



PLANO ESTRATÉGICO DE CASCAIS FACE ÀS

ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

Sector Zonas Costeiras

Equipa de trabalho: ^{1,3}Rui Taborda; ^{2,3}César Andrade; ^{2,3}Fernando Marques; ^{2,3}Maria da Conceição Freitas; ²Raquel Rodrigues; ^{1,4}Carlos Antunes; ²Cassandra Pólvara

²Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, ¹LATTEX/IDL, ³Departamento de Geologia e ⁴Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

2010

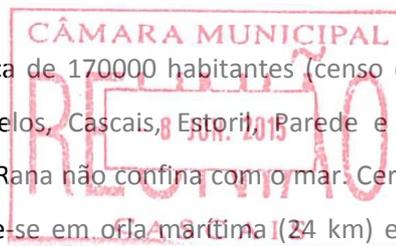
ÍNDICE

Sector Zonas Costeiras	1
1. INTRODUÇÃO	1
2. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	1
3. EVOLUÇÃO DAS ARRIBAS	5
4. FORÇAMENTO DA LINHA DE COSTA	11
4.1 Marés	11
4.2 Sobreelevação	11
4.3 Nível médio do mar	11
4.4 Agitação Marítima	12
4.4.1 Altura significativa	13
4.4.2 Período	14
4.4.3 Direcção	15
4.5 Inundação/Galgamento	21
5. PROCESSOS DE FORNECIMENTO SEDIMENTAR	23
5.1 Erosão Hídrica	23
5.2 Erosão Costeira	26
6. PROCESSOS DE DISTRIBUIÇÃO	26
7. OCUPAÇÃO	27
8. IMPACTOS DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS NO LITORAL DE CASCAIS	29
8.1 VARIAÇÕES NO FORÇAMENTO	29
8.1.1 Nível médio do mar	29
8.1.2 Agitação marítima	30
8.2 VARIAÇÕES NOS PROCESSOS DE FORNECIMENTO SEDIMENTAR	33
8.2.1 Erosão Hídrica	33
8.3 CONSEQUÊNCIAS NO LITORAL	34
8.3.1 Praias	34
8.3.2 Arribas	41
8.4 SUMÁRIO DOS IMPACTOS	42
9 ADAPTAÇÃO	44
10 REFERÊNCIAS	45



1. INTRODUÇÃO

O concelho de Cascais, com 97.1 km² de superfície e cerca de 170000 habitantes (censo de 2001) divide-se em seis freguesias (Alcabideche, Carcavelos, Cascais, Estoril, Parede e S. Domingos de Rana) das quais apenas a de S. Domingos de Rana não confina com o mar. Cerca de metade do perímetro do concelho (47 km) desenvolve-se em orla marítima (24 km) e a razão comprimento de litoral/superfície (0.25) é 27 vezes superior à média de Portugal continental, o que o caracteriza como um concelho verdadeiramente litoral. A ocupação da superfície é fortemente assimétrica e muito superior na faixa costeira, onde se concentra a maioria da população, dos núcleos urbanos e das infraestruturas produtivas. Até ao início do século XX, as principais actividades económicas distribuíam-se pela agricultura, pesca e comércio de pescado, embora a faixa litoral do concelho fosse já procurada como estância de férias ou local de residência da nobreza e alta burguesia. Desde o início do século XX que aquelas actividades perderam importância para os sectores secundário e terciário, com especial relevo para a construção civil, comércio e, sobretudo, turismo. Para a consolidação desta última actividade contribuem o clima ameno, a extraordinária beleza da faixa costeira e a qualidade de um conjunto limitado de praias, hoje internacionalmente conhecidas e procuradas por razões balneares e desportivas.



2. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

A geologia do concelho de Cascais (Figura 1) caracteriza-se pelo predomínio de rochas sedimentares carbonatadas de idade mesozóica, mas inclui igualmente materiais ígneos e sedimentares detríticos daquela idade e mais recentes; das mais antigas para as mais recentes organizam-se do seguinte modo (Ramalho *et al.*, 2001):

- as unidades litoestratigráficas com idades desde o Jurássico Superior (Calcários de S. Pedro – ≈ 150 Ma) ao Cretácico superior (Calcários com Rudistas – ≈ 90 Ma) correspondem fundamentalmente a camadas de fácies marinha a lagunar salobra e também recifal, de

calcários, calcários margosos e margas ou argilas, contendo uma espessa sequência detrítica intercalada, de fácies fluvial (Grés de Almargem);

- instalação do Maciço de Sintra, com idade estimada entre 74 e 95 Ma, uma intrusão subvulcânica complexa que contém um núcleo sienítico envolvido por um anel granítico e outro gabro-diorítico, dos quais apenas os dois primeiros afloram no concelho de Cascais, junto ao seu limite norte; a intrusão do maciço de Sintra dobrou o dispositivo sedimentar encaixante e metamorfozou os calcários periféricos, dando origem aos mármore de S. Pedro e (calco)Xistos do Ramalhão;

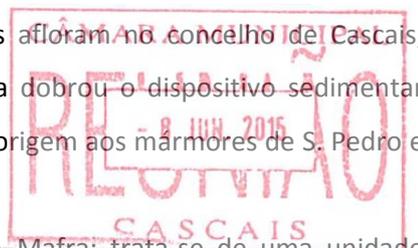
- instalação dos materiais do Complexo Vulcânico Lisboa-Mafra; trata-se de uma unidade vulcânica poligénica datada de aproximadamente 70 Ma, compreendendo escoadas e piroclastos subaéreos de composição essencialmente basáltica (s.l.), para além dos termos filoneanos com ele relacionados; os afloramentos correspondentes à actividade extrusiva estão pouco representados no concelho de Cascais, em contraste com as massas filoneanas que são ali muito abundantes e bem expostas na faixa costeira, incluindo diques e soleiras, os quais condicionam frequentemente, por erosão diferencial, formas de relevo localizadas e também o traçado da linha de costa;

- sedimentação das unidades eocénica-oligocénica de fácies detrítica, continental, e miocénica, de fácies salobra a marinha (representadas apenas vestigialmente no concelho);

- o Plistocénico é representado por arenitos (dunas consolidadas) e areias ou cascalheiras de antigas praias, hoje alcandoradas; as dunas consolidadas, em escassos retalhos descontínuos, subsistem em corredor de transporte eólico na região do Guincho, ainda hoje activo e reconhecido em ventifactos e corpos dunares, móveis ou fixados por vegetação;

- o Holocénico (últimos 10000 anos) é constituído por aluviões (que ocorrem nas principais linhas de água), areias de praia e de duna.

Do ponto de vista geomorfológico, o concelho de Cascais abrange na sua metade sul e região leste a Plataforma de Cascais, uma superfície pouco acidentada, extensamente aplanada pelo mar durante o Pliocénico e Plistocénico, desenvolvida a cotas de 100–120 m sobre substrato essencialmente calcário; alguns relevos de resistência sobressaem desta superfície, em associação com intrusões magmáticas lineares (filões) ou pontuais (chaminés vulcânicas), retalhos de escoadas basálticas ou cornijas definidas em rochas sedimentares mais resistentes. A norte, o maciço de Sintra forma um relevo imponente produzido por erosão diferencial que se articula com esta plataforma através de um conjunto de vertentes mais inclinadas, envolvidas pelo limite norte do concelho.



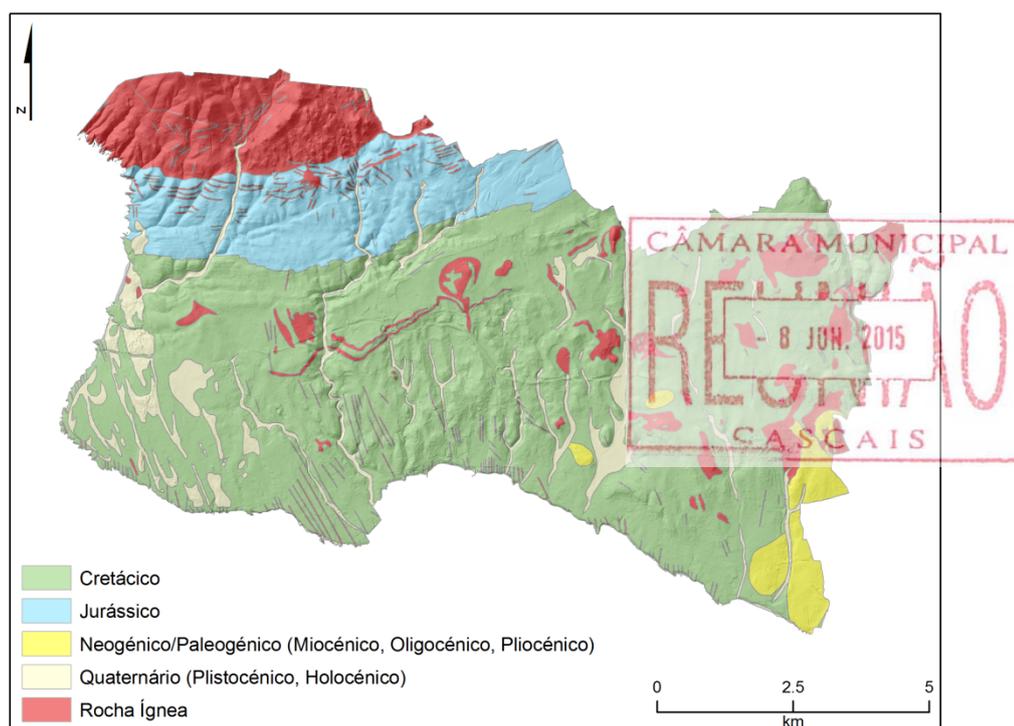


Figura 1 – Geologia (simplificada) do concelho de Cascais.

Para sul e oeste, a *Plataforma de Cascais* confina com o mar por meio de litoral rochoso, talhado em arribas de bordo recortado a favor dos acidentes tectónicos e de massas filoneanas ou camadas mais resistentes à erosão. A fachada poente apresenta orientação geral N-S e desenvolve-se ao longo de aproximadamente 5 km, entre o limite norte do concelho e o Cabo Raso. A secção localizada a norte da Praia do Guincho consiste em litoral predominantemente granítico, cortado em vertentes altas, culminando frequentemente a cotas da ordem de 100 m; a sul daquela praia as arribas são ainda o elemento geomorfológico predominante, sendo aqui mais baixas, com comando de 20 m, e talhadas em maciços margosos e calcários carsificados, intruídos por densa rede filoneana. A exumação e erosão (diferencial) daqueles maciços produziram recortes peculiares do traçado da linha de costa, com cavidades cársicas exumadas (matacães) e geraram numerosos leixões. As praias do Abano, Guincho e Cresmina são os únicos areais com alguma expressão espacial neste troço litoral.

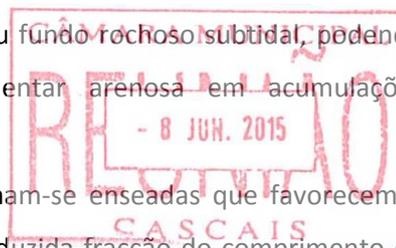
A nascente do Cabo Raso a linha de costa inflecte para sudeste e mantém aquele rumo geral ao longo de 15 km, até S. Julião da Barra, apenas perturbada na região da baía de Cascais. Uma vez mais, os conteúdos predominantes correspondem a arribas, com altura variável entre 5 e 15 m (20 m na Azarujinha), decrescendo em geral para leste, e muito condicionadas no seu desenvolvimento por estruturas tectónicas lineares de orientação N-S, NW-SE e NE-SW. O perfil é geralmente escarpado, rematado por cornijas, sendo frequentes os sintomas de

actividade, marcada por acumulações de sopé, contendo blocos de dimensão métrica, caídos das vertentes. As taxas de recuo são regra geral pequenas, em associação com movimentos de massa de vertente ou queda de blocos, localizadas, bem separadas no tempo, mas que podem ter dimensões consideráveis. O sopé da arriba dá lugar a plataforma de abrasão (intertidal), que pode desenvolver-se por largas dezenas de metros, ou fundo rochoso subtidal, podendo num e outro caso ocorrer escassa cobertura sedimentar arenosa em acumulações descontínuas.

Nos recortes côncavos da arriba e fozes de ribeiras formam-se enseadas que favorecem a acumulação de pequenas praias, as quais ocupam uma reduzida fracção do comprimento da linha de costa; são geralmente de areia, curtas, lateralmente descontínuas e com retenção sedimentar pequena, com excepção das praias do Guincho e de Carcavelos.

A linha de costa é rebaixada e recortada pelas fozes de numerosos cursos de água de pequeno comprimento e regime efémero, torrencial, capazes de desenvolver cheias rápidas na estação húmida. A rede de drenagem apresenta dispositivo dendrítico, encaixado no substrato (essencialmente carbonatado) e frequentemente controlado pelo traçado de numerosas falhas. A ocupação da superfície do concelho de Cascais foi desde sempre acompanhada de obras de regularização do escoamento que, em conjunto com a impermeabilização decorrente da expansão urbana, prejudicaram a descarga sólida das ribeiras, diminuindo o potencial de alimentação sedimentar do litoral a que afluem.

Parte significativa dos troços de arriba litoral a leste de Cascais foi objecto de obras pesadas de revestimento, decorrentes da proximidade da linha de caminho de ferro e da Estrada Nacional EN-6 (marginal), a que se acrescentaram outras, mais localizadas, visando o controlo de movimentos de vertente. Ambas, e em especial as segundas, inibiram também a alimentação sedimentar das praias que, mesmo em regime natural, seria muito reduzida devido à pequena intensidade do processo erosivo e à escassa compatibilidade textural entre materiais-fonte e acumulações sedimentares.



3. EVOLUÇÃO DAS ARRIBAS

A evolução de arribas litorais resulta fundamentalmente da ocorrência de movimentos de massa de vertente de diferentes tipos e dimensões.

Para caracterizar as frequências espaciais e temporais destes eventos no litoral do concelho, foi construído um inventário sistemático de ocorrências entre 1942 e 2008, através de comparação de fotografias aéreas de diferentes datas (Tabela 1) efectuada de acordo com os princípios metodológicos expressos em Marques (2006a), apropriados para a identificação de movimentos com largura máxima caracteristicamente superior a 2 m e área horizontal perdida ao nível da crista superior a 4 m². Estes métodos sofreram as necessárias adaptações para permitir a utilização, em ambiente SIG, de ortofotomapas cedidos pela CMC, datados de 2000, 2002, 2005, 2007 e 2008. Como informação complementar, foram ainda utilizadas fotografias e observações de campo.

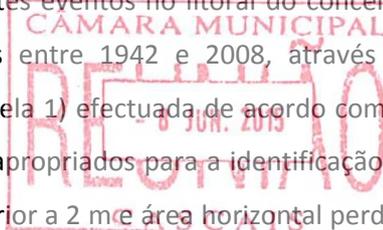


Tabela 1 - Fotografias aéreas utilizadas para os inventários de movimentos em arribas.

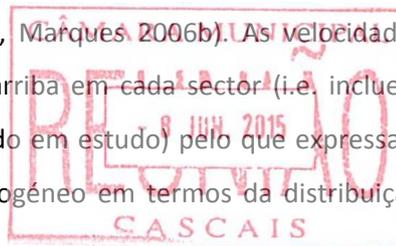
Voo	Escala aproximada
RAF 1947 (preto e branco)	1:30 000
USAF 1958 (preto e branco)	1:30 000
IGP 2007 (cores)	0.25m ² /pixel

Os resultados obtidos no presente estudo devem ser considerados com precaução, visto que reflectem a forte influência antrópica no litoral do concelho e limitações inerentes à informação de base utilizada. De facto, a definição rigorosa da crista da arriba foi dificultada nas fotografias mais antigas (1947 e 1958) pelo fraco contraste de cor, particularmente nos casos de arribas baixas. Em consequência, o inventário utilizado neste estudo pode omitir algumas instabilidades de pequena e média dimensão. A construção da estrada marginal, nos anos quarenta, deve ter originado a remoção de blocos e saneamento de instabilidades no troço litoral de São Julião da Barra - Cascais, pelo que no período subsequente a evolução das arribas terá sido menos intensa. Em contraste, as intervenções de saneamento de arribas concretizadas nas últimas décadas (ex. Tamariz-Azarujinha) terão antecipado a sua evolução natural.

Foram identificados 67 movimentos de massa nas arribas do concelho, entre 1942 e 2008, com distribuição espacial muito irregular (Figura 2): 64% destes movimentos ocorreram no

segmento compreendido entre a Praia das Avencas e a zona imediatamente a leste do Forte de Santo António, incluindo zonas com utilização balnear ou recreativa.

Determinaram-se velocidades médias de evolução bastante baixas (Tabela 2), em linha com os resultados de estudos anteriores nos troços costeiros a oeste e norte de Cascais (1947 a 1989, Marques, 1997) e Carcavelos – Ponta do Sal (1947-2000, Marques 2006b). As velocidades indicadas são médias ponderadas pelo comprimento de arriba em cada sector (i.e. incluem segmentos que não tiveram evolução detectável no período em estudo) pelo que expressam apenas o comportamento geral de um dado troço - homogéneo em termos da distribuição espacial e dimensional dos eventos de recuo.



Para efeitos de ordenamento e gestão do espaço litoral, incluindo prevenção de desastres naturais, estes valores são de reduzida utilidade e devem ser substituídos pelos valores de recuo local máximo observado, que estimam a largura da faixa de terreno adjacente à crista das arribas susceptível de ser afectada por instabilidades. No segmento costeiro com maior densidade de ocupação humana (Cascais e São Julião da Barra) determinou-se um recuo local máximo de cerca de 7 m o que coloca algumas preocupações no que respeita ao uso do solo nas zonas adjacentes à crista das arribas.

Tabela 2 – Indicadores de evolução das arribas no período 1942-2008.

Sector	Comprimento de arriba (km)	Movimentos		Área horiz. perdida (m ²)	Volume deslocado		Velocidade média de recuo (m/ano)	Recuo local máximo (m)
		(nº)	(%)		(m ³)	(m ³ /ano)		
S. Julião P. Avencas	2.20	4	6.0	108	225	3	0.0007	5.3
P. Avencas P. Bafureira	1.20	23	34.3	675	3264	49	0.010	6.3
P. S. Pedro Forte S. António SE	1.36	20	29.9	341	1164	18	0.003	7.0
Forte S. António SE P. Cresmina	9.34	4	6.0	171	1254	19	0.0003	6.2
P. Cresmina Ponta da Abelheira	4.30	11	16.4	313	1626	25	0.0009	6.1
Ponta da Abelheira Biscaia W	3.24	5	7.5	682	9326	141	0.003	25

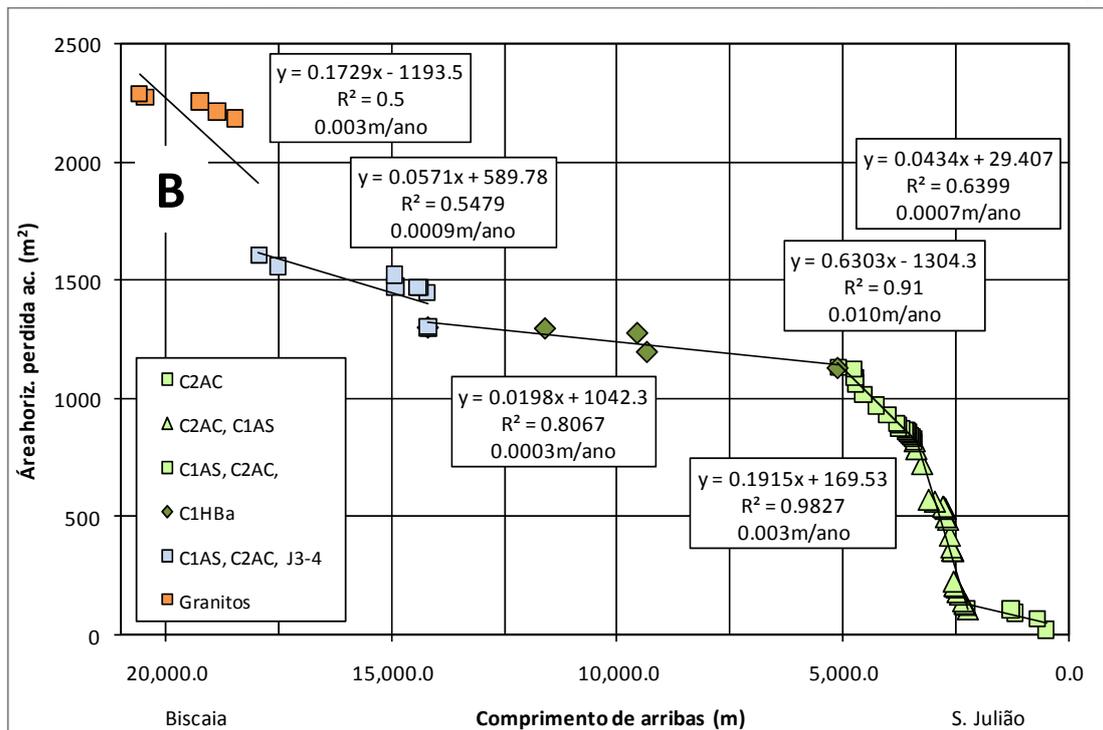
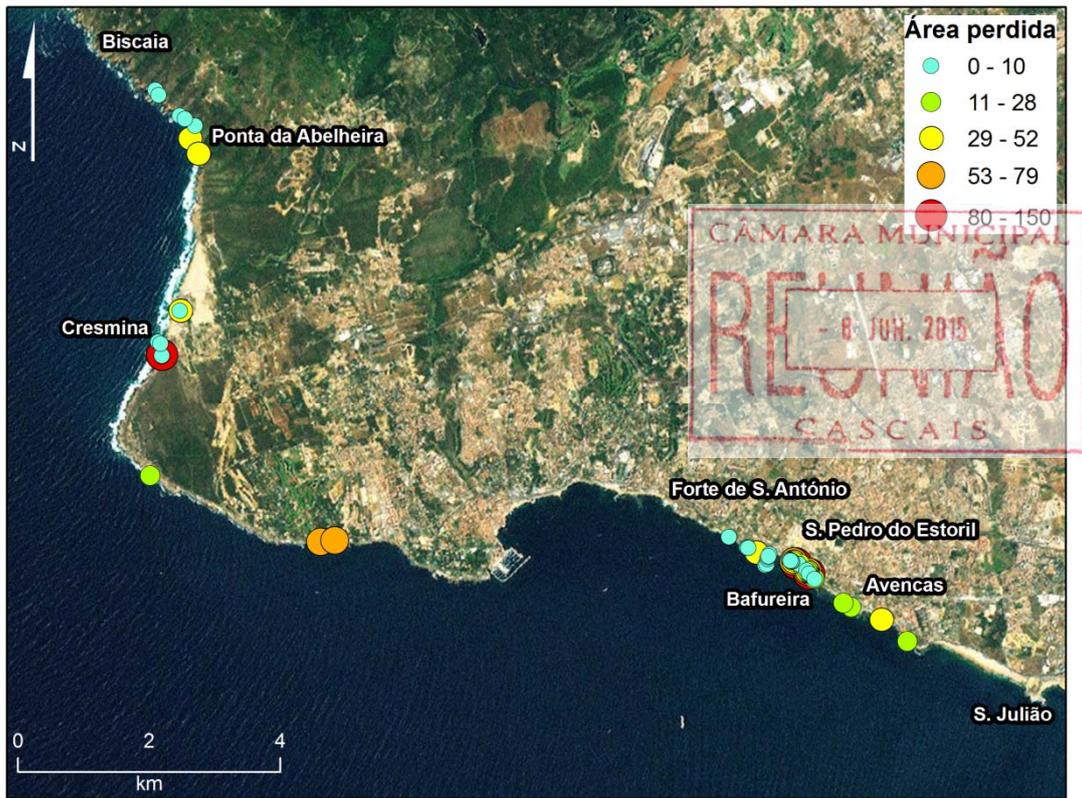


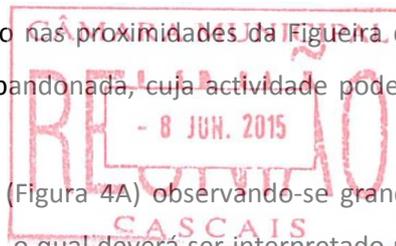
Figura 2 – (A) Localização e (B) distribuição espacial de instabilidades em arribas expressas sob a forma da variação da área horizontal perdida (valores acumulados para poente). C2AC – Albiano-Cenomaniano; C1AS – Aptiano-Albiano; C1HBa – Hauteriviano-Barremiano; J3-4 – Jurássico Superior (Calcários de S. Pedro); Granitos – Rochas ígneas do maciço de Sintra.

Em termos gerais, os movimentos registados entre 1942 e 2008 corresponderam à queda, escorregamento ou tombamento de fatias de rocha esbeltas, ou seja, com altura superior à espessura (Figura 3). Exceptuam-se dois movimentos em arribas com altura inferior a 5 m, que corresponderam ao desmonte directo pelas ondas de blocos de rocha com reduzida altura, e um terceiro movimento de dimensão excepcional, ocorrido nas proximidades da Figueira do Guincho, junto a uma pedreira de mármore entretanto abandonada, cuja actividade poderá ter estado relacionada com esta instabilização.

A distribuição temporal dos movimentos não é uniforme (Figura 4A) observando-se grande homogeneidade até 2000 e um aumento na última década, o qual deverá ser interpretado no contexto das condicionantes referidas acima, nomeadamente da maior resolução dos ortofotomapas mais recentes e das intervenções de saneamento.

Relativamente às áreas perdidas e aos volumes deslocados (Figura 4B e C) os padrões de variação no tempo são também irregulares e não mostram tendência consistente.

O estabelecimento de relações entre intensidade de erosão costeira e o forçamento externo (precipitação e a ocorrência de temporais no mar) revelou-se inconclusivo devido à baixa resolução (no espaço e no tempo) da informação de base.



2010

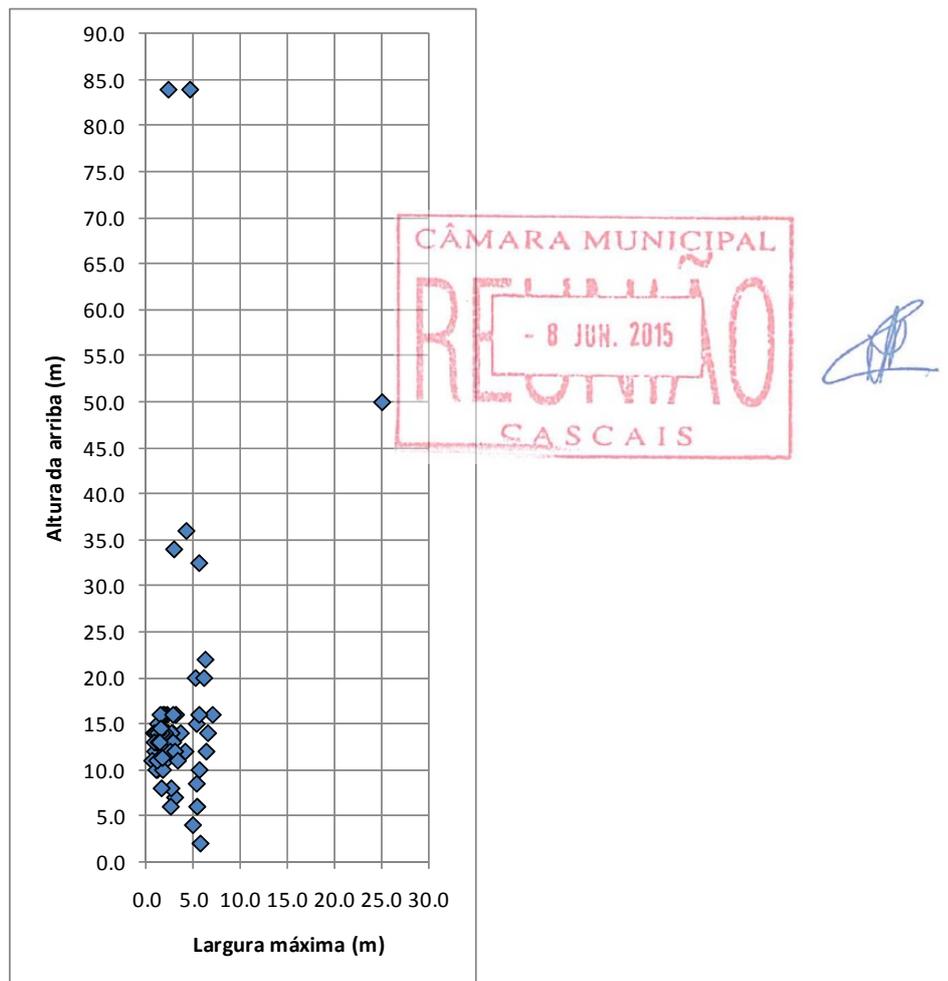


Figura 3 – Relação entre o recuo local máximo da crista das arribas (largura máxima dos movimentos) e a altura das arribas.

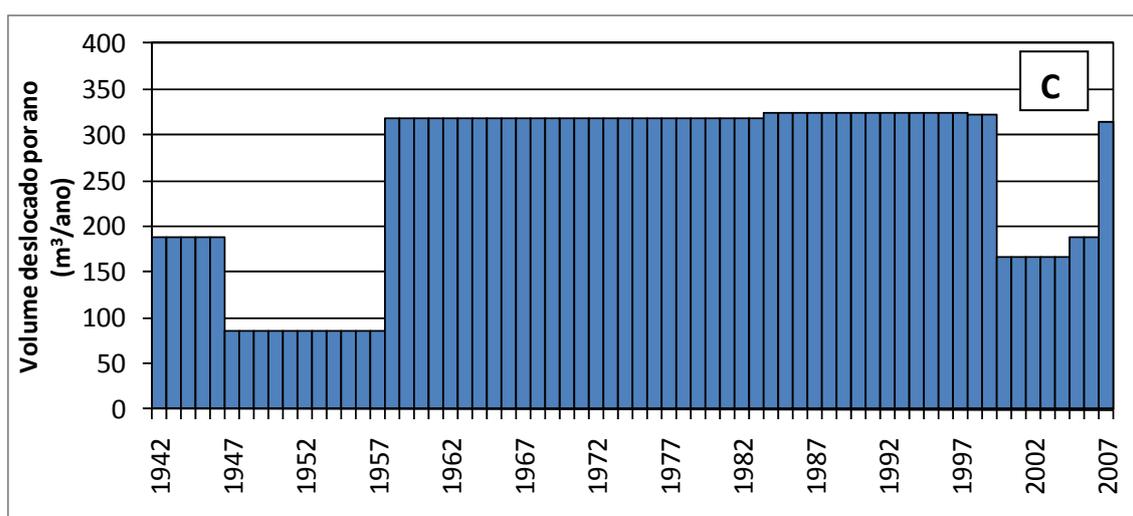
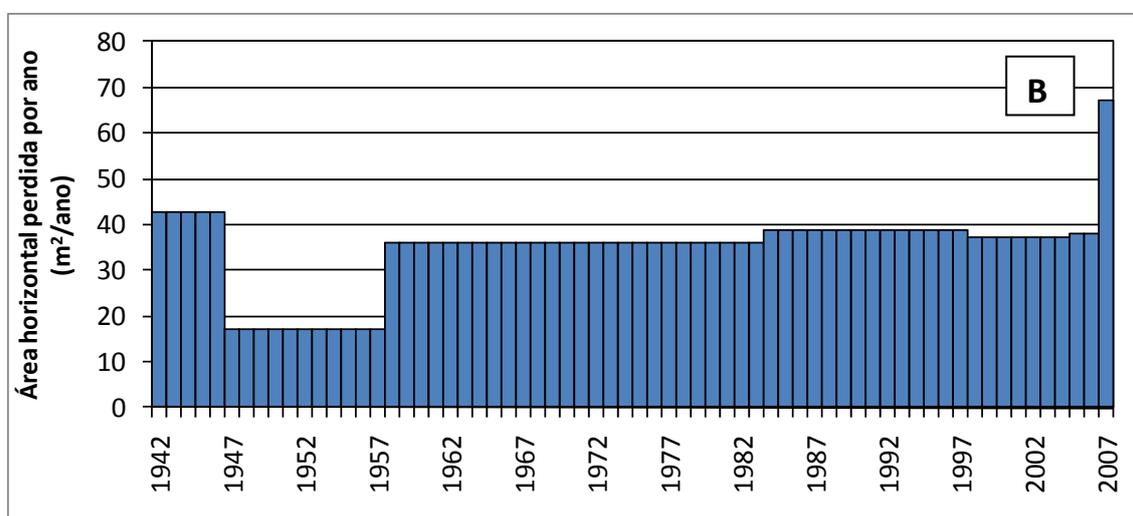
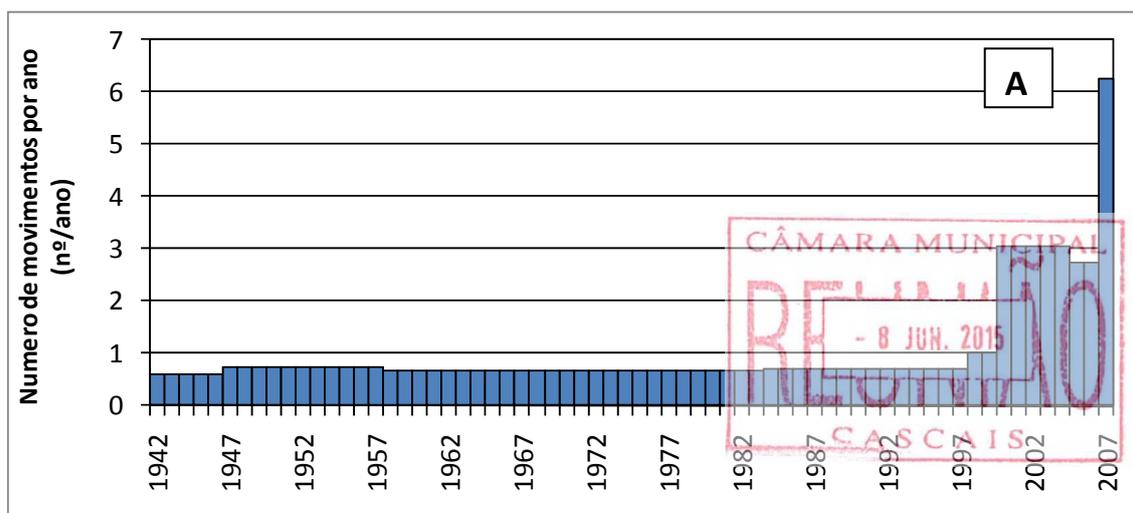
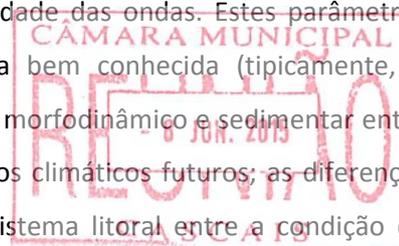


Figura 4 – Distribuição temporal (1942-2008) dos movimentos nas arribas do concelho de Cascais: (A) número, (B) área horizontal perdida e (C) volume deslocado.

4. FORÇAMENTO DA LINHA DE COSTA

A localização, configuração e conteúdo sedimentar da faixa litoral resultam de um equilíbrio dinâmico com diversos factores de forçamento, dos quais se destaca o abastecimento sedimentar, a posição relativa do nível do mar e a actividade das ondas. Estes parâmetros podem ser caracterizados numa condição de referência bem conhecida (tipicamente, a situação actual, em que se aceita a existência de equilíbrio morfodinâmico e sedimentar entre forçamento e resposta do litoral) e modelados em cenários climáticos futuros; as diferenças encontradas na natureza e intensidade da resposta do sistema litoral entre a condição de referência e os cenários modelados traduzem os impactes das alterações climáticas sobre aquele sistema.



4.1 Marés

As marés no litoral de Portugal continental são semi-diurnas e regulares, com amplitude elevada (média de águas vivas escassamente inferior a 3 m), na classe mesotidal.

A análise dos resultados produzidos pela análise harmónica da maré na estação maregráfica de Cascais, entre 1990 e 2000, permitiu caracterizar o regime de marés e identificar um máximo de elevação do plano de água devido a forçamento astronómico de 4.03 m acima do zero hidrográfico (ZH - 2.08 m abaixo do nível médio de 1938) (Tabela 3), valor que foi utilizado como característico do litoral daquele concelho na situação de referência.

Tabela 3 - Alturas da maré astronómica (m - ZH) em Cascais.

PMmax	PMav	PMmed	PMam	PMmin	NMM	BMmax	BMam	BMmed	BMav	BMmin
4.03	3.61	3.26	2.89	2.56	2.21	1.85	1.52	1.15	0.81	0.46

NMM – nível médio do mar; PM – preia-mar; BM – baixa-mar; av – águas vivas; am – águas mortas; max – máximo; med – médio; min – mínimo.

4.2 Sobrelevação

A sobrelevação meteorológica do nível do mar (diferença entre o nível observado e a altura da maré astronómica) refere-se à subida temporária do nível do mar devido à existência de condições meteorológicas anómalas, tais como variações no campo da pressão atmosférica e/ou da acção de ventos fortes e prolongados (Taborda e Dias, 1992; Antunes e Taborda, 2009). O emolamento do nível do mar ocorre associado à passagem de sistemas ciclónicos,

depressionários, provocando a inundação do litoral, e   tanto mais significativo quanto mais cavada for a depressão geradora, especialmente em condi es de temporal.

Taborda e Dias (1992) estudaram a sobreleva o meteorológica em Portugal continental e demonstraram a ocorrência de sobreleva es superiores a 1 m em Viana do Castelo e Aveiro em associa o com as tempestades marítimas de Fevereiro/Março de 1978 e Dezembro de 1981 e obtiveram do registo maregr fico de Cascais níveis máximos de 3.7 e 3.9 m, equivalentes a sobreleva es observadas de 0.4 e 0.5 m, respectivamente, em associa o com aquelas tempestades; este estudo prolongou-se através dos trabalhos de Gama *et al.* (1994a; 1994b; 1995; 1997), encontrando-se em Andrade *et al.* (2002, 2006) uma síntese dos conhecimentos sobre esta matéria.

A determina o sistemática das diferenças entre os níveis calculados (maré astron mica) e medidos na série maregráfica horária de Cascais desde o ano 2000 sugere um valor máximo de +0.57 m (em 25/10/2006) relativamente ao nível médio de 1938; este valor adiciona aos efeitos de empolamento com origem meteorológica os associados   eleva o secular do nível médio do mar (ver item seguinte), pelo que se os últimos forem deduzidos se obt m um máximo de sobreleva o meteorológica de +0.43 m. Este valor foi tomado como representativo do litoral do concelho de Cascais na situa o de referência.

4.3 Nível médio do mar

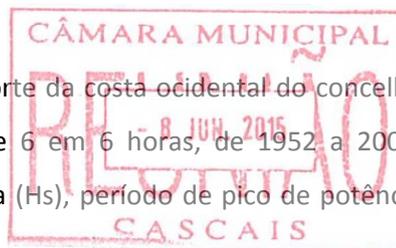
Dias & Taborda (1992) efectuaram o estudo dos registos maregr ficos de Cascais desde 1882 até 1985 e verificaram uma tendência de subida do nível médio do mar, relacionada essencialmente com a expansão térmica do oceano, e caracterizada por uma taxa de eleva o média relativa de 1.3 ± 0.1 mm/ano até aos anos 90 (1.7 mm/ano quando   considerado o intervalo 1920-1985). A partir desta data, os resultados apontam para taxas de 2.1 mm/ano (década de 1990) e 2.5 mm/ano (década de 2000), compatíveis com a eleva o média global do oceano (Antunes e Taborda, 2009).

4.4 Agita o Marítima

Para a caracteriza o da agita o marítima ao largo do concelho de Cascais foram utilizados resultados de modela o da agita o marítima no Atlântico Nordeste obtidos através de um modelo de gera o de ondas de terceira gera o (WAVEWATCH IIITM - WW3) forçado com

campos de vento do projecto *NCEP/NCAR Reanalysis project* (Kalnay et al., 1996), disponíveis desde 1952 até ao presente (Dodet et al., 2009). Os resultados do modelo foram comparados com dados de observação e, para a bóia ondógrafo da Figueira da Foz, obtiveram-se estatísticas de erro muito satisfatórias (viés e erro quadrático médio da altura significativa iguais a -0.14 m e 0.45 m, respectivamente).

Os dados utilizados referem-se a um ponto localizado a norte da costa ocidental do concelho (39°N, 10°W) e correspondem a um registo contínuo, de 6 em 6 horas, de 1952 a 2008, contendo um total de 83280 registos de altura significativa (Hs), período de pico de potência (Tp) e direcção média de potência.



4.4.1 Altura significativa

Na distribuição da altura significativa (Figura 5), a classe 0 a 2 m apresenta maior frequência de ocorrência (64%), seguida da classe 2 - 4 m (30%); os valores superiores a 4 m constituem 6% da distribuição. A altura média anual é de 1.97 m com um desvio padrão de 1.05 m.

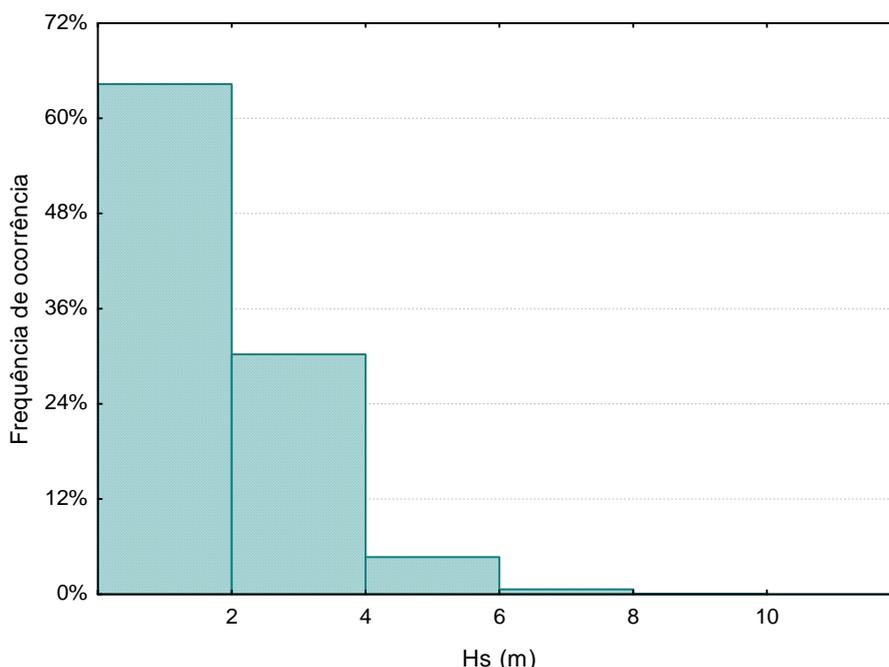


Figura 5 – Distribuição da altura significativa das ondas.

A variabilidade sazonal da altura significativa encontra-se representada num gráfico de extremos e quartis (Figura 6). Nos meses de Verão (Junho, Julho e Agosto), a média das alturas é bastante semelhante, cerca de 1.3 m, e os valores máximos não excedem 5 m. Nos meses de

Inverno, o valor médio é cerca de 2 m e, nos meses de Janeiro e Fevereiro, a altura excede os 10 m. Os valores mínimos mensais são bastante semelhantes entre si.

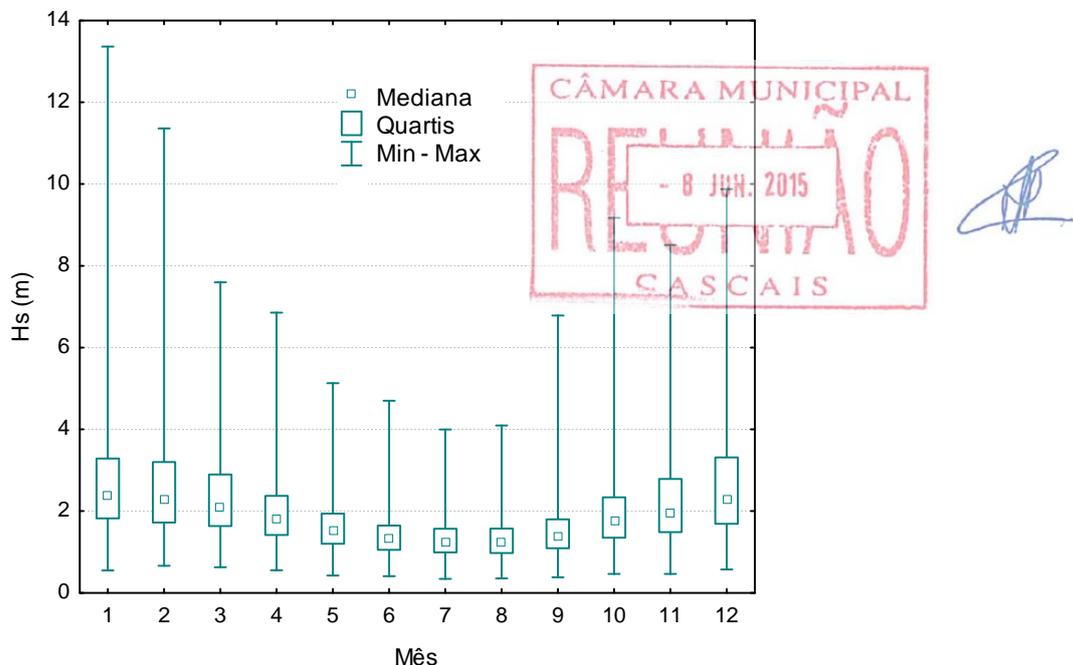


Figura 6 – Características da altura significativa das ondas entre Janeiro e Dezembro (diagrama de extremos e quartis).

4.4.2 Período

A distribuição do período (Figura 7) apresenta máximo na classe 10 - 12 s (28%) e os maiores valores de período (14 a 20 s) correspondem apenas a 8% da distribuição. A média do período de pico é de 10.4 s com um desvio padrão de 2.45 s.

A Figura 8 representa a distribuição conjunta Hs - Tp. A nuvem de pontos encontra-se bastante dispersa; no entanto, e de uma forma geral, estes dois parâmetros apresentam uma relação directa, ou seja, existe tendência para que a ondas mais altas se associem períodos mais elevados.

2010

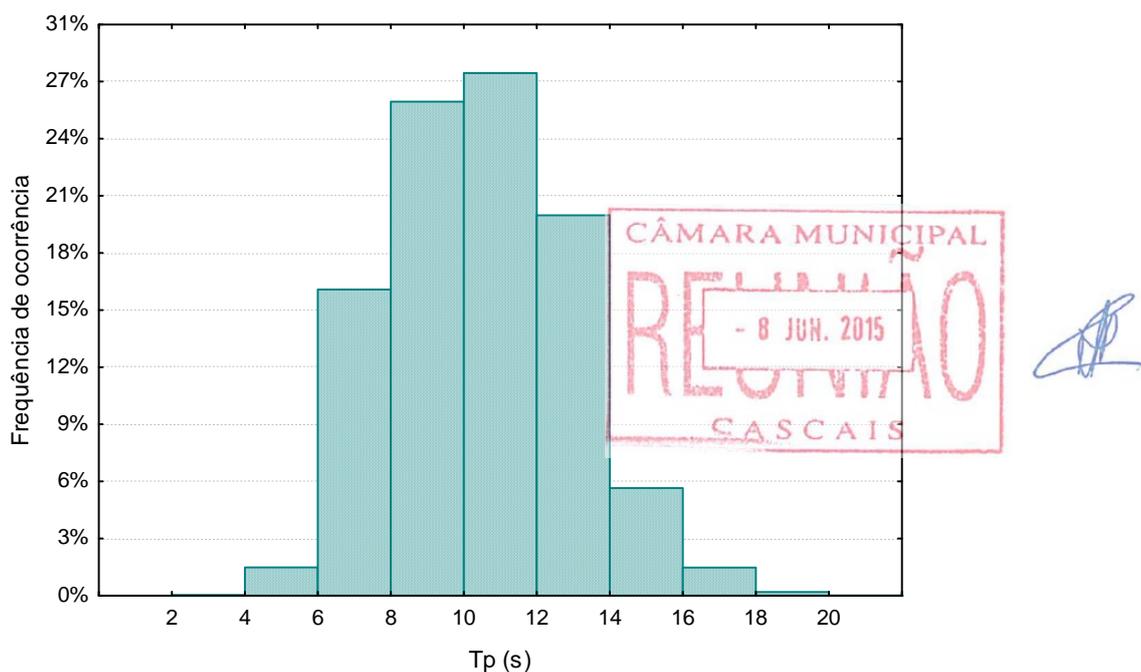


Figura 7 – Distribuição do período de pico.

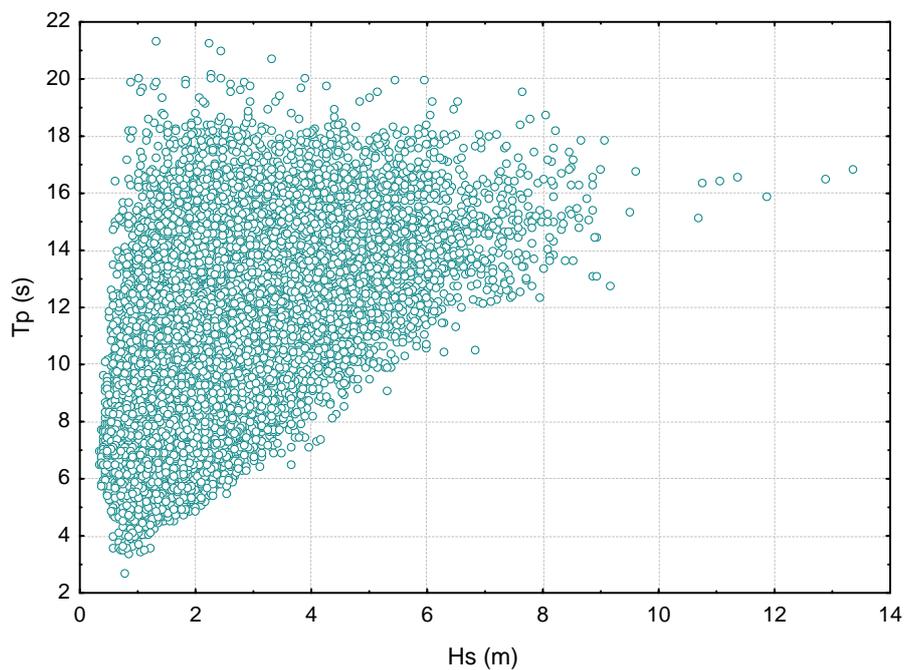


Figura 8 – Distribuição conjunta Hs - Tp.

4.4.3 Direcção

O rumo da agitação distribui-se essencialmente entre W e N (Figura 9), com predominância das direcções entre 292.5° e 337.5° (WNW e NNW), que constituem 73% da distribuição. Os

2010

rumos rodados a sul do oeste são raros. Em todas as classes de direcção predominam as ondas com altura inferior a 2 m; as ondas com altura superior a 4 m representam apenas 2% da distribuição e têm maior representatividade nos rumos mais rodados a W. A direcção média da agitação é de 307° com um desvio padrão de 33.1° .

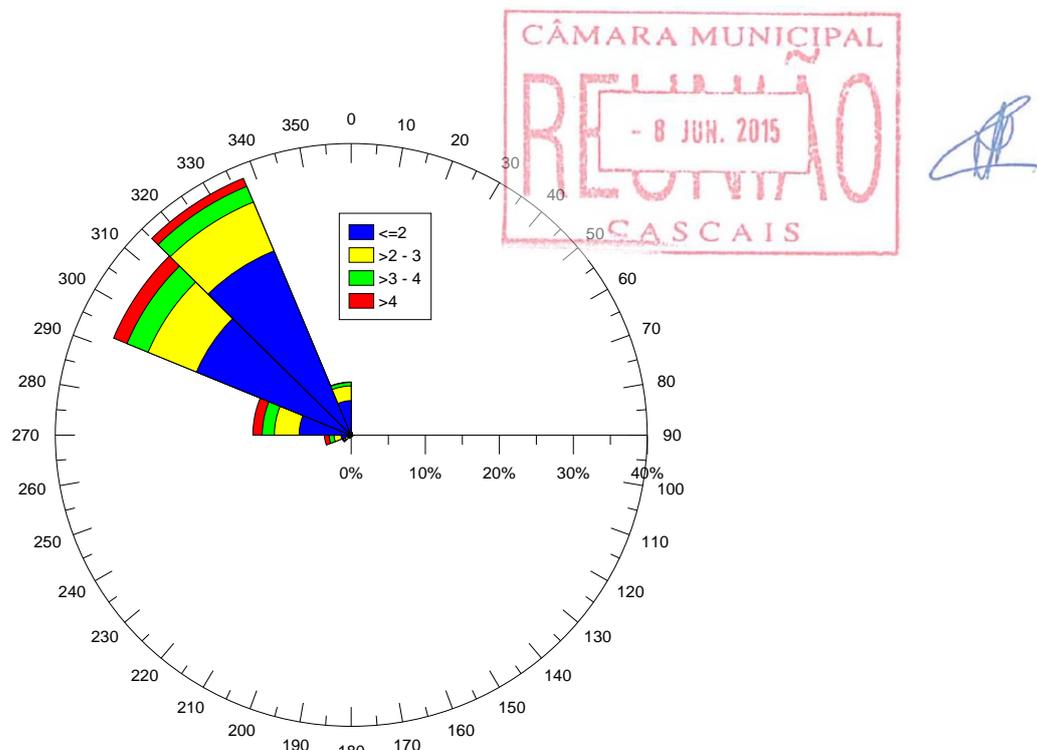


Figura 9 – Distribuição conjunta H_s (m) – rumo das ondas em águas profundas.

Uma vez que o clima de agitação costeiro apresenta assimetrias espaciais consideráveis e não existem dados de campo que permitam fazer a sua caracterização objectiva, foi utilizada uma metodologia de modelação numérica de propagação das ondas. Para esse efeito foi utilizado o modelo SWAN (*Simulating WAves Nearshore*), versão 40.72, desenvolvido pela *Delft University of Technology* (<http://vlm089.citg.tudelft.nl/swan/index.htm>). Este modelo correu em modo estacionário sobre um sistema de malhas encaixadas; a malha exterior apresentava uma resolução de 1000 m e a malha mais fina resolução de 100 m (Figura 10). A informação batimétrica utilizada resultou da combinação de informação digital e analógica proveniente de várias fontes: http://www.bodc.ac.uk/about/news_and_events/gebco_v2release.html (General Bathymetric Chart of the Oceans, Figura 10 - I); batimetria levantada e processada por Vanney & Mougenot (1981) e disponibilizada através do Sistema Nacional de Informação dos Recursos do Litoral (SNIRLIT - INAG, <http://snirh.pt/snirlit/>) (Figura 10 - II); Carta Hidrográfica INT 1875 26303 – Baía de Cascais e Barras do Rio Tejo (Porto de Lisboa), 7ª

edição, Julho de 2005, na escala 1:15000, do Instituto Hidrográfico de Portugal (Figura 10 - III). Esta representação foi completada com elementos topográficos sobre a faixa emersa, disponibilizados pela NASA em <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/srtmBibliography.html> (Figura 10 - IV).

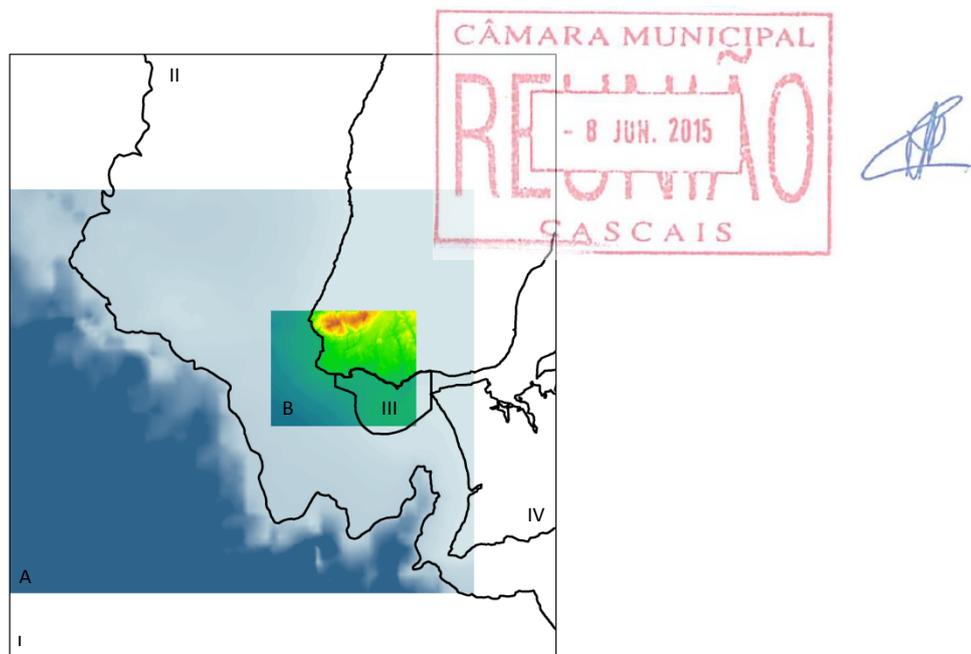


Figura 10 – Representação das malhas computacionais (A – malha exterior; B – malha interior) e diagrama de compilação (fontes I a IV referidas no texto).

Os resultados desta modelação permitiram caracterizar o clima de agitação costeiro e pôr em evidência algumas das suas características fundamentais, nomeadamente a elevada exposição à agitação do troço ocidental e o carácter mais abrigado do troço costeiro meridional, onde o clima de agitação é substancialmente mais suave (Figura 11, Figura 12 e Figura 13).

2010

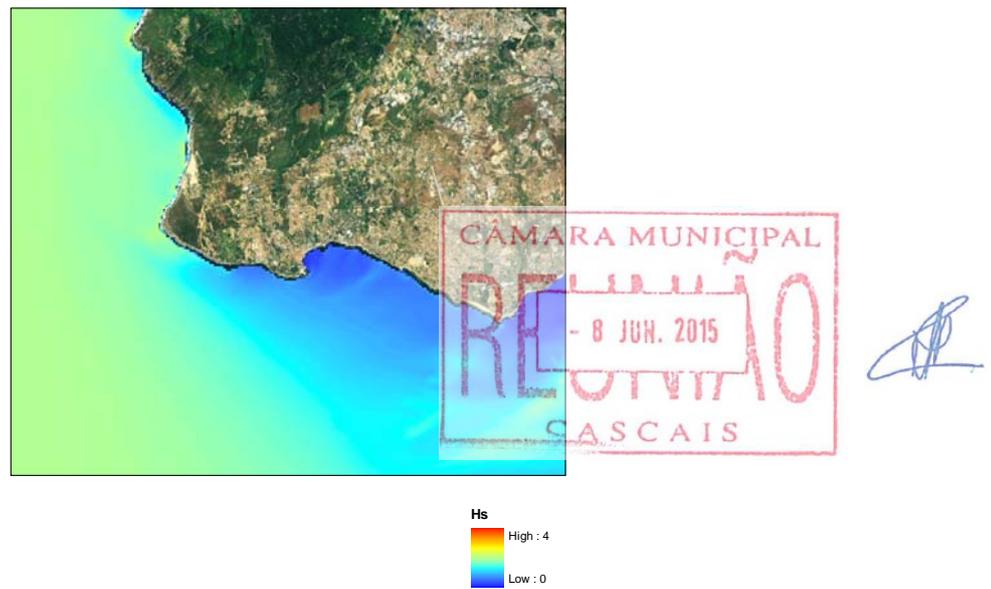


Figura 11 – Distribuição espacial da altura de onda em condição modal de agitação ($H_{so} = 2$ m, $T_p = 10$ s, Rumo = 305°).

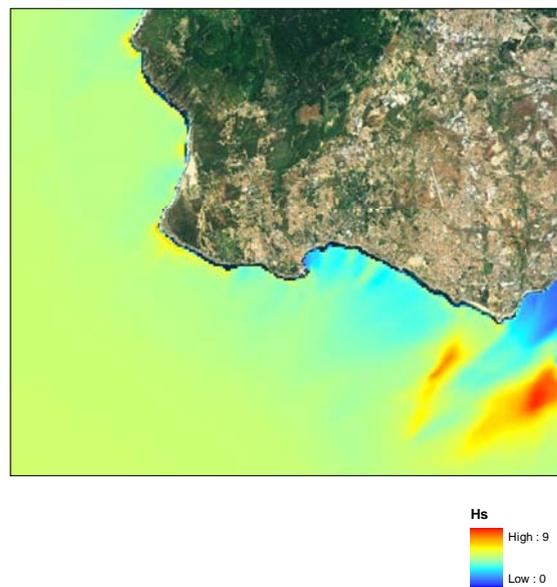


Figura 12 – Distribuição espacial da altura de onda para uma situação de mar de SW ($H_{so} = 3$ m, $T_p = 12$ s, Rumo = 240°).

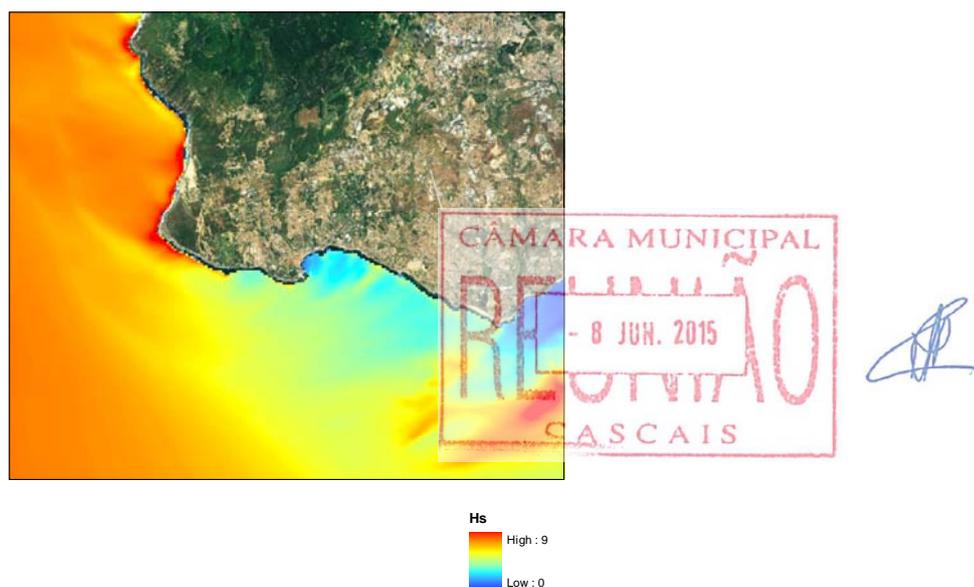


Figura 13 - Distribuição espacial da altura de onda para uma situação de mar de NW ($H_{so} = 4$ m, $T_p = 14$ s, Rumo = 300°).

Os resultados obtidos para um conjunto de 10 pontos localizados próximo do litoral (Tabela 4 e Figura 14) indicam que a potência associada à agitação incidente na costa ocidental é mais de dez vezes superior à da observada na baía de Cascais e cerca de 5 vezes superior à de Carcavelos.

Tabela 4 - Localização dos pontos de cálculo.

Designação	Coordenadas UTM		Profundidade Z (m NMM)
	X (m)	Y (m)	
Guincho	457489	4287471	20
Cabo Raso	456696	4284425	20
Guia	461222	4282277	20
Baía de Cascais	464369	4282651	10
Tamariz	465241	4283365	5
Azarujinha	465992	4282883	10
São Pedro do Estoril I	466500	4281171	20
São Pedro do Estoril II	467807	4282173	10
Carcavelos	470532	4280523	10

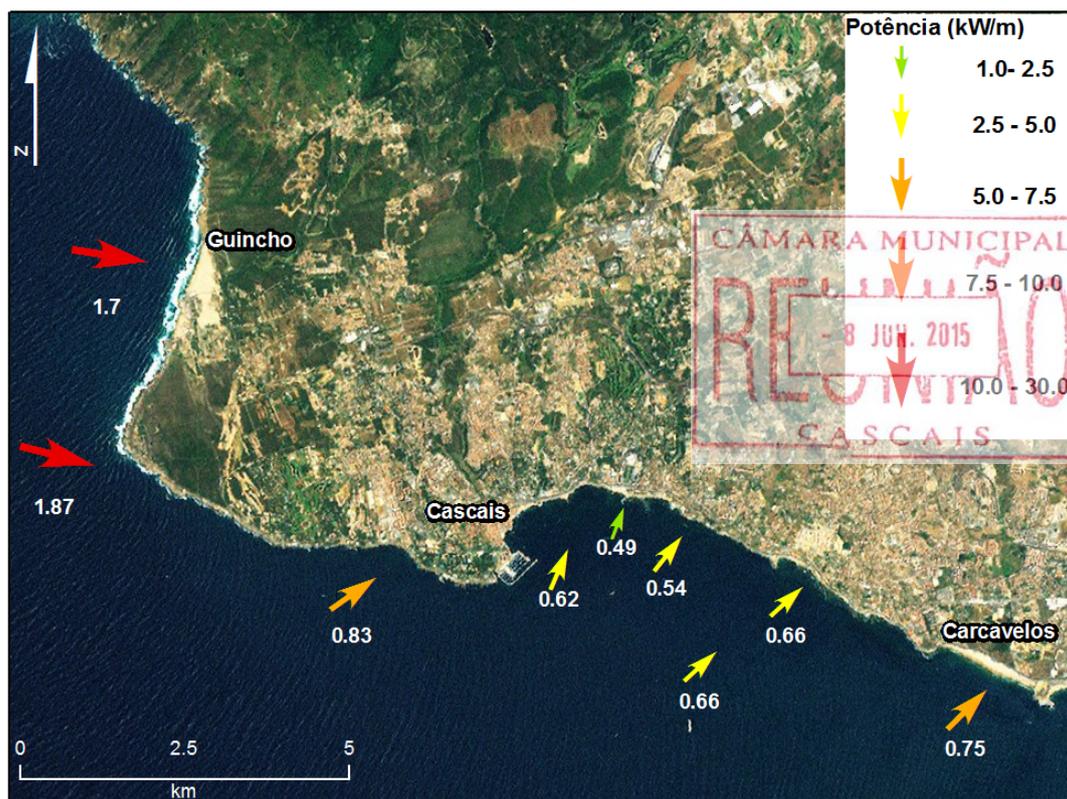


Figura 14 – Representação esquemática da potência, altura significativa (m) e rumo médio de potência das ondas ao longo do litoral do concelho de Cascais.

Os resultados sugerem ainda existência de um gradiente energético ao longo do troço costeiro meridional, com uma variação na altura superior a 50% desde a baía de Cascais até Carcavelos; o maior efeito de abrigo faz-se sentir na baía da Cascais, onde a altura média não ultrapassa 0.5 m, enquanto em Carcavelos atinge 0.75 m. Outro aspecto importante para compreender a dinâmica litoral prende-se com a reorientação direccional das ondas que, ao propagarem-se do largo para o litoral, tendem a adquirir uma direcção próxima da normal à linha de costa, o que reduz fortemente a respectiva dispersão direccional (Figura 15 e Figura 16). O ângulo que o rumo médio de potência faz com a linha de costa justifica uma deriva potencial em direcção a leste ao longo de toda a costa sul.

2010

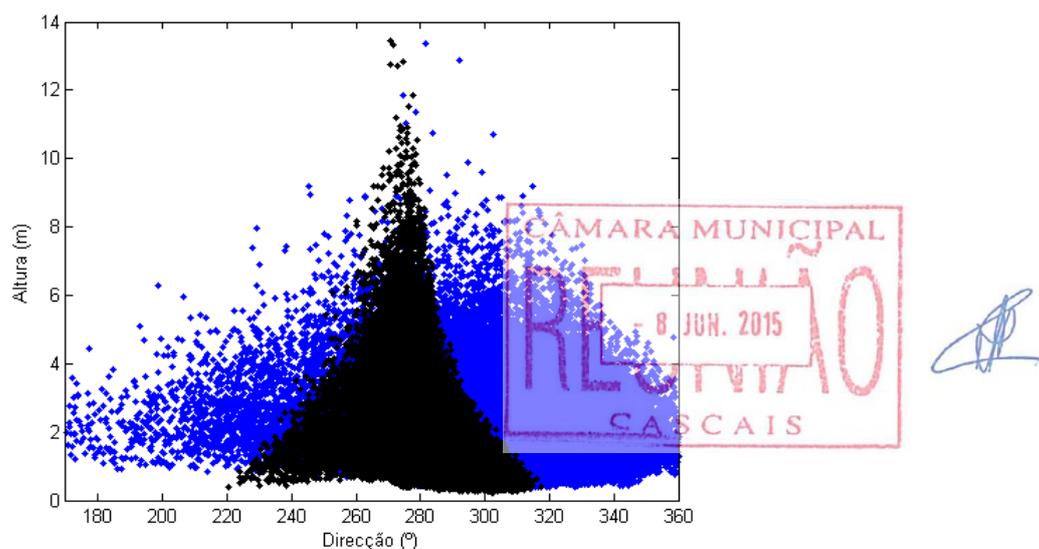


Figura 15 – Relação entre agitação ao largo (azul) e junto à praia do Guincho (preto).

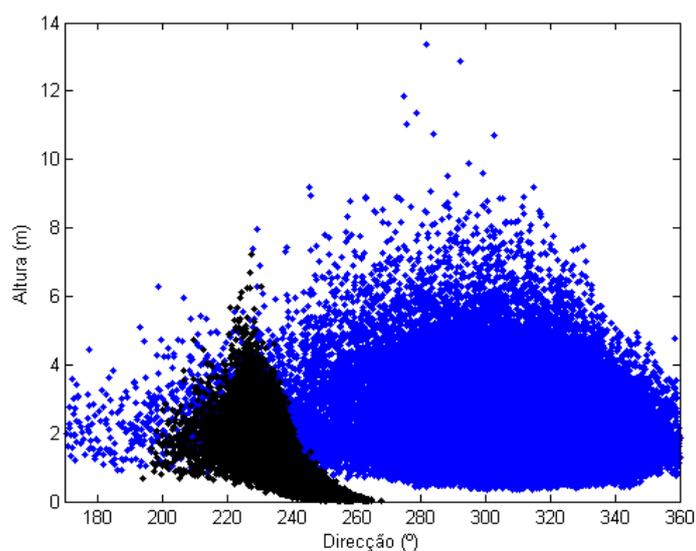


Figura 16 - Relação entre agitação ao largo (azul) e junto à praia das Avenças (preto).

4.5 Inundação/Galgamento

No estudo do regime de inundação associado a tempestades marítimas no concelho de Cascais utilizou-se uma aproximação semi-empírica, admitindo que a cota de inundação corresponde à soma das seguintes componentes: elevação da maré astronómica, sobrelevação e espraio da onda. Esta aproximação apenas implica a possibilidade de determinada superfície ser molhada pelo espraio num evento extremo, excluindo a sua submersão permanente ou semi-permanente.

Considerou-se um nível de 4.03 m (ZH) para o preia-mar astronómico máximo e 0.43 m para a sobrelevação meteorológica. A componente associada ao espraio das ondas foi calculada através da expressão proposta em Masselink & Hughes (2003):

$$R = 0.36 g^{\frac{1}{2}} \tan(\beta) Hs'_0{}^{\frac{1}{2}} T$$



onde:

R – espraio (m),

g – aceleração da gravidade (9.81 ms⁻²),

tan(β) – declive da face de praia,

Hs'₀ – altura da onda ao largo (m),

T – período da onda (s).

Assumiu-se que a altura de onda em águas profundas (Hs'₀) característica de um evento extremo corresponde ao centil 0.01% da função de distribuição calculada junto à costa, determinada para cada um dos pontos de chegada anteriormente referidos, corrigida dos efeitos de empolamento, tendo-se obtido valores de Hs'₀ de 4 a 7 m e 10 m para as fachadas sul e oeste do concelho, respectivamente. Finalmente, considerou-se um valor de declive característico de praias reflectivas (tan(β) = 0.1). Os valores de espraio assim calculados variam entre aproximadamente 2.5 e 5.5 m.

Os resultados obtidos apontam para cotas (NMM) de 8 m na praia do Guincho e de 5 a 7 m em praias do troço meridional, com mínimo na Baía de Cascais e máximo em Carcavelos (Figura 17). Estas estimativas devem, no entanto, ser encaradas com prudência, uma vez que dependem fortemente da morfologia específica de cada praia.



Figura 17 – Representação esquemática da cota de inundação (referida ao NMM) em praias do concelho de Cascais.

5. PROCESSOS DE FORNECIMENTO SEDIMENTAR

O abastecimento sedimentar de um troço costeiro a partir da margem terrestre adjacente é um dos factores que governam a sua estabilidade, podendo ser assegurado a partir da erosão hídrica continental ou da erosão costeira, processos cuja intensidade importa assim caracterizar e quantificar.

5.1 Erosão Hídrica

A erosão hídrica da superfície topográfica é o principal mecanismo de degradação do relevo e veículo de mobilização dos produtos de meteorização das rochas para a rede hidrográfica. Esta constitui-se em dispositivo exportador de água e sedimentos para a faixa costeira, onde as ondas efectuam uma triagem granulométrica, retendo no litoral (nomeadamente, nas praias) o espectro textural compatível com as condições hidrodinâmicas locais e rejeitando para o domínio oceânico a carga sólida de menores dimensões.

A produção sedimentar resultante da erosão hídrica com interesse para a alimentação da faixa costeira do concelho de Cascais foi quantificada com recurso ao método empírico desenvolvido por Langbein e Schumm (1958) (Figura 18) que relaciona a produção sedimentar específica de uma bacia hidrográfica com a precipitação efectiva numa bacia-padrão com 100 km² de superfície e caracterizada por temperatura média anual de 10°C. No caso presente, a precipitação efectiva (650 mm) foi calculada subtraindo a evapotranspiração real (estimada em 493 mm pelo método de Turc, 1961) à precipitação média anual (628 mm) e o resultado normalizado para 10°C. A erosão específica estimada a partir da solução gráfica de Langbein e Schumm foi depois corrigida do efeito da área pelo método de Brune (1948), obtendo-se valores que, em primeira aproximação, podem ser identificados com a produção sedimentar bruta por unidade de superfície da bacia de drenagem (

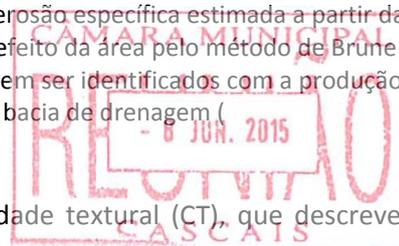


Tabela 5). A introdução de um coeficiente de compatibilidade textural (CT), que descreve a área relativa de afloramento de cada grande tipo litoestratigráfico em cada bacia de drenagem e a fracção do espectro dimensional das rochas e solos de cobertura útil para efeitos de alimentação das praias (no caso presente a percentagem de areia), permitiu obter uma aproximação ao débito sólido anual em areias que o sistema de erosão hídrica fornece à faixa costeira.

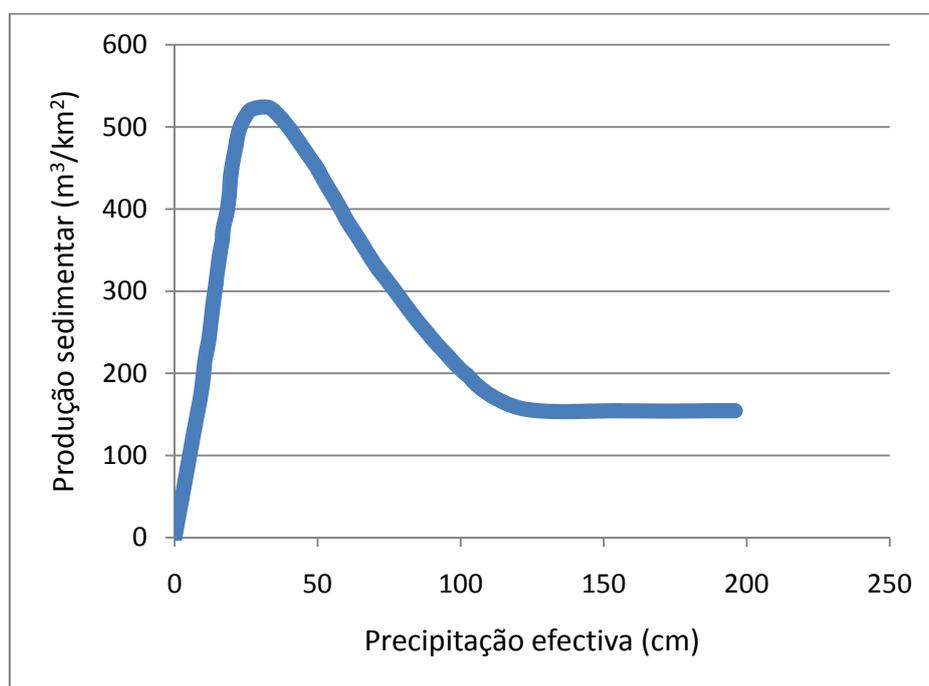


Figura 18 – Produção sedimentar versus precipitação efectiva segundo Langbein e Schumm (1958).

A calibração e validação desta metodologia no caso de estudo presente dependem inteiramente dos elementos referidos por Cardoso (1984) sobre o assoreamento da albufeira da barragem do Rio da Mula: 426 m³ km⁻² ano⁻¹, que compara com o valor de 624 m³ km⁻² ano⁻¹

obtido pelo método de Langbein e Schumm. A magnitude da diferença entre valor calculado e observado (sobreestimado em cerca de 50%) é comum neste tipo de aproximações e também imputável a incerteza na estima do peso específico seco dos sedimentos e à dimensão da bacia hidrográfica interessada.

Os resultados obtidos com esta solução (Figura 19 e

Tabela 5) mostram que a alimentação sedimentar do litoral do concelho de Cascais a partir do sistema de erosão hídrica, em regime natural, seria da ordem de $1.3 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$, um valor modesto face ao potencial de transporte das ondas, e apenas integralmente satisfeito na fronteira sotamar do troço costeiro meridional. Este valor distribui-se de forma desigual pelos dois troços costeiros do concelho, recebendo o troço ocidental cerca de 20% daquele total; na fachada sul, a bacia da Ribeira das Vinhas é a principal produtora, contribuindo com o dobro do caudal sólido debitado por qualquer das outras ribeiras.

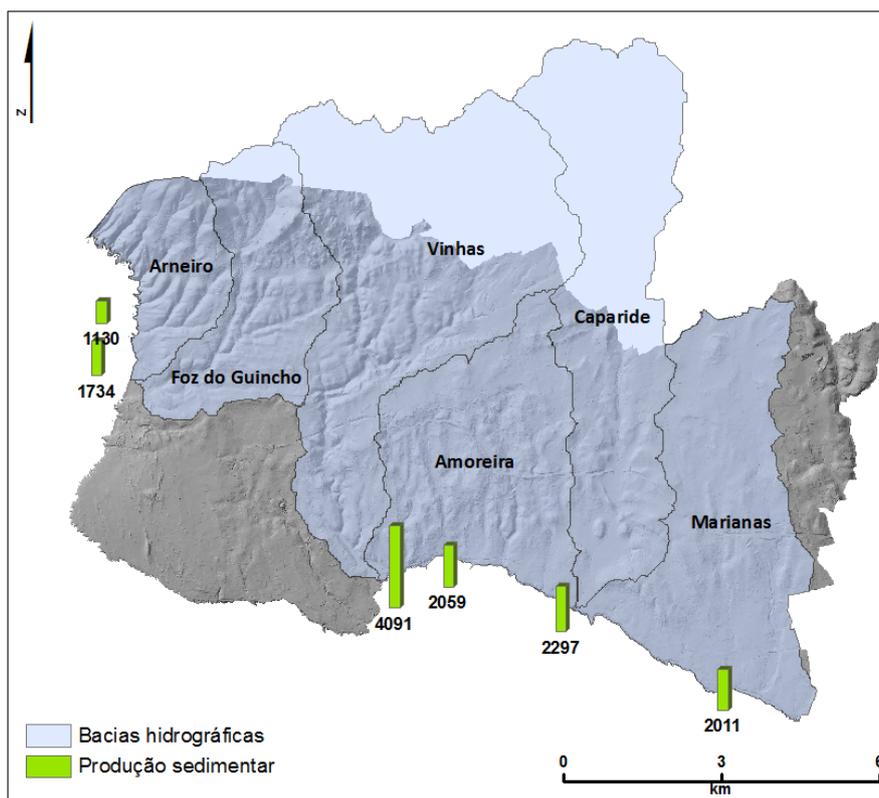
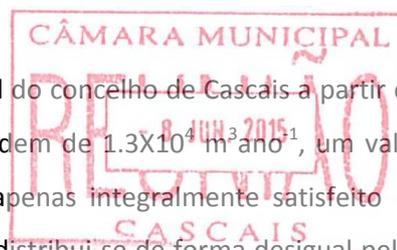
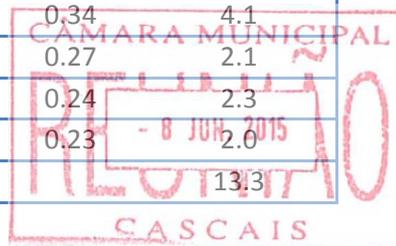


Figura 19 – Representação das bacias hidrográficas que drenam para o litoral do concelho de Cascais e descarga sólida relativa à fracção arenosa (m^3/ano).

Tabela 5 - Produção sedimentar por bacia hidrográfica.

Bacia	Área (km ²)	Produção específica bruta (m ³ /km ² /ano)	CT*	Produção (10 ³ m ³ /ano)
Arneiro	6.2	554	0.33	1.1
Foz do Guincho	10.6	511	0.32	1.7
Vinhas	27.1	444	0.34	4.1
Amoreira	15.9	481	0.27	2.1
Caparide	20.7	462	0.24	2.3
Marianas	18.6	496	0.23	2.0
Total				13.3

* Coeficiente de compatibilidade textural.



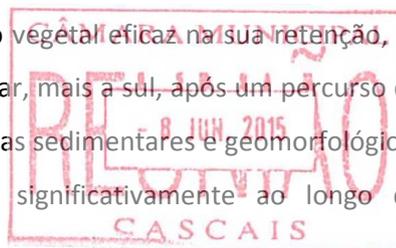
5.2 Erosão Costeira

Em termos de contribuição para a alimentação sedimentar para as praias, a erosão de arribas litorais tem um papel claramente secundário: a produção sedimentar útil (sistematicamente inferior a $0,15 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$, Tabela 2) é uma ordem de grandeza inferior à do sistema de erosão hídrica continental que já por si tem reduzida intensidade.

6. PROCESSOS DE DISTRIBUIÇÃO

De acordo com Hidrotécnica Portuguesa (1988), no troço meridional em estudo o movimento dos sedimentos ao longo da costa (deriva litoral) ocorre de ocidente para oriente (sempre e não apenas em saldo) em consequência da direcção de propagação das ondas junto à costa, sempre das bandas do SW (independentemente do rumo da agitação ao largo, e portanto da obliquidade de incidência em águas profundas). Apenas um pequeno troço da praia de Carcavelos, imediatamente contíguo ao forte de São Julião da Barra, poderá ser atingido, embora em circunstâncias pouco frequentes, por agitação que provoque localmente um transporte litoral no sentido E-W, associado a refração sobre o Cachopo do Norte. O mesmo relatório refere que o transporte aluvionar longitudinal potencial é relativamente moderado, e que o transporte longitudinal real é apreciavelmente inferior ao potencial, mas não são referidos valores ou ordem de magnitude. Segundo a mesma fonte, o Cabo Raso não é transposto, não existindo assim alimentação sedimentar proveniente de norte. No entanto, Santos (2006b) refere que os ventos predominantes de NNW são responsáveis pela extracção de $3 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ de areia das praias do Guincho e da Cresmina (um valor semelhante ao anteriormente avançado por Rebêlo, 2004), que alimenta o complexo dunar do Guincho e se

mobiliza para SSE sobre a *Plataforma de Cascais*. A compatibilização da estabilidade do enchimento sedimentar da Praia do Guincho com a manutenção desta perda sedimentar eólica a uma escala temporal secular, implica fornecimento sedimentar activo a esta praia que, de acordo com os resultados obtidos no presente estudo, deve ser assegurado por transposição do Cabo da Roca. Na ausência de um coberto vegetal eficaz na sua retenção, os processos eólicos assegurariam a devolução de areias ao mar, mais a sul, após um percurso de cerca de 4 km, junto a Oitavos. Existem no terreno evidências sedimentares e geomorfológicas deste corredor eólico, cuja actividade, porém, variou significativamente ao longo do Quaternário, em função da densidade do coberto vegetal.



7. OCUPAÇÃO

A densidade de ocupação no litoral do concelho de Cascais foi estimada a partir da contabilização da área construída até 200 m da linha de costa, de acordo com a cartografia de ocupação fornecida pela Câmara Municipal de Cascais, à qual se atribuiu uma classificação relativa de muito baixa ou nula a elevada (Figura 20). Verifica-se que a densidade de ocupação no litoral do concelho de Cascais é bastante diversificada, com grandes assimetrias entre a costa ocidental e a costa sul. Na costa oeste, a densidade de ocupação é bastante baixa, podendo mesmo ser nula em alguns locais. Pelo contrário, na costa sul a densidade de ocupação é elevada, principalmente no troço entre Cascais e Carcavelos, associada a malha urbana densa, que se estende até ao topo das arribas, podendo configurar situações de risco.

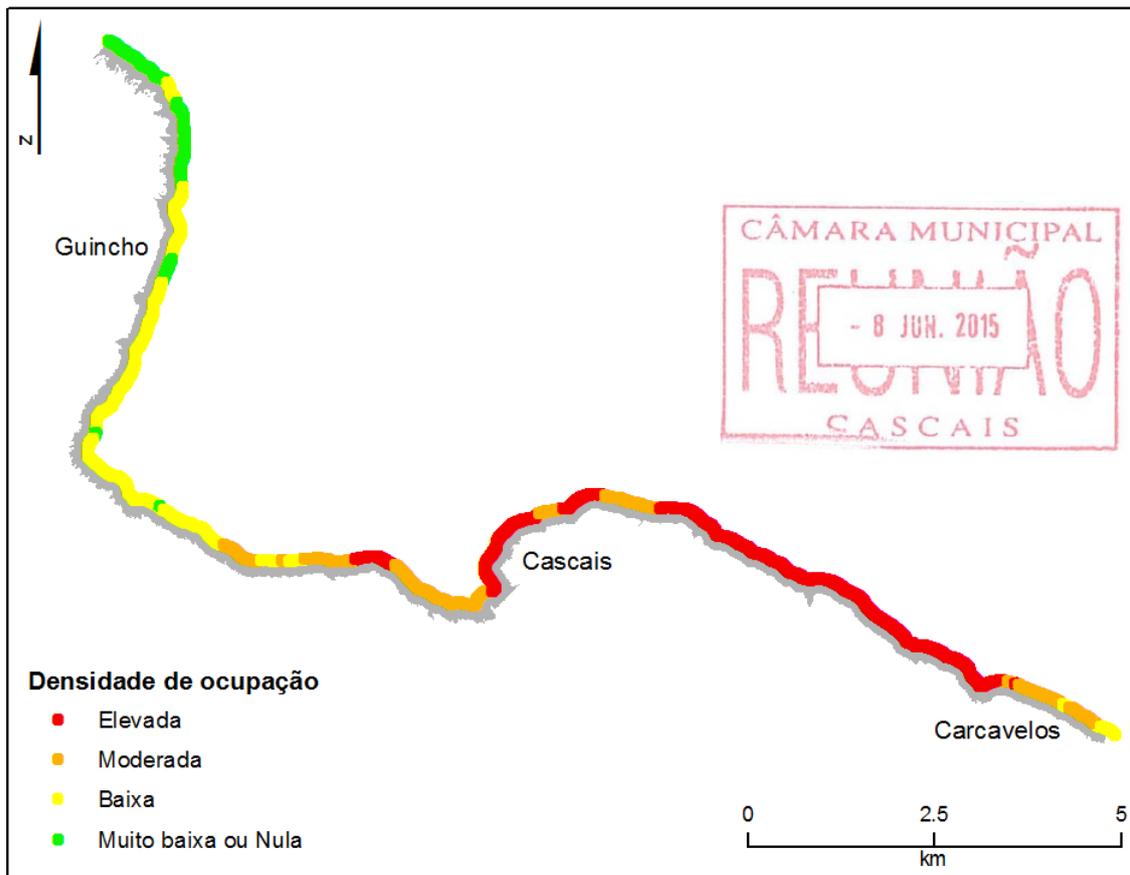
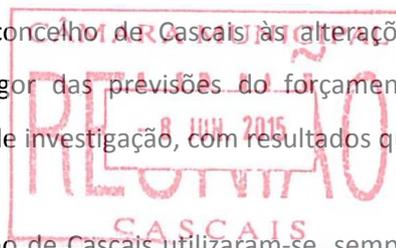


Figura 20 – Densidade de ocupação no litoral do concelho de Cascais.

8. IMPACTOS DAS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS NO LITORAL DE CASCAIS

A quantificação da resposta morfológica do litoral do concelho de Cascais às alterações climáticas depende em primeiro lugar da precisão e rigor das previsões do forçamento atmosférico e oceanográfico, matéria que é ainda objecto de investigação, com resultados que raramente reúnem consensos.

No que respeita aos impactos na faixa costeira do concelho de Cascais utilizaram-se, sempre que possível, as projecções de alteração do forçamento atmosférico nos cenários desenvolvidos no âmbito do presente trabalho, nomeadamente no que respeita à variação da precipitação e da temperatura. As modificações do nível do mar e do clima de agitação basearam-se em trabalhos anteriores (Andrade *et al.*, 2002; 2006) e foram completados por elementos compilados e analisados no âmbito do presente estudo. Dada a multiplicidade de cenários descritos na literatura, optou-se por privilegiar as condições que majoram a resposta do sistema costeiro ao forçamento, em cumprimento do Princípio da Precaução (Santos, 2006a).



8.1 VARIAÇÕES NO FORÇAMENTO

8.1.1 Nível médio do mar

Apesar de existir consenso na comunidade científica relativamente a uma aceleração futura na taxa de elevação do nível médio do mar, as opiniões dividem-se no que respeita aos ritmos dessa evolução e respectiva magnitude no século XXI; tal resulta da complexidade dos fenómenos envolvidos, da incerteza resultante da evolução da componente antropogénica do forçamento e da curta dimensão espaço-temporal das séries objectivas de dados climáticos disponíveis.

Alguns autores projectam no horizonte de 2100 cenários de elevação superiores a 1 m (e.g. Parry, 2000) enquanto outros avançaram estimativas mais optimistas, da ordem de 0.2 m (e.g. Mörrner, 2001). A incerteza associada às projecções de elevação do nível do mar avançadas pelo IPCC em 2001 e 2007 para o horizonte temporal de 2100 reduziu-se para quase metade naquele intervalo de tempo, essencialmente à custa de variação da estimativa máxima, que diminuiu de 0.86 m para 0.59 m no cenário mais desfavorável (Figura 21). Mais recentemente,

Rahmstorf (2007) apresentou uma relação semi-empírica entre elevação do nível do mar e temperatura, que resulta numa previsão de elevação total em 2100 de 0.5 a 1.4 m acima do nível de 1990. Este autor associa os valores de 0.6 m ao cenário B1 e 1.0 m ao cenário A1 no horizonte temporal de 2100, e de aproximadamente 0.25 m em 2050 em ambos os cenários (Figura 21). Na medida em que os dados de Cascais são compatíveis com a elevação média no oceano global, estas foram as projecções adoptadas neste estudo.

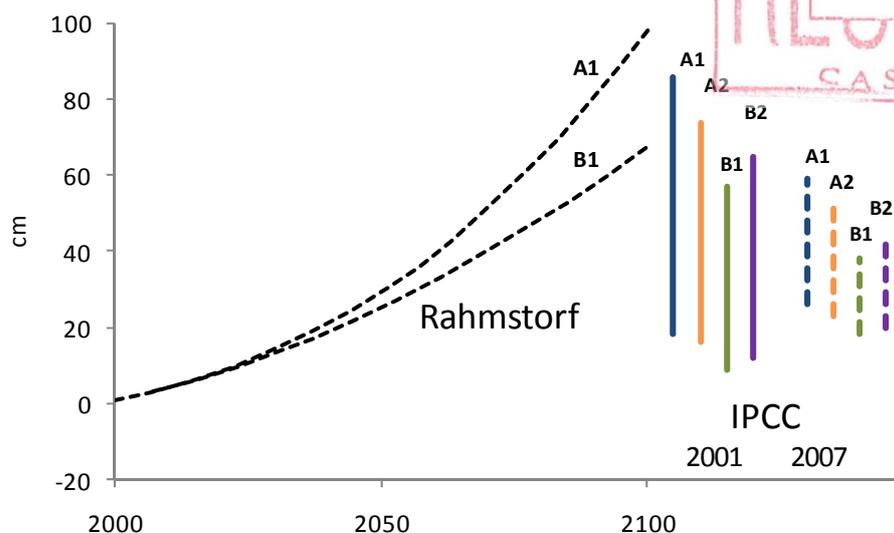


Figura 21 – Projecção do nível do mar nos cenários A1 e B1 de acordo com Rahmstorf (2007) e resumo de projecções do IPCC (2001, 2007) para o horizonte temporal de 2100.

8.1.2 Agitação marítima

As modificações no clima de agitação marítima ao largo da costa ocidental Portuguesa consideradas neste trabalho fundamentaram-se nos resultados compilados em Andrade *et al.* (2006; 2007), que projectaram o clima de ondas a partir de campos do vento simulados por um modelo climático global (HadCM3), de acordo com o cenário de alterações climáticas IPCC IS92a.

Os principais resultados daqueles estudos indicam a possibilidade de agravamento da intensidade dos temporais, embora a altura significativa modal das ondas possa experimentar ligeira diminuição. Apontam ainda para uma rotação em sentido horário do clima de agitação marítima (Figura 22), com magnitude da ordem de 5 a 10° no horizonte de 2100.

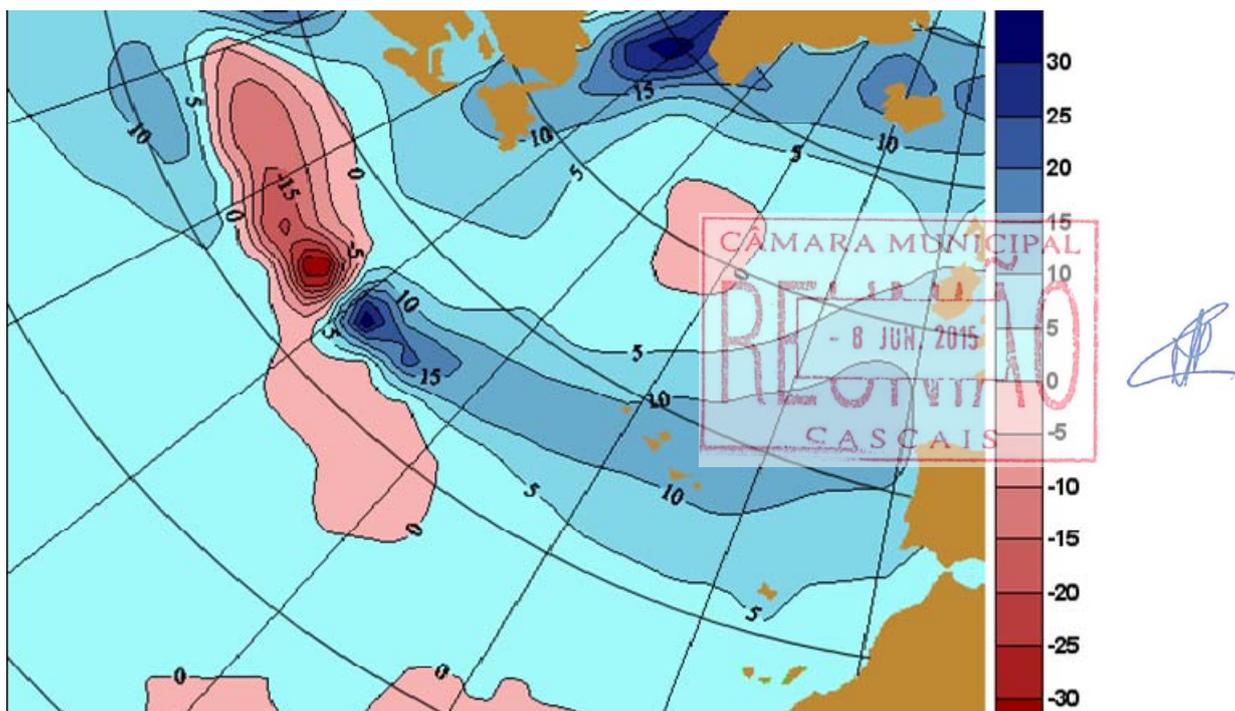


Figura 22 - Diferença (em °) entre o rumo médio das ondas nos cenários climáticos futuro (2070-2099) e de referência (1961-1990) (extraído de Andrade *et al.*, 2006).

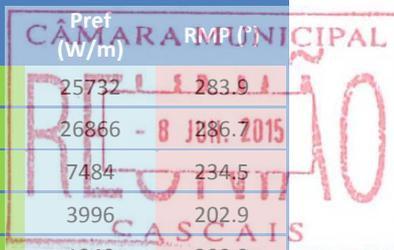
Durante a propagação, esta rotação é modelada pelos efeitos de abrigo e de refração, induzindo uma alteração não linear da direcção e da altura junto à costa (Tabela 6). No que diz respeito à rotação da direcção média, observa-se uma redução relevante na magnitude, mais significativa na costa sul do concelho, onde, mesmo para cenários extremos (10°), a rotação junto ao litoral é, em geral, inferior a 2° . Esta redução é ainda mais significativa quando se considera o rumo médio de potência, sendo a variação prevista para a maior parte das praias do litoral sul inferior a 1° . No que diz respeito à altura, o efeito de abrigo reduz, na costa sul, a altura média junto ao litoral, que sofre uma diminuição de aproximadamente 15%, quando se considera um cenário de rotação ao largo de 10° . A potência da agitação incidente experimenta uma redução ainda mais significativa, com valores que correspondem a cerca de 80% da potência na situação de referência.

Plano Estratégico de Cascais face às Alterações Climáticas

2010

Tabela 6 - Variação das características da agitação junto à costa, induzidos por uma rotação na agitação ao largo de 4° e 10°. Href – média anual da altura significativa na situação de referência. Dir(°) – rumo médio vectorial. RMP(°) – rumo médio de potência. Pref – potência média anual na situação de referência.

Nome	Prof (m)	SITUAÇÃO DE REFERÊNCIA			
		Href (m)	Dir (°)	Pref (W/m)	RMP (°)
Guincho	20	1.68	293.2	25732	283.9
Cabo Raso	20	1.76	296.0	26866	286.7
Guia	20	0.83	246.0	7484	234.5
Baía de Cascais	10	0.62	209.6	3996	202.9
Tamariz	5	0.49	204.4	1940	200.3
Azarujinha	10	0.54	224.8	3186	218.0
S. Pedro do Estoril I	20	0.79	254.2	6713	245.4
S. Pedro do Estoril II	10	0.66	234.3	4235	227.1
Carcavelos	10	0.75	239.5	5879	224.5



Nome	Prof (m)	ROTAÇÃO DE 4°							
		H (m)	H/Href	Dir (°)	Rotação (°)	P (W/m)	P/Pref	RMP (°)	Rotação (°)
Guincho	20	1.65	98%	295.3	2.1	24880	97%	285.5	1.6
Cabo Raso	20	1.74	99%	298.3	2.3	26524	99%	288.6	1.9
Guia	20	0.79	95%	246.8	0.8	6889	92%	235.2	0.7
Baía de Cascais	10	0.59	95%	209.9	0.3	3653	91%	203.3	0.3
Tamariz	5	0.46	94%	204.6	0.2	1752	90%	200.5	0.2
Azarujinha	10	0.51	94%	225.1	0.3	2881	90%	218.3	0.3
S. Pedro do Estoril I	20	0.74	94%	254.9	0.7	6193	92%	245.9	0.5
S. Pedro do Estoril II	10	0.62	94%	234.7	0.4	3873	91%	227.5	0.3
Carcavelos	10	0.70	93%	240.7	1.2	5257	89%	225.0	0.5

Nome	Prof (m)	ROTAÇÃO DE 10°							
		H (m)	H/Href	Dir (°)	Rotação (°)	P (W/m)	P/Pref	RMP (°)	Rotação (°)
Guincho	20	1.58	94%	298.4	5.1	23426	91%	287.7	3.8
Cabo Raso	20	1.69	96%	301.7	5.7	25814	96%	291.2	4.6
Guia	20	0.73	88%	248.0	1.9	6053	81%	236.1	1.7
Baía de Cascais	10	0.54	87%	210.3	0.7	3180	80%	203.7	0.8
Tamariz	5	0.42	86%	204.9	0.5	1500	77%	200.8	0.5
Azarujinha	10	0.46	85%	225.6	0.8	2465	77%	218.6	0.6
S. Pedro do Estoril I	20	0.68	86%	256.0	1.8	5453	81%	246.5	1.2
S. Pedro do Estoril II	10	0.56	85%	235.3	1.0	3370	80%	227.9	0.8
Carcavelos	10	0.63	84%	242.5	3.0	4422	75%	225.8	1.4

8.2 VARIAÇÕES NOS PROCESSOS DE FORNECIMENTO SEDIMENTAR

8.2.1 Erosão Hídrica

A modificação da precipitação e da temperatura média anual nos cenários climáticos projectados traduz-se, nas soluções de Langbein e Schumm (1958), por invariância ou incremento da produção sedimentar (Figura 23, Figura 24 e Tabela 7).

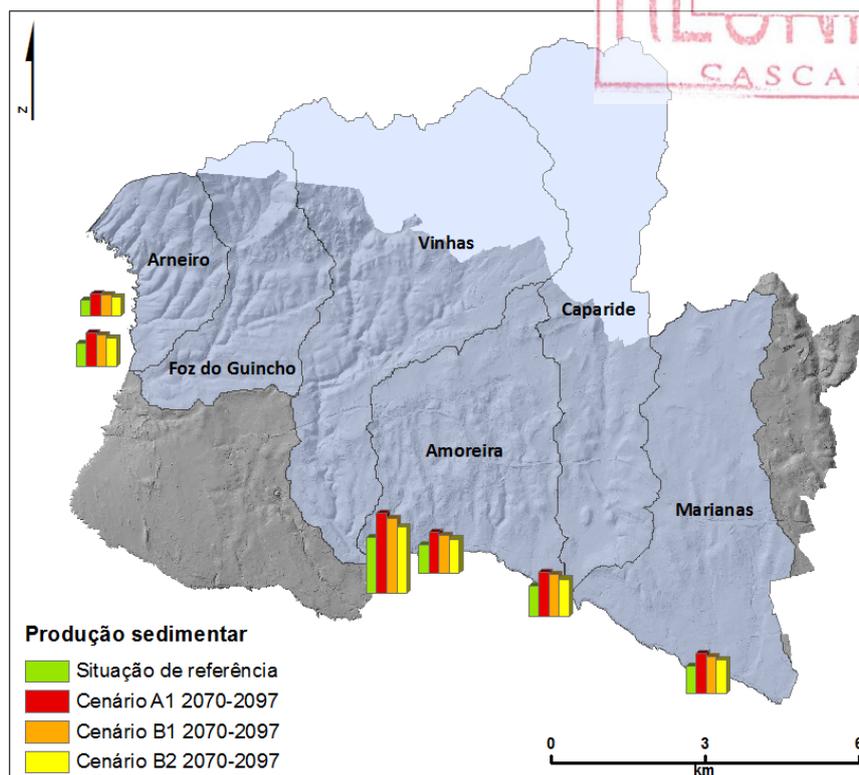


Figura 23 – Produção sedimentar das bacias hidrográficas afluentes ao litoral do concelho de Cascais na situação de referência (1941-1970) e em cenários futuros.

Tabela 7 - Produção sedimentar (m^3 /ano) das bacias hidrográficas afluentes ao litoral do concelho de Cascais na situação de referência (1941-1970) e em cenários climáticos futuros em diferentes horizontes temporais.

Nome	Situação de referência	2020-2047				2070-2097			
		A1	A2	B1	B2	A1	A2	B1	B2
Arneiro	1130	1424	1424	1331	1239	1626	1626	1517	1362
Foz do Guincho	1734	2185	2185	2042	1900	2494	2494	2327	2090
Vinhas	4091	5155	5155	4819	4483	5884	5884	5492	4931
Amoreira	2059	2595	2595	2426	2257	2962	2962	2764	2482
Caparide	2297	2894	2894	2706	2517	3303	3303	3083	2768
Marianas	2011	2535	2535	2370	2204	2893	2893	2700	2425
Total	13322	16788	16788	15694	14600	19162	19162	17883	16058

2010

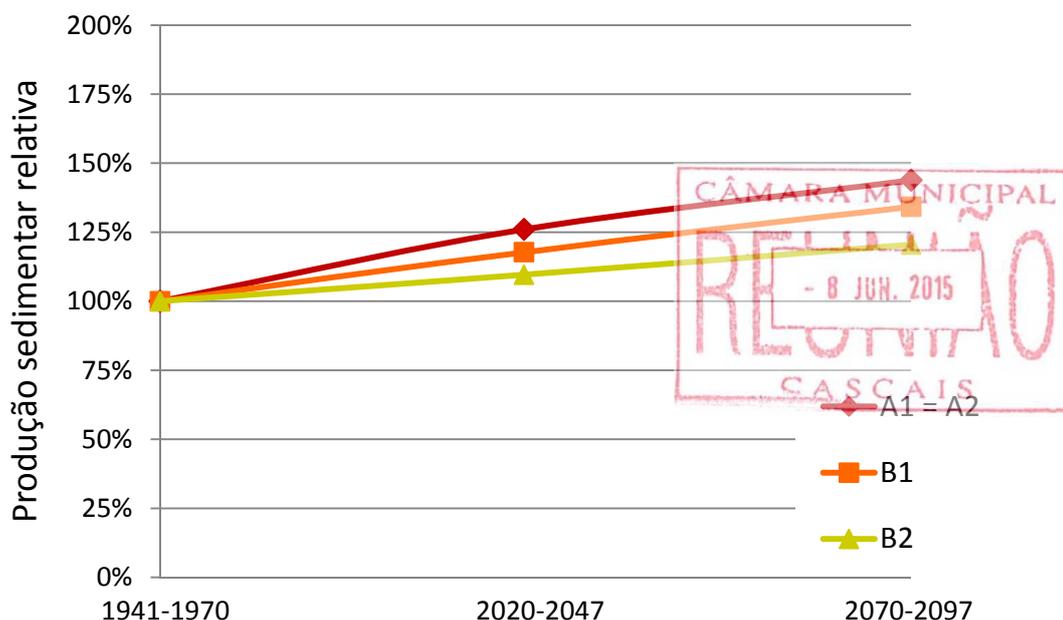


Figura 24 – Produção sedimentar afluyente ao litoral do concelho de Cascais, relativamente à situação de referência (1941-1970), nos horizontes de 2020-2047 e 2070-97 nos cenários futuros.

As maiores alterações no fornecimento sedimentar encontram-se associadas aos cenários A1 e A2, que fornecem estimativas idênticas e aumentam, para o horizonte temporal de 2070-2097, em 50% os valores actuais, enquanto no cenário B2, o incremento do caudal sólido não excede 25% da situação de referência. Estas variações, mesmo no cenário A1, correspondem a magnitude reduzida pelo que não é expectável que alterem, significativamente, o balanço sedimentar costeiro.

8.3 CONSEQUÊNCIAS NO LITORAL

8.3.1 Praias

As respostas dos sistemas litorais de acumulação às variações do forçamento traduzem-se não só pela tendência de longo prazo (associada às alterações climáticas) mas também por oscilações de carácter sazonal a interanual (Figura 25). De acordo com os dados disponíveis, as praias do concelho de Cascais exibem uma variabilidade na retenção sedimentar, a escalas temporais curtas, de elevada magnitude; tipicamente, durante o Verão a área útil da praia é máxima enquanto no Inverno existe um emagrecimento sensível do areal sendo que em situações de temporal, as praias podem mesmo ser completamente varridas pelas ondas. Uma

vez que neste trabalho se pretende avaliar a variação da capacidade balnear, considerou-se como situação de referência o perfil típico de Verão, onde a robustez das praias e, conseqüentemente, a área útil do areal, são máximas.

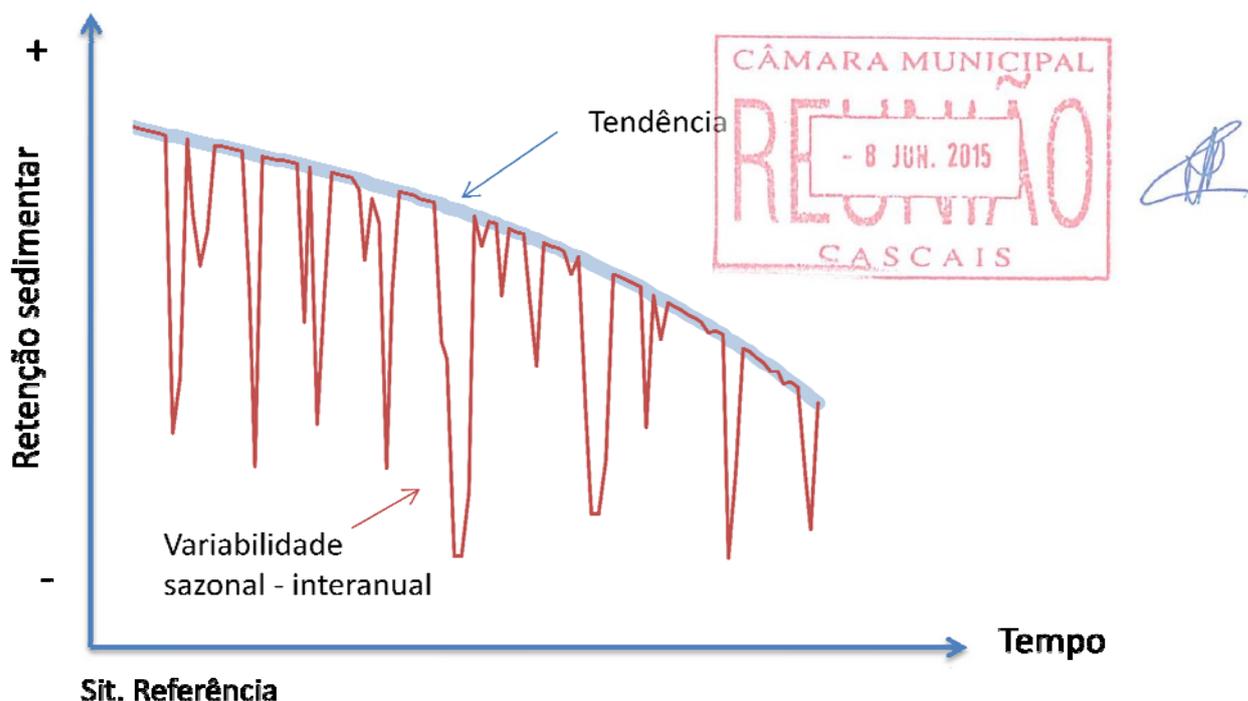


Figura 25 – Esquema ilustrativo da variabilidade da retenção sedimentar de praias considerada a escala temporal curta (sazonal e interanual) e tendência de longo prazo (associada às alterações climáticas), decorrente da elevação do nível médio do mar e rotação da agitação.

8.3.1.1 Inundação/Galgamento

A projecção da evolução futura das cotas de inundação depende essencialmente da evolução do nível médio do mar, já que se consideraram invariante o clima de alturas de onda e o efeito da sobrelevação, não permitindo o estado actual dos conhecimentos fundamentar simulações de alteração na organização morfológica das praias. Neste contexto, a variação no regime de galgamento pode ser representado por uma simples translação da função de distribuição dos valores de máxima inundação, conduzindo a aumento da cota associada a eventos extremos (da ordem de 1 m, no cenário mais desfavorável) e a maior probabilidade de excedência das cotas determinadas para a situação de referência. Considerando o contexto geomorfológico das praias do concelho de Cascais, a magnitude desta variação não altera significativamente os impactos de inundação produzidos por tempestades extremas na situação de referência. Esta conclusão, não pode ser extrapolada directamente para os

restantes contextos geomorfológicos (e.g. arribas, defesas costeiras, infraestruturas e equipamentos localizados na orla marítima) uma vez que não foram objecto de avaliação neste estudo.

8.3.1.2 Rotação

A rotação do clima de agitação condiciona a evolução futura das praias uma vez que a sua configuração plana é particularmente sensível àquele parâmetro. No entanto, mesmo considerando uma reorientação direccional ao largo extrema (10°), verificou-se que no litoral meridional do concelho, em especial no seu trecho ocidental, o efeito de abrigo atenua significativamente aquela rotação (Tabela 6). Deste modo, só se determinou a modificação da configuração plana nas praias potencialmente mais sensíveis a este parâmetro: Guincho e Carcavelos; a primeira, por se encontrar exposta a ocidente e, por isso, estar sujeita a uma variação do rumo médio de potência que, no caso menos favorável, pode ser significativa ($\approx 4^\circ$) e a segunda por apresentar uma extensão considerável e, por consequência, ser muito sensível à rotação. Em ambos os casos, admitiu-se que a resposta da praia se traduz por rotação em torno do suporte sotamar, de uma magnitude equivalente à calculada para o regime de agitação nos fundos próximos. Os resultados obtidos (Tabela 8 e Figura 27) indicam que a resposta morfológica destas praias se processa no sentido da redução da área útil do areal (superfície para terra da crista da berma), principalmente nas secções barlamar, mas com magnitude geralmente reduzida (inferior a 10% no cenário menos gravoso e inferior a 20% no cenário mais desfavorável). No Guincho, a redução de área útil por efeito da reorientação direccional é minorada pela possibilidade deste sistema migrar em direcção a terra, o que não acontece em Carcavelos.

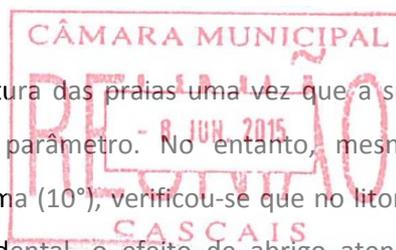


Tabela 8 – Redução da superfície útil do areal de praias do concelho de Cascais em função de rotação do clima de agitação.

Praia	Redução (%)	
<i>Rotação</i>	4°	10°
Guincho	5%	11%
Carcavelos	6%	18%

2010



Figura 26 – Representação da variação da área útil do areal na Praia do Guincho em resposta a uma rotação horária de 10° da agitação ao largo (amarelo – situação de referência; tracejado – situação projectada).

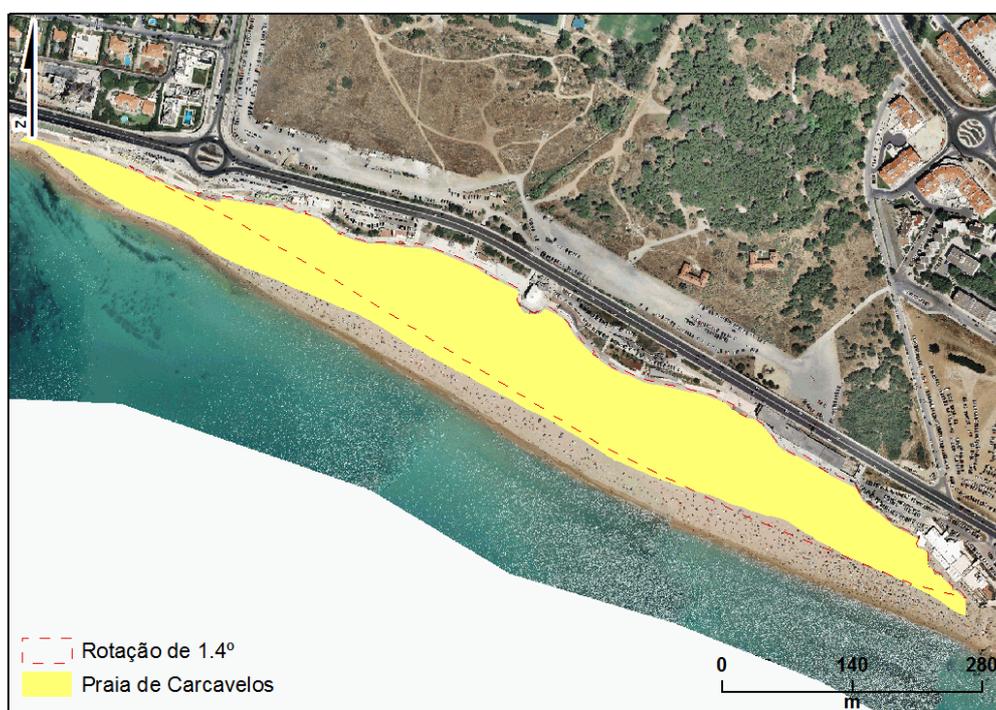


Figura 27 – Representação da variação da área útil do areal na Praia de Carcavelos em resposta a uma rotação horária de 10° da agitação ao largo (amarelo – situação de referência; tracejado – situação projectada).

8.3.1.3 Erosão

A resposta morfológica de um litoral arenoso à elevação secular do nível médio do mar é um processo complexo que depende de um elevado número de factores com destaque para o enquadramento geomorfológico e os processos de distribuição e fornecimento sedimentar. As aproximações quantitativas a esta questão têm sido dominadas pela regra de Bruun (Bruun, 1962; 1978; cf. Dickson et al., 2006 para uma discussão e revisão crítica dos limites de aplicabilidade do método), onde se admite que a distribuição de profundidades ao longo do perfil de equilíbrio, desde a profundidade de fecho até à berma, permanece invariante após a subida do NMM. Neste modelo, o recuo é aproximadamente duas ordens de magnitude superior à subida do nível do mar, ou seja, a uma subida de 1 m corresponderá um recuo de ordem hectométrica. Admitindo como realistas as previsões fornecidas por este modelo, e considerando os cenários de subida do NMM mais prováveis, verifica-se que a generalidade das praias do concelho de Cascais teria fortes probabilidades de desaparecer. No entanto, este modelo não é adequado para descrever a resposta de praias encaixadas à subida do nível do mar, uma vez que o segmento activo da praia (arenoso) se reduz à parte superior do perfil; toda a sua região inferior se desenvolve em substrato rígido, rochoso, pelo que um dos pressupostos da regra de Bruun é violado. Neste contexto, surgem como alternativas o modelo de inundação (equação 2, e.g Brunel e Sabatier, 2009) ou o modelo de reajuste morfológico proposto por Andrade *et al.* (2009) (equação 3). O primeiro modelo assume que, durante o processo de subida do nível do mar, o perfil permanece invariante e que a redução da superfície da praia está associada apenas à sua inundação:

$$R = \frac{\Delta NMM}{\tan \beta} \quad \text{Equação [2]}$$

em que:

R – redução em largura da praia útil (m),

β – inclinação da face de praia (°),

ΔNMM – variação do nível do mar (m).

O segundo modelo baseia-se na conservação do volume sedimentar e na manutenção das características geométricas dos principais elementos morfológicos da praia (i.e. declive da face e cota relativa da berma face ao NMM):

$$R = L_B - \frac{B L_B + \frac{B^2}{2 \tan \beta} - \frac{(B + \Delta NMM)^2}{2 \tan \beta}}{B + \Delta NMM} \quad \text{Equação [3]}$$

em que:

R – redução em largura da berma (m),

L_B – largura da berma (m),

B – elevação da berma (m),

β – inclinação da face de praia (°),

ΔNMM – variação do nível do mar (m).



A escolha do modelo depende da morfologia da praia (em praias sem berma o modelo de inundação é mais adequado) e do sistema ser aberto ou fechado, isto é, ter ou não alimentação sedimentar externa. O modelo de reajuste morfológico deve ser aplicado em situações onde não existe fornecimento sedimentar, uma vez que pressupõe conservação da massa.

No que diz respeito à Praia do Guincho, as evidências apontam para a existência de fornecimento sedimentar, uma vez que apesar do sistema dunar constituir um sumidouro com magnitude relevante, este facto não se traduz por erosão da praia. Relativamente às praias da costa sul, os elementos disponíveis são extremamente escassos e é geralmente assumido que não existem fontes sedimentares relevantes, pelo que estas praias constituiriam sistemas fechados. Todavia, tal nunca ficou claramente demonstrado, havendo mesmo alguns indícios do contrário, nomeadamente a existência de uma cobertura sedimentar móvel, mais ou menos descontínua, na plataforma interna, e estimativas de caudal sólido fluvial diferentes de zero. Uma vez que no âmbito deste trabalho não é possível esclarecer esta problemática, as estimativas de redução da área útil do areal para as praias do trecho sul consideraram ambas as hipóteses: existência e ausência de fornecimento sedimentar externo.

Se as praias apresentarem um fornecimento sedimentar externo com magnitude suficiente para compensar o volume de sedimento depositado na berma em resposta à elevação do nível do mar, a variação da área útil de todas as praias pode ser adequadamente representada pelo modelo de inundação. Utilizando esta aproximação (Tabela 9) verifica-se que, para uma subida do NMM de 1 m, é esperada uma redução de 47 a 78% da superfície nas praias da costa sul, mais significativa nas mais estreitas; no Guincho, a variação será pouco relevante. Em meados

do século XXI, a Praia do Guincho mantém-se virtualmente invariante e as praias da costa sul experimentam reduções da área útil até um máximo de 20%.

Tabela 9 – Variação da largura das praias em função da elevação do nível do mar, considerando sistemas com alimentação sedimentar activa.

Praia	Largura da berma (m)*		Redução (%)	
	<i>Referência</i>	<i>2050</i>	<i>2100</i>	<i>2100</i>
	<i>ΔNMM</i>	<i>+0.25</i>	<i>+0.60</i>	<i>+1.00</i>
Guincho	82	1%	3%	5%
Ribeira de Cascais	21	19%	47%	78%
Conceição/Duquesa	20	16%	38%	64%
Tamariz	16	17%	41%	69%
S. Pedro do Estoril	13	17%	40%	67%
Carcavelos	71	12%	28%	47%

* Limitada pela cota 2 m (NMM)



Se, pelo contrário, o fornecimento sedimentar externo apresentar uma magnitude negligenciável, nas praias com berma a variação de superfície decorrente da subida do nível do mar será maior do que no caso anterior, visto que o volume de sedimento depositado na berma será compensado por um recuo da face de praia. De acordo com esta aproximação (Tabela 10), que só altera os resultados de praias com berma (Conceição/Duquesa, Tamariz e Carcavelos) verifica-se que, para uma subida do NMM de 1 m, a redução da área do areal nas praias do Tamariz e Conceição cresce para mais de 80%.

Tabela 10 – Variação da largura das praias em função da elevação do nível do mar, considerando que as praias da costa sul constituem sistemas fechados.

Praia	Sistema	Largura da berma (m)*	Redução (%)			
			<i>Referência</i>	<i>2050</i>	<i>2100</i>	
			<i>ΔNMM</i>	<i>+0.25</i>	<i>+0.60</i>	<i>+1.00</i>
Guincho	Aberto	82	1%	3%	5%	
Ribeira de Cascais	Fechado	21	19%	47%	78%	
Conceição/Duquesa	Fechado	20	23%	52%	81%	
Tamariz	Fechado	16	23%	53%	84%	
S. Pedro do Estoril	Fechado	13	17%	40%	67%	
Carcavelos	Fechado	71	18%	41%	64%	

* Limitada pela cota 2 m (NMM)

Os resultados obtidos devem ser interpretados no contexto da variabilidade sazonal e interanual das praias que, para o horizonte temporal de 2050, ultrapassa claramente o sinal associado às alterações de longo prazo. Tal significa que impactos dos cenários projectados para este horizonte temporal traduzir-se-ão por realidades que não serão substancialmente mais dramáticas ou, na essência, diferentes das actuais.



8.3.2 Arribas

A avaliação dos impactos induzidos pelas alterações climáticas nos padrões de resposta morfológica de um litoral de arriba depende muito da qualidade dos modelos que relacionam o forçamento climático e oceanográfico com a taxa de evolução das arribas. Os únicos modelos quantitativos existentes, conceptualmente baseados na regra de Bruun, só se aplicam ao caso de arribas compostas por materiais muito brandos (solos sobreconsolidados).

Relativamente às arribas rochosas, que dominam o litoral de Cascais e têm resposta muito mais lenta às alterações dos factores forçadores, ainda não existem, na literatura, modelos de forçamento / resposta adequados à descrição do passado recente nem, conseqüentemente, à previsão do impacto das alterações climáticas. Este facto decorre da dificuldade em obter inventários representativos do fenómeno da instabilidade destas vertentes, devido à elevada dimensão da janela espacial e temporal requerida, ao que acresce a dificuldade em datar com rigor os movimentos, condição necessária para os poder relacionar com os factores desencadeantes.

Estudos realizados na zona costeira nacional (Zêzere et al., 2008) sugerem a existência de correlações significativas entre a intensidade e duração da precipitação e a ocorrência de movimentos de vertente. Ainda que no presente estudo estas metodologias não possam ser aplicadas, uma vez que não existe registo local completo de precipitação no período de monitorização das arribas (1942-2008) e os mecanismos envolvidos nas instabilidades de arribas serem substancialmente diferentes dos prevalentes no desencadeamento de instabilidades em vertentes não actuadas pelo mar no sopé, julga-se que a evolução da precipitação nos cenários considerados será insuficiente para modificar significativamente a frequência espacial e temporal das instabilidades de arriba ou alterar as suas dimensões características.

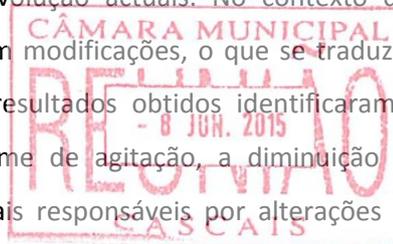
8.4 SUMÁRIO DOS IMPACTOS

Este estudo caracteriza e relaciona os principais factores de natureza meteorológica e oceanográfica, activos na zona costeira do concelho de Cascais, com a sua organização geomorfológica, conteúdos sedimentares e ritmos de evolução actuais. No contexto das alterações climáticas, é provável que estes factores sofram modificações, o que se traduzirá por perturbação do equilíbrio do sistema costeiro. Os resultados obtidos identificaram a subida do nível do mar, a variação direccional do regime de agitação, a diminuição da precipitação e o aumento da temperatura como principais responsáveis por alterações da morfologia costeira, embora com magnitude variável e produzindo respostas espacialmente heterogéneas.

Qualquer dos cenários futuros considerados neste estudo prevê diminuição da precipitação média anual e aumento da temperatura, o que se traduzirá por modificação da descarga sólida anual útil para o litoral provenientes da erosão hídrica e da erosão de arribas; porém a magnitude daquela diferença será insuficiente para modificar o balanço sedimentar na situação de referência.

O clima de agitação marítima ao largo deverá experimentar reorientação direccional com magnitude inferior a 10°, em sentido horário. Desta variação resultará reajuste da configuração planar de praias acompanhada de diminuição da superfície do areal, muito variável em função da exposição e encaixe de cada praia; as praias do Guincho e Carcavelos são mais vulneráveis e, no cenário menos favorável, poderão perder até 20% da superfície útil. A subida do nível médio do mar, com magnitude máxima esperada entre 0.6 e 1.0 m no horizonte temporal 2100, afectará essencialmente a largura das praias, no sentido da sua redução (e, conseqüentemente, da superfície útil), excedendo claramente o efeito da reorientação direccional, excepto no caso da praia do Guincho. A intensidade desta resposta é variável caso a caso mas em termos gerais e para um cenário de elevação mais desfavorável prevêem-se reduções, da superfície actual, entre 10 e 20% em 2050 e entre 50 e 80% em 2100. A elevação do nível médio do mar deverá traduzir-se ainda no aumento, de até 1 m, da cota de inundação associado ao máximo espraio das ondas em contexto de praia, não modificando significativamente a vulnerabilidade à inundação destes areais na situação de referência.

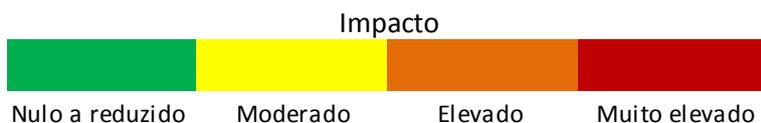
Em contexto de arriba prevê-se que os impactos das alterações climáticas não modifiquem significativamente os ritmos de evolução e os padrões (irregulares) de distribuição espacial dos movimentos de massa.



A Tabela 11 resume e categoriza os principais impactos das alterações climáticas no litoral do concelho de Cascais de acordo com os diferentes tipos de morfologia costeira e elementos de forçamento.

Tabela 11 - Matriz de impactos.

Forçamento		Nível médio do mar	Agitação marítima	Precipitação
Projeção	Subida	Rotação horária	Redução	Concentração
Resposta	Erosão	Erosão	Mov. Massa	Erosão hídrica + ≈
Tipo de costa				
Praia	Guincho			
	Costa sul			
Arriba				



9 ADAPTAÇÃO

O principal objectivo da adaptação é reduzir o custo (entendido nas suas vertentes económica, social e ambiental) associado aos impactos das alterações climáticas no litoral do concelho de Cascais.

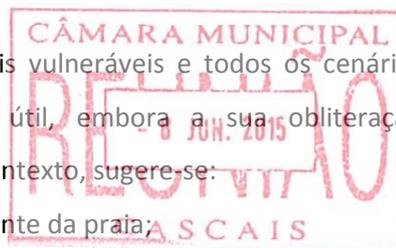
Os resultados indicam que as praias são os sistemas mais vulneráveis e todos os cenários projectados conduzem a uma redução da superfície útil, embora a sua obliteração corresponda a um cenário fortemente improvável. Neste contexto, sugere-se:

- evitar a adopção de soluções de ocupação permanente da praia;
- análise da viabilidade técnica de eventuais operações de alimentação artificial de praias, que minimizem os impactos previstos na redução da área útil do areal.

Sugerem-se ainda outras medidas de adaptação que, embora não directamente ditadas pelo impacto das alterações climáticas, resultam dos ritmos e configurações das instabilidades que constituem o modo de evolução dominante das arribas do concelho. Estas medidas de adaptação inserem-se numa perspectiva de prevenção face à ocorrência de desastres naturais ou de redução dos seus impactos:

- estender à totalidade do litoral do concelho de Cascais, a aplicação da figura de faixas de salvaguarda, já consignadas no POOC Sintra-Sado. No que respeita à margem terrestre limitada por arriba, a faixa de salvaguarda deverá ter uma largura mínima de pelo menos duas vezes o recuo máximo local registado. No interior destas faixas o condicionamento da ocupação e uso do solo deverão ser objecto de regulamentação específica e restritiva assente sobre a identificação de situações e incompatibilidade ou risco face ao modelo de ocupação actual, ao forçamento na situação de referência e em cenários futuros.

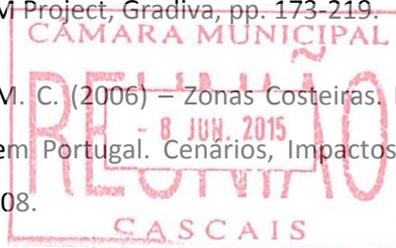
A pormenorização dos resultados obtidos no âmbito deste trabalho para uma escala local e respectiva validação implicam a construção e manutenção de um programa de monitorização desenhado para alcançar os seguintes objectivos: (1) caracterizar os níveis de máxima inundação, para efeitos de avaliação do risco associado à ocupação adjacente às praias; (2) caracterizar a resposta das praias ao forçamento oceanográfico a escalas sazonais e decenais e tendências de evolução de longo termo, com o objectivo de esclarecer o balanço sedimentar e fundamentar eventuais opções de intervenção; (3) melhorar a caracterização da evolução de arribas na situação de referência completando os inventários de base com dados relativos a movimentos não detectáveis em fotografias aéreas mas que podem gerar situações de risco.



10 REFERÊNCIAS

Andrade, C., Freitas, M.C., Cachado, C., Cardoso, A.C., Monteiro, J.H., Brito, P. e Rebelo, L. (2002) – Coastal Zones. In: Santos, F. D.; Forbes, K. e Moita, R. (Eds). Climate Change in Portugal. Scenarios, Impacts and Adaptation Measures. SIAM Project, Gradiva, pp. 173-219.

Andrade, C., Pires, H. O., Silva, P., Taborda, R. e Freitas, M. C. (2006) – Zonas Costeiras. In: Santos, F. D. e Miranda, P. (Eds). Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação. Projecto SIAM II, Gradiva, pp. 169-208.



Andrade, C., Pires, H.O., Taborda, R. e Freitas, M. C. (2007) – Projecting future changes in wave climate and coastal response in Portugal by the end of the 21st century. Journal of Coastal Research SI 50, pp. 257-263.

Andrade, C., Taborda, R., Marques, F., Freitas, M. C., Antunes, C., Mendes, T., e Carreira, D. (2009) – Zonas Costeiras. In: PECSAC. Alterações Climáticas - Sintra. Plano Estratégico do Concelho de Sintra face às Alterações Climáticas. Relatório Executivo e Integrador. F.D. Santos e R. Aguiar (Eds). Câmara Municipal de Sintra, Sintra. 48 p.

Antunes, C. e Taborda, R. (2009) – Sea level at Cascais tide gauge: data, analysis and results. J. Coastal Research SI 56 (1) pp. 218-222.

Brune, G.M. (1948) – Rates of sediment production in the midwestern United States. U.S. Soil Conservation Service, Technical Paper 65.

Brunel, C. e Sabatier, F. (2009) – Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast. Geomorphology, 107(1-2), pp. 47-57.

Bruun, P. (1962) - Sea level rise as a cause of shore erosion. J. Waterways and Harbors Division, Amer. Soc. Civil Engineers 88, pp. 117-130.

Bruun, P. (1978) - Stability of Tidal Inlets. Theory and Engineering. Amsterdam, Elsevier, 506p.

Cardoso, J. L. (1984) – A erosão de bacias hidrográficas e o assoreamento de albufeiras. Estudo de dois casos portugueses. Relatório 123/84 – NP. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, pp. 115-139.

Dias, J. e Taborda, R. (1992) – Tidal gauge data in deducing secular trends of relative sea level and crustal movements in Portugal. J. Coastal Research 8, pp. 655-659.

Dickson, M., Walkden, M. e Hall, J. (2006) – Modelling the impacts of climate change on an eroding coast over the 21st century. Tyndall Centre for Climate Change Research, Working Paper 103, 34 p.

Dodet, G., Bertin, X. e Taborda, R. (2009) - Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. Ocean Modelling. Em impressão.



Gama, C., Dias, J., Ferreira, O. e Taborda, R. (1994a) - Analysis of storm surge in Portugal between June 1996 and May 1988. Proceedings, Littoral'94, EUROCOAST, Lisboa, Portugal, pp. 381-387.

Gama, C., Taborda, R., Dias, J. e Ferreira, O. (1994b) - Return periods of extreme sea levels in Portugal. Proceedings, 1st Symposium on the Iberian Atlantic Continental Margin 1, pp. 59-67.

Gama, C., Taborda, R. e Dias, J. (1995) - Factores condicionantes da sobreelevação do nível do mar de origem meteorológica na estação maregráfica de Viana do Castelo. Memória nº4, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Portugal, pp. 189-193.

Gama, C., Taborda, R. e Dias, J. (1997) - Sobreelevação do nível do mar de origem meteorológica (storm surge) em Portugal continental. Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal, Associação EUROCOAST-Portugal, pp.131-149.

Hidrotécnica Portuguesa (1988) - Problemas Litorais. Troço Cascais - S. Julião da Barra. Direcção-Geral de Portos. Ministério das Obras Públicas, Transportes e Comunicações. Lisboa. Volume 1, 105 p.

IPCC (2001) - Third Assessment Report – WG2 Technical Summary - Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability, pp. 20-73.

IPCC (2007) - Fourth Assessment Report – WG1 Contribution – Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge, 996 p.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Roy Jenne, R. e Joseph, D. (1996) – The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society 77, pp. 437-471.

Langbein, W. e Schumm, S. (1958) – Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Trans. Am. Geophys. Union, 39, pp. 1076-84.



Marques, F.M.S.F. (1997) – As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos. Dissertação de Doutoramento, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 556 p.

Marques, F.M.S.F. (2006a) – Rates, patterns and timing of cliff retreat. A case study on the west coast of Portugal. Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände, 144, pp. 231-257.

Marques, F.M.S.F. (2006b) - A simple method for the measurement of cliff retreat from aerial photographs. Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände, 144, pp. 39-59.

Masselink, G. e Hughes, M.G. (2003) - Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Arnold, London, 354 p.

Mörner, N. (2001) - Recorded Sea Level Variability in the Holocene and Expected Future Changes. In Eisma, D. (Ed.) - Climate Change. Impact on Coastal Habitation, Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 17-28.

Parry, M. (2000) - Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: The Europe ACACIA Project. Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich, UK, 320 p.

Rahmstorf, S. (2007) – A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. Science 315, pp. 368-370.

Ramalho, M., Rey, J., Zbyszewski, G., Matos Alves, C., Palácios, T., Moitinho de Almeida, F., Costa, C. e Kullberg, M. (2001) – Notícia Explicativa da Folha 34-C (Cascais) da Carta Geológica de Portugal. Departamento de Geologia, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 104 p.

Rebêlo, L. (2004) – Evolução e dinâmica dos sistemas dunares da Manta Rota e do Guincho - Oitavos: dois sistemas distintos na evolução de dunas costeiras em Portugal. Dissert. Provas acesso Inv. Aux., IGM, Lisboa, 205 p.

Santos, F. D. (2006a) – Problemática das alterações climáticas no início do século XXI. In: Santos, F. D. e Miranda, P. (Eds). Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação. Projecto SIAM II, Gradiva, pp. 17-43.

Santos, M. S. E. (2006b) – Caracterização e quantificação do transporte eólico na duna da Crismina. Relatório de Estágio, Curso de Especialização Pós-Graduada em Geologia Aplicada, GeoFCUL, 55 p.

Taborda, R. e Dias, J. (1992) – Análise da sobrelevação do nível do mar de origem meteorológica durante os temporais de Fevereiro/Março de 1978 e Dezembro de 1981. Geonovas 1, A Geologia e o Ambiente, pp. 89-97.

Turc, L. (1961) - Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. Ann. Agron. 12, pp. 13-49.

Vanney, J. e Mougnot, D. (1981) - La plate-forme continentale du Portugal et des provinces adjacentes: analyse géomorphologique. Mem. Ser. Geol. Portugal 28, pp. 1-86.

Zêzere, J.L., Trigo, R.M., Fragoso, M., Oliveira, S.C. e Garcia, R.A.C. (2008) - Rainfall-triggered landslides occurred in the Lisbon region in 2006: validation of regional rainfall thresholds and relationships with the North Atlantic Oscillation. Natural Hazards and Earth System Sciences 8, pp.483-499.

