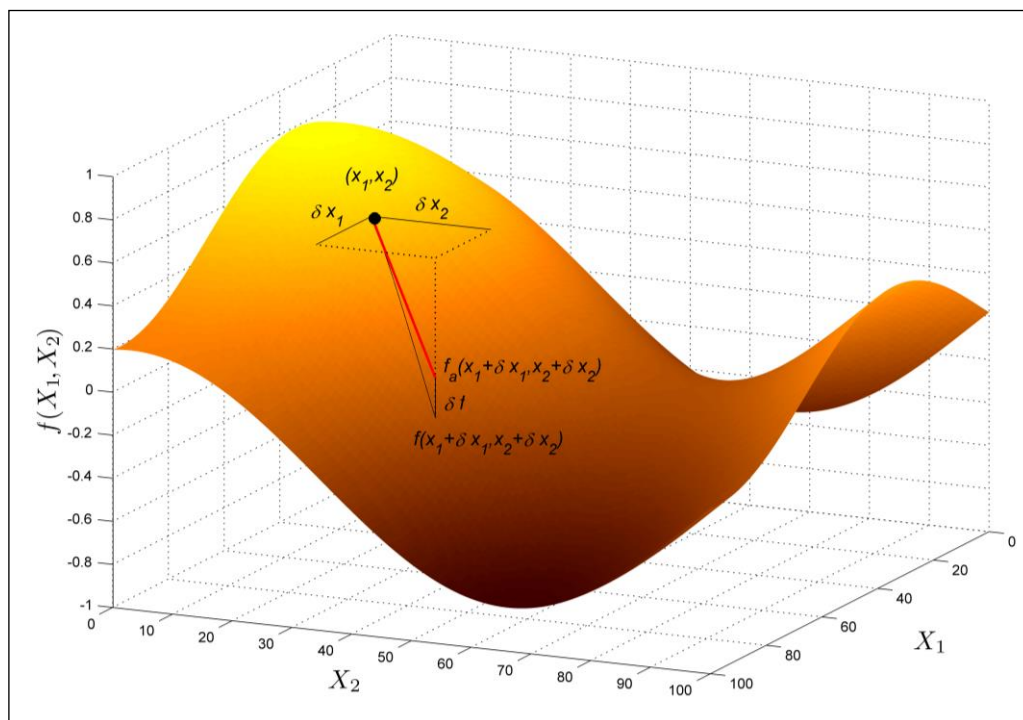


Figura 59 - Aproximação da nova função que define o elemento morfológico da praia.

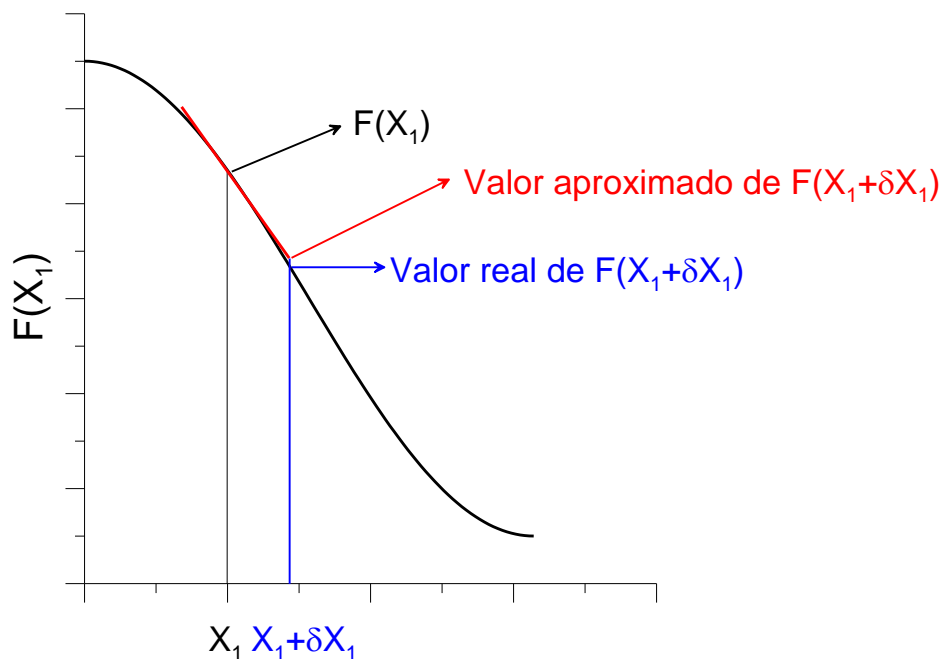


Figura 60 - Gráfico explicativo do procedimento do método das perturbações.

MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM PRAIAS

Anexo 1

Esta aproximação somente é válida se a perturbação na variável independente for pequena. Caso contrário, o erro cometido mediante a aplicação do método das perturbações pode ser importante.