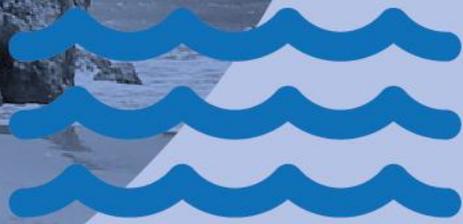
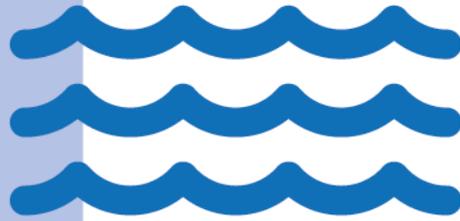

RELATÓRIO SETOR

Zonas Costeiras e Mar

**Vulnerabilidades Atuais
e Futuras**





RELATÓRIO SETOR

Zonas Costeiras

e Mar

Vulnerabilidades Atuais

e Futuras

REALIZADO POR:

DELMINDA MOURA, ERWAN GAREL, FLÁVIO MARTINS, ISABEL MENDES, JOÃO JANEIRO, LUCIANO JÚNIOR, RITA CARRASCO, RUWAN SAMPATH, SUSANA COSTAS, CRISTINA VEIGA-PIRES (CIMA)

Elaborado por:



ÍNDICE

1. ZONAS COSTEIRAS	4
1.1 Enquadramento	5
1.1.1 Perspetiva e diagnóstico Regional do setor	5
1.1.2 Caracterização do Quadro de Referência do Setor	18
1.2 Metodologia	19
1.2.1 Variáveis e Parâmetros Climáticos Relevantes para o Setor	20
1.2.2 Avaliação da Vulnerabilidade e Modelação de Impactos	24
1.3 Vulnerabilidade Atual	33
1.4 Impactos e Vulnerabilidades Futuras no Algarve	39
2. CUNHA SALINA	58
2.1 Enquadramento	59
2.2 Variabilidade atual	60
2.2.1 Guadiana	60
2.2.2 Ria Formosa	77
2.2.3 Conclusões	88
2.3 Impactos e vulnerabilidades futuras	89
2.3.1 Metodologia	89
2.3.2 Guadiana	91
2.3.3 Ria Formosa	97
2.3.4 Conclusões	101
3. BIBLIOGRAFIA	103
4. ANEXOS	109
4.1 Distribuição da Salinidade Observada ao Longo do Estuário do Rio Guadiana	110
4.1.1 Visão geral do sistema	110

4.1.2 Observações	113
4.2 Guadiana - Séries Temporais de Evolução do Módulo da Velocidade	116
4.3 Guadiana - Séries Temporais de Evolução da Elevação	120
4.4 Guadiana - Séries Temporais de Evolução de Salinidade	124
4.5 Guadiana - Mapas Distribuição de Salinidades Preia-mar	128
4.6 Guadiana - Mapas Distribuição de Salinidades Baixa-mar	132
4.7 Guadiana - Áreas de Inundação	136
4.8 Ria Formosa - Séries temporais de elevação sem considerar o <i>storm surge</i>	141
4.9 Ria Formosa - Séries temporais do módulo da velocidade sem considerar o <i>storm surge</i>	142
4.10 Ria Formosa - Séries temporais de elevação considerando o <i>storm surge</i>	143
4.11 Ria Formosa - Áreas de Inundação	147
5. EQUIPA TÉCNICA	153

1.

Zonas Costeiras



1.1 ENQUADRAMENTO

1.1.1 PERSPETIVA E DIAGNÓSTICO REGIONAL DO SETOR

Enquadramento geomorfológico do litoral Algarvio

O litoral algarvio estende-se desde a foz da Ribeira de Odeceixe na Costa Oeste ($37^{\circ} 26' 38,35''$ N; $008^{\circ} 48' 50,00''$ O) à foz do Rio Guadiana na costa Sul ($37^{\circ} 10' 02,10''$ N; $007^{\circ} 24' 07''$ O) num total de cerca de 210 km. Este extenso litoral é constituído por morfologias costeiras muito diversas e talhado em formações com idades e litologias muito variadas. De um modo geral, a costa do Algarve pode ser dividida em i) litoral de arribas rochosas, ii) litoral de arribas arenosas e iii) litoral baixo, que se diferenciam entre si pelo substrato físico que os suporta e pelos processos dinâmicos responsáveis pela sua evolução.

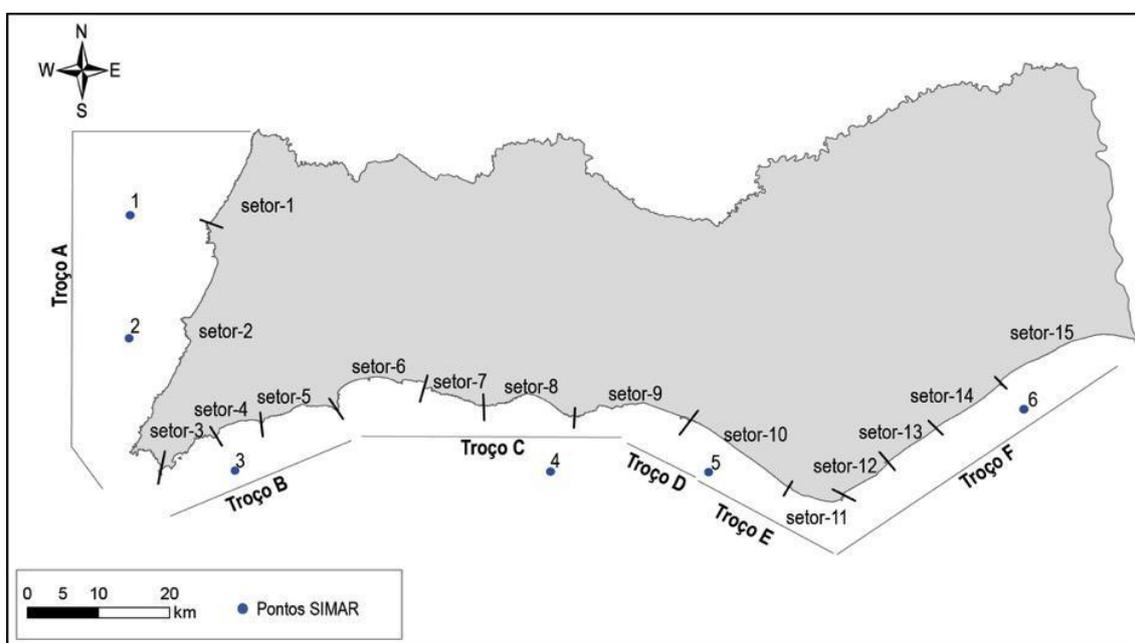


Figura 1 Mapa da região do Algarve e divisão em troços e setores costeiros para modelação de vulnerabilidades, de acordo com a geomorfologia, a orientação da linha de costa, o clima de agitação marítima e o fornecimento sedimentar. Os pontos SIMAR correspondem a locais onde há registos de clima de agitação marítima local, com base em modelação numérica (vide secção 1.2 Metodologia)

A geomorfologia, a orientação geográfica da linha de costa, o clima de agitação marítima e o fornecimento sedimentar, são as principais variáveis ambientais que determinam a resiliência de cada setor costeiro, e em função das quais se divide a zona costeira do Algarve em seis troços de análise (Figura 1). O troço A, entre a foz da Ribeira de Odeceixe a o Cabo de São Vicente, localiza-se na costa Oeste da região Algarvia e os restantes troços (B a F) localizam-se na costa Sul (Figura 1). Os troços A, B e C, entre a foz da ribeira de Odeceixe e Olhos de Água, fazem parte do litoral de arribas rochosas. O troço D, entre as praias de Olhos de Água e do Garrão faz parte do litoral de

arribas arenosas e os troços E e F, entre o Garrão e a desembocadura do Rio Guadiana, estão enquadrados no litoral baixo arenoso.

A. Litoral entre Odeceixe e o Cabo de São Vicente

No troço A, a linha de costa, de traçado aproximadamente retilíneo, tem orientação NNE-SSO. Este troço do litoral é constituído essencialmente por arribas com alturas que variam entre 40 e 120 m, cortadas em rochas paleozóicas fortemente deformadas, dispostas em sequências espessas de xistos e grauvaques - série *flysh* (Figura 2A). São exceção, os setores da Carrapateira e Amado onde as arribas intercetam os calcários do Jurássico e, com menor representatividade, os arenitos do Triássico. Vastos setores de arribas deste troço litoral são encimados por dunas fósseis constituídas por arenitos com diferentes graus de litificação.

O fator principal gerador de instabilidade destas arribas neste troço é a própria estrutura das rochas com planos de xistosidade que favorecem o deslizamento constante das rochas ao longo desses planos, nomeadamente movimentos de massa do tipo planar. Os movimentos de massa são frequentes principalmente nas zonas com maior deformação dos xistos (ver exemplo nas Figura 2 B, C, D) e nos setores onde ocorrem dunas fósseis. Nestes troços, a transferência de massa do topo da arriba para a base, são do tipo “queda de blocos”. Entre 1947 e 1992, os movimentos de massa sucederam-se a uma taxa constante de 1,2 movimentos/ano. Os de dimensão mais excepcional verificaram-se na Praia do Castelejo e Torre de Aspa enquanto que, apenas foi registado um movimento no setor do Pontal da Carrapateira (Marques, 1997). Para o mesmo período de observação, a maior taxa recuo das arribas ocorreu nas praias do Amado e Murração e nos Arrifes do Pontal da Carrapateira, associada à existência de dunas fósseis.

As estruturas de sopé das arribas neste troço, sejam praias ou plataformas de abrasão, garantem proteção à própria arriba, pois dissipam grande parte da energia das ondas antes de atingirem a base da arriba. As plataformas de abrasão são a própria expressão do recuo das arribas, uma vez que a sua génese resulta do recuo das arribas e os processos associados são principalmente marinhos. Os processos subaéreos são os principais fatores no controle da evolução das arribas; Marques (Marques, 1997) encontrou uma relação positiva, ainda que não muito evidente, entre o número de movimentos e a taxa de precipitação anual.

Os locais de acumulação sedimentar ao longo do litoral são raros e estão associados a reentrâncias provocadas por erosão costeira, ou locais onde desaguam linhas de água (Marques, 2003; Teixeira, 2009). A génese das praias depende principalmente do fornecimento sedimentar garantido pelas linhas de água que atingem o litoral. As extensões das praias de areia fina ou de cascalho rolado que se acumulam nestes locais podem ser pequenas e estreitas, suportadas por arribas sub-verticais, ou dependentes da dimensão da bacia hidrográfica da ribeira que ali desagua (Figura 2A). Nas desembocaduras de ribeiras de maiores dimensões, a morfologia é dominada pela presença de barreiras arenosas, mais ou menos desenvolvidas e cortadas sazonalmente por barras, que asseguram a manutenção de estuários na zona terminal das linhas de água (Teixeira, 2009).

Neste troço costeiro (Troço A), entre 1947 e 1991, verificou-se que as taxas médias de recuo das arribas são reduzidas variando entre 3×10^{-3} e 1×10^{-2} m/ano, no entanto, registaram-se no passado recuos pontuais médios de 6 m e recuos máximos de 36 m (Marques, 2009, 2003). Nas praias

arenosas do troço A, observou-se entre 1950 e 2010 uma tendência global de acreção, com valores médios de +0,28 m/ano (Ponte Lira et al., 2016).

As principais ameaças à resiliência dos ecossistemas costeiros no setor SO do litoral algarvio são: composição e estrutura do substrato físico; precipitação excessiva em intensidade e duração; subida do nível médio do mar e a perda de eficácia do transporte fluvial de sedimento para a costa.

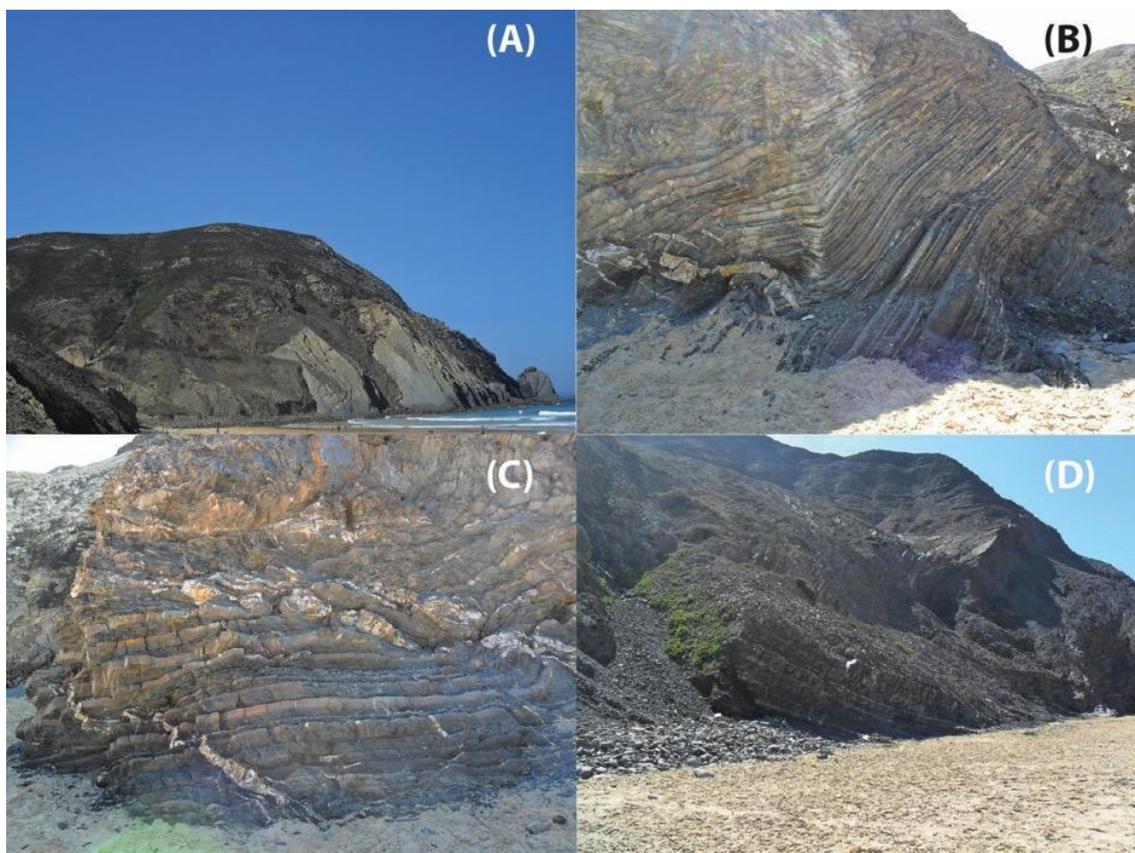


Figura 2 Exemplo da tipologia das arribas e de alguns processos que ocorrem no Troço A: (A) Praia de Castelejo vista geral da arriba na margem sul da ribeira; (B) (C) pormenores da deformação das rochas; (D) taludes no sopé da arriba, resultante de movimentos de massa

B. Litoral entre Cabo de São Vicente e Lagos

Com orientação SO-NE o troço costeiro B é constituído na parte ocidental por arribas talhadas maioritariamente em formações do Mesozóico, formadas por calcários, calcários dolomíticos, dolomias e margas, e na parte oriental por rochas mais recentes do Cretáceo Inferior, essencialmente margas, arenitos e calcários margosos (Figura 3). Na transição entre o litoral ocidental e meridional destacam-se os promontórios de São Vicente e de Sagres, que expõem a formação de Espiche, constituídos pelas rochas mecanicamente mais resistentes de todo o litoral do Algarve (Figura 3A). As arribas desses promontórios atingem 60 m de altura e mergulham até 20 m de profundidade (Teixeira, 2009). Para leste, as arribas atingem os 30 m de altura, com perfis muito diversos dependendo das diferenças de dureza das rochas, das rochas bem estratificadas, em sucessão vertical (Figura 3). As praias arenosas ocorrem principalmente na foz de ribeiras que

desaguam em baías ou reentrâncias costeiras protegidas da ondulação (Figura 3 B, C e F). A energia das ondas acumula-se nos promontórios e dissipa-se nas baías adjacentes, reduzindo a erosão nas partes reentrantes e permitindo a acumulação e permanência das areias nestes locais.

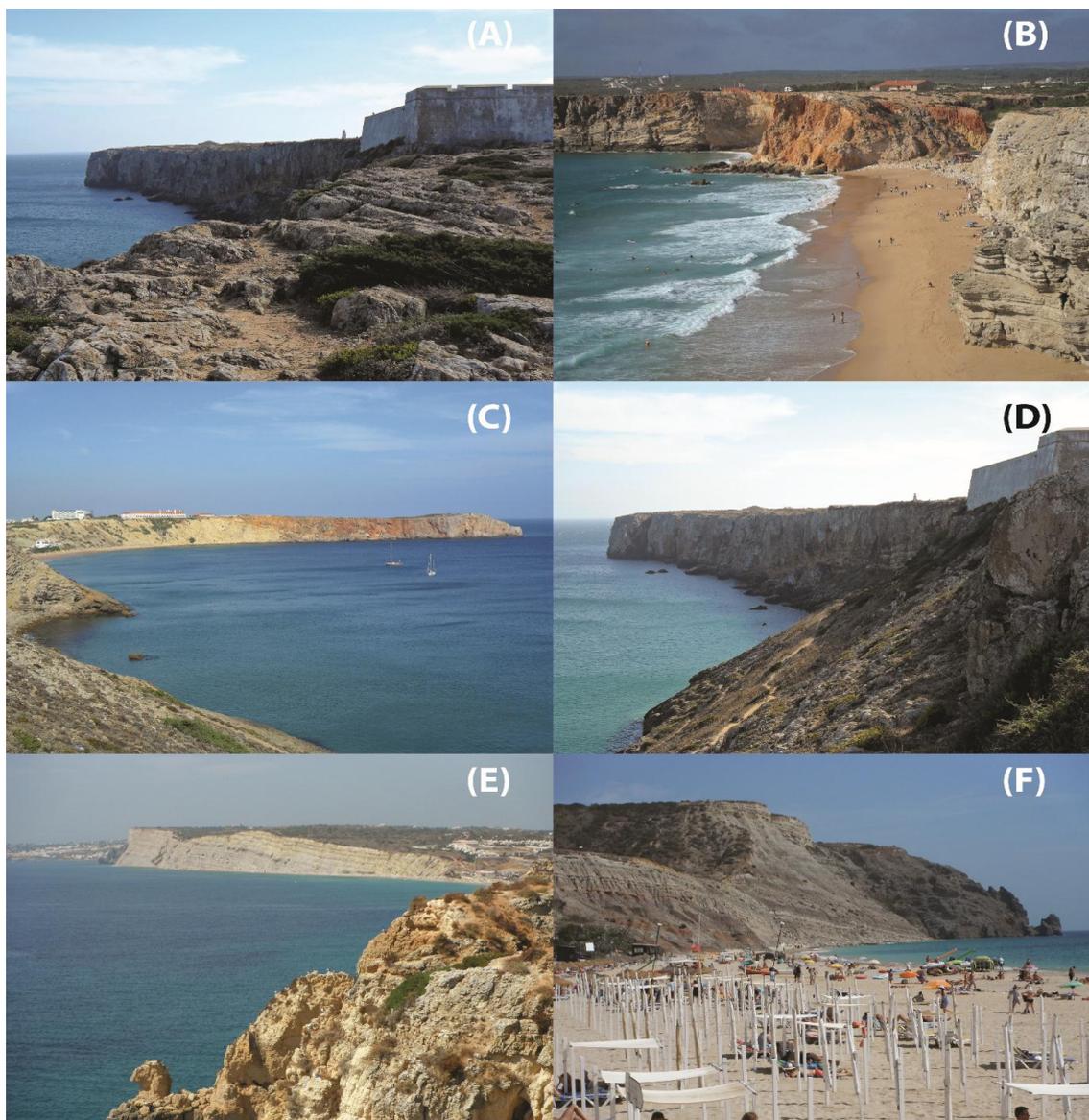


Figura 3 Exemplos da morfologia costeira no Troço B: (A) Promontório de Sagres; (B) Praia do Tonel (promontório de Sagres); (C) Praia da Mareta; (D) Promontório de Sagres com a duna fóssil acumulada de encontro à arriba (em primeiro plano na fotografia); (E) Margas do Cretácico Inferior, expostas nas arribas entre as praias da Luz de Lagos e Porto de Mós; (F) Chaminé vulcânica do Cretácico Superior, no extremo oriental da praia da Luz de Lagos

Neste troço, as arribas expõem litologias muito diversas, com comportamentos mecânicos diferenciados. As maiores taxas de recuo das arribas e o número de movimentos de massa, nos últimos anos, têm-se verificado nos setores onde afloram margas e calcários margosos do Cretácico, como são o caso dos setores entre as praias de Porto de Mós e do Canavial (a oeste de Lagos) e as praias da Boca do Rio e Salema. No período entre 1947 e 1992, Marques (1997) identificou o setor entre a Ponta dos Caminhos e o Forte do Beliche, talhado em calcários do

Jurássico, como um dos setores onde o volume deslocado e o número de ocorrência de movimentos de massa foram tão significativos como no setor entre as praias de Porto de Mós e do Canavial. A largura máxima dos movimentos de massa foi próxima ou superior a 15 m nos setores Ponta dos Caminhos-Martinhal-Praia das Furnas e superior a 10 m nos setores Salema-Boca do Rio-Burgau. À semelhança do observado no troço costeiro A, existe uma relação positiva entre a precipitação e o número de movimentos de massa (Marques, 1997).

Constituem as principais ameaças à resiliência dos ecossistemas deste troço: composição e estrutura das rochas; precipitação excessiva em intensidade e duração; ocorrência de tempestades marinhas; subida do nível médio do mar; e a falta de transporte de sedimento para o litoral.

C. Litoral entre Lagos e Olhos de Água

Com orientação O-E, o troço costeiro C possui, aproximadamente, 46 km de extensão, e pode ser apontado como um paradigma de paisagens costeiras cársicas (Figura 4). A morfologia cársica determina uma linha de costa muito crenulada, com promontórios sucessivos e praias encastradas, geralmente de pequenas dimensões (Moura et al., 2011, 2006). As paisagens cársicas, de forma geral, são paisagens de rochas carbonatadas dissolvidas pela ação da água da chuva. Como consequência da dissolução diferencial e da erosão das rochas carbonatadas, estas paisagens exibem formas naturais muito diversas e complexas, o que levou a que, por exemplo, a Ponta da Piedade fosse considerada pelo *Huffington Post* como o mais belo litoral do mundo. O troço C expõe também a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão, de idade Miocénica, que é, no entanto, sucessivamente mais detrítica para leste (Pais et al., 2012). As rochas, dispostas em camadas geralmente horizontais, desde que não estejam deformadas, apresentam uma variação vertical de fácies muito grande, entre o calcário, o calcarenito bioclástico e o siltito. Esta variação vertical de litologia (Figura 4), a par com a intensa carsificação, constituem os principais fatores naturais geradores de instabilidade das arribas e erosão das mesmas.

O troço C pode ser dividido em três subsetores com base nas características geomecânicas e litológicas das rochas: (1) Ponta da Piedade Lagos-Arrifes (oeste de Albufeira); (2) Arrifes-Albufeira; e (3) Albufeira-Olhos de Água. Entre a Ponta da Piedade e os Arrifes, e entre Albufeira e Olhos de Água, as arribas expõem a formação Carbonatada de Lagos-Portimão. No entanto, no primeiro subsetor as rochas são mais carbonatadas e competentes, enquanto que, para leste de Albufeira são mais detríticas e menos competentes mecanicamente (Moura et al., 2012). Comum a estes subsetores é a elevada densidade de algares que ocorrem no topo das arribas, numa faixa até 30 m da crista. O pequeno subsetor na zona dos Arrifes, expõe camadas verticais de margas e calcários margosos do Cretácico. O subsetor entre Albufeira e Olhos de Água inclui o maior número de movimentos de massa, de volumes deslocados e de larguras máximas de recuo (Marques, 1997). Em muitos dos movimentos de massa, a significativa largura de recuo, deve-se à interseção dos algares pelo recuo da arriba, com o colapso das paredes e enchimento detrítico dos mesmos. Este mecanismo altera o próprio traçado da linha de costa.

No setor da Galé-Chiringuito, embora localizado nas rochas mais carbonatadas e competentes, os movimentos de massa e a taxa de recuo das arribas são excecionais, devido à conjugação: de espessa cobertura de areias sobre as rochas carbonatadas; de carso profuso preenchido por siltes;

de temporais marítimos; e de chuva intensa e prolongada. A exposição deste setor às tempestades de O-SO torna-o particularmente vulnerável à erosão (Bezerra et al., 2011; Nunes et al., 2009).

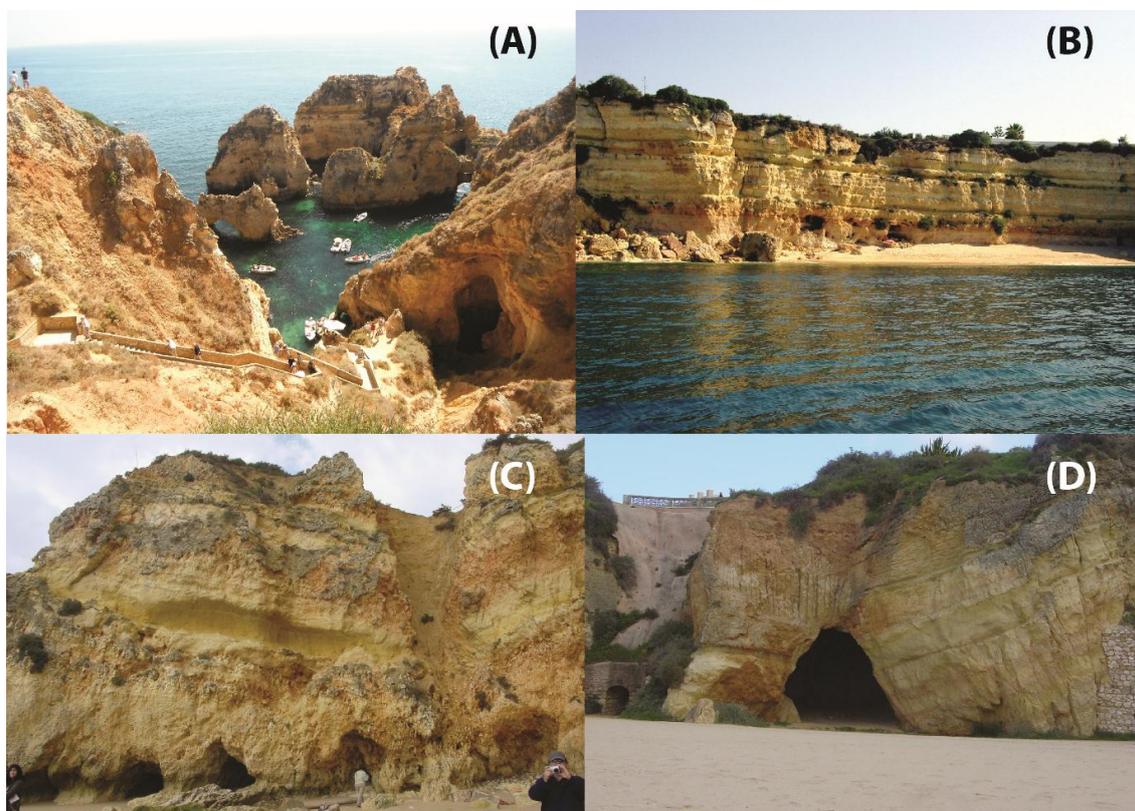


Figura 4 Exemplos de morfologia cársica impressa na formação carbonatada de Lagos - Portimão que ocorrem no Troço C: (A) Ponta da Piedade; (B) zona de Benagil; e exemplos de camadas deslocadas por falhas (C) Praia do Caniço; e (D) Praia dos Três Castelos (Praia da Rocha)

A fisiografia da linha de costa no troço C não favorece o transporte sedimentar longilitoral, pois geram-se células de circulação com pouca ou nenhuma transferência lateral de sedimentos (Horta et al., 2018; Oliveira et al., 2017). A obstrução e desvio dos leitos das ribeiras, ou mesmo obliteração, é particularmente grave neste setor. O défice sedimentar tem exigido a constante alimentação artificial de diversas praias.

A taxa de recuo médio das arribas neste troço, promovidos por movimentos de massa é de aproximadamente $-0,01$ m/ano (Marques, 1997; Teixeira, 2006). Entre 1995 e 2014 registaram-se 244 eventos únicos de movimentos de massa, com frequência média de 13 eventos/ano (frequência mínima de 2 eventos/ano e frequência máxima de 42 eventos/ano). O recuo máximo localmente medido foi de 25 m, quando a arriba colapsou na Praia da Marinha, em outubro de 1998. Os movimentos de massa neste troço podem ser instantâneos e ocorrer em qualquer altura do ano, tendo já provocado vítimas mortais (Teixeira, 2014). Nas praias arenosas do troço C as tendências alternam entre erosão e acreção. Os máximos gerais de recuo observaram-se na baía de Armação de Pêra ($-0,66$ m/ano) e os máximos de acumulação na baía de Lagos ($+1,96$ m/ano). A taxa média deste troço, obtida entre 1950 e 2010, apresentou uma tendência geral de acumulação de sedimentos de $+0,28$ m/ano (Ponte Lira et al., 2016).

As principais ameaças para a resiliência deste troço costeiro são: precipitação, temporais, existência de elevada densidade de algues, e variação vertical de competência das rochas (Figura 4 A e B); falhas e diaclases (Figura 4 C e D); subida do nível médio do mar; e falta de sedimento nas praias.

D. Litoral entre Olhos de Água e Garrão

O troço costeiro D, Olhos de Água – Garrão, possui 13 km de extensão e orientação NO-SE. Neste troço, desenvolve-se um sistema de arribas talhadas em formações detríticas do Plio-Plistocénico. A zona entre Olhos de Água e Vilamoura representa uma das raras exceções do litoral meridional do Algarve onde a praia se mantém estável (Figura 5A, B). Este facto deve-se a dois fatores: contributo sedimentar direto da erosão das arribas arenosas e acumulação de areia a barlar do molhe poente da marina de Vilamoura que interrompe a deriva longilitoral. A leste de Vilamoura, as cabeceiras dos ravinamentos produzidos por erosão hídrica nas formações brandas das arribas deste setor têm vindo a progredir rapidamente para o continente desde o início da década de 1960. Em alguns locais, estão já muito perto de infraestruturas turísticas. Por exemplo, as arribas litorais entre as praias do Forte Novo e do Garrão estão entre as que apresentam maiores taxas de recuo em toda a orla costeira meridional. O emagrecimento das praias tem exigido sucessivas realimentações artificiais (Figura 5C, D). As taxas de recuo neste setor variaram entre -0,2 e -0,8 m/ano na década de 1970 (Marques, 1997). Após a construção dos molhes da marina de Vilamoura (nos anos 80 do século passado) e do campo de esporões de Quarteira, a erosão costeira neste setor foi ampliada devido à diminuição do transporte longilitoral. Na década de 1990 foram registadas taxas de recuo entre -2,27 m/ano imediatamente a leste de Quarteira e -0,14 m/ano próximo do Ancão (Oliveira et al., 2008). Para atenuar a erosão costeira, sentida na zona de Vale do Lobo-Garrão que colocou em risco habitações e o empreendimento turístico de Vale do Lobo, foram executadas duas intervenções de alimentação artificial da praia em 1998 e em 2006 (Figura 5D). Após a realimentação, Oliveira et al. (2008) verificaram que o recuo da arriba foi praticamente negligenciável. Para leste do Garrão as arribas tornam-se inativas devido à existência da Península do Ancão que isola as arribas da ação das ondas (Ferreira et al., 2016).



Figura 5 Arribas arenosas e praias associadas no Troço D: (A) e (B) Praia de Olhos de Água; (C) Zona de Vale do Lobo em 2003; (D) Praia de Vale do Lobo a ser atuada pelas ondas, após realimentação

Constituem as principais ameaças à resiliência dos ecossistemas deste troço, a subida do nível médio do mar, a ocorrência de tempestades, a erosão hídrica e a diminuição do transporte longilitoral, agravado pela construção de estruturas rígidas.

E. Litoral entre Ancão e o Cabo de Santa Maria

O troço E inclui o flanco oeste do sistema de ilhas barreira da Ria Formosa. Este sistema de ilhas barreira tem uma forma triangular desenvolve-se segundo as direções NO e SE a partir do Cabo de Santa Maria, que está afastado do continente cerca de 6 km. As ilhas barreira protegem e mantêm do lado continental. O extenso corpo lagunar da Ria Formosa, composto por substrato vasoso e areno-vasoso, engloba formas morfológicas variadas, designadamente sapais, rasos de maré, canais de maré e pequenas ilhas. O troço E, com orientação NO-SE é constituído pela Península do Ancão e pelo flanco ocidental da Ilha da Barreta com uma extensão de 18 km. A Península do Ancão é caracterizada por uma praia arenosa e cordão dunar de extensão variável (8.500-12.800 m; Figura 6 A), dependendo da migração natural da Barra do Ancão. A barreira é relativamente estreita (50-200 m), com altura média da duna de 5,5 m (NMM- Nível Médio do Mar), onde se observam vários cortes eólicos (Andrade, 1990; Dias, 1988; Ferreira et al., 2016). A parte central da península onde se localiza a Praia de Faro é intensamente urbanizada e o cordão dunar quase inexistente. Esta península é sensível a processos erosivos, incluindo os de natureza transversal como os galgamentos oceânicos, variação sazonais do perfil de praia e transporte eólico (Andrade, 1990; Ferreira et al., 2016; Matias et al., 2008). Entre 1950 e 2010 a tendência geral deste troço foi de

erosão (-2 a -0,2 m/ano) (Ponte Lira et al., 2016). A Barra do Ancão separa a Península do Ancão da Ilha da Barreta. É uma barra pequena, com tendência a migrar naturalmente de oeste para leste, no sentido da deriva longilitoral. A Ilha da Barreta tem forma encurvada, e é aí que se localiza o Cabo de Santa Maria. A Ilha é estreita na parte ocidental, próximo da barra do Ancão, e alarga para o oriente onde se verifica a existência de alinhamentos dos cordões dunares (Dias, 1988). Segundo Lira et al. (2016) nos últimos 60 anos, na parte ocidental da ilha a tendência geral foi de acumulação com taxas entre +0,2 e +8 m/ano, tendo-se verificado os valores mais elevados junto ao Cabo de Santa Maria.



Figura 6 Troço E: (A) Península do Ancão entre a zona do Ancão e a Praia de Faro; (B) Cabo de Santa Maria

A subida do nível médio do mar, a diminuição da mobilidade dos corpos arenosos devido à implantação de infraestruturas e a ocorrência de tempestades, constituem as principais ameaças à resiliência dos ecossistemas deste troço.

F. Litoral entre o Cabo de Santa Maria e a Foz do Rio Guadiana

O troço F situa-se a oriente do Cabo de Santa Maria, com orientação SO-NE, inclui o flanco leste da Ilha da Barreta, seguido das ilhas da Culatra, Armona, Tavira, de Cabanas e a Península de Cacela. Estas ilhas estão separadas entre si, de oeste para leste, pelas barras de Faro-Olhão, Armona, Fuzeta, Tavira e a nova barra de Cacela. Após o enraizamento da Península de Cacela, o litoral arenoso prolonga-se até à Foz do Rio Guadiana. A Barra de Faro-Olhão, artificialmente fixada pela construção de dois molhes em 1952 (Dias, 1988), separa as ilhas da Barreta e da Culatra. A construção destes molhes provocou erosão na parte oeste da ilha da Culatra, com taxas de recuo médias estimadas em -5,8 m/ano entre 1958 e 1976 (Garcia, T. et al., 2002) e entre -2 e -4 m, entre 1958-2010 (Ponte Lira et al., 2016). Nesta zona da ilha, a Praia do Farol foi a mais afetada, tendo-se procedido à construção de estruturas costeiras e à realimentação da praia (Figura 7 A). A parte leste da ilha da Culatra é dominada por acreção, através do crescimento de corpos arenosos encurvados (ou cristas de praia) associados ao estreitamento da barra da Armona (Dias, 1988; Ferreira et al., 2016). Entre 1969 e 2001 a taxa de progressão média para NE foi de +43 m/ano (Garcia, T. et al., 2002). A Barra da Armona separa a Ilha Culatra da Ilha da Armona, sendo considerada a única naturalmente estável no sistema (Pilkey et al., 1989), embora tenha diminuído consideravelmente entre 1947 e 1997 (Vila-Concejo et al., 2006).

Segue-se a Ilha da Armona com comprimento que varia entre 6.200 e 8.800 m dependendo da posição da barra da Fuzeta. Na parte oeste, a ilha possui um cordão dunar robusto que pode atingir a largura máxima de 1.200 m. A parte leste da ilha desenvolveu-se com a migração da barra da Fuzeta para leste, resultando numa barreira estreita (largura máxima de 350 m) e baixa, onde ocorrem galgamentos frequentes alternados com dunas embrionárias (Andrade, 1990; Ferreira et al., 2016). Na parte oeste da Ilha da Armona, entre 1950 e 2010, foram registadas as maiores taxas de acumulação deste troço com +13 m/ano. Para leste as taxas de acumulação diminuem variando entre +0,2 e +2 m/ano (Ponte Lira et al., 2016). À barra da Fuzeta segue-se a Ilha de Tavira, que possui um cordão dunar único, com aproximadamente 13.000 m de comprimento. A ilha é relativamente estreita na parte oeste (200 m) e mais larga na parte leste (1.000 m; Figura 7 B; Andrade, 1990; Ferreira et al., 2016). Nos últimos 60 anos verificaram-se taxas de recuo na parte ocidental da ilha (-2 e -0,2 m/ano) e taxas de acumulação na parte oriental (+0,2 a +4 m/ano) tendo-se verificado as maiores acumulações junto à barra de Tavira.

A Ilha de Cabanas (Figura 7 C) constitui, na realidade, o prolongamento para NE da Ilha de Tavira, da qual está separada pela barra artificial de Tavira, aberta e estabilizada com molhes entre 1927 e 1985. Destruída pelo ciclone de 1941 e novamente pelo violento temporal de 1961, a ilha tinha-se já reconstituído, em 1962, numa extensão de cerca de 100 m. Apresenta um comprimento máximo de 6.500 m, relacionado com a migração para leste da antiga Barra do Lacém. A ilha possui um cordão dunar que se encontra em rápido estado de acumulação vertical, onde se verifica um aumento de vegetação, e com crescimento para leste (Dias, 1988; Ferreira et al., 2016). Durante os últimos 60 anos (1950-2010) este setor tem sofrido taxas de recuo médias entre -2 a -4 m/ano (Ponte Lira et al., 2016). Em 2010, foi aberta artificialmente uma barra perto da ponta leste do sistema de ilhas barreira, denominada Barra de Cacela. Após a abertura da nova barra, a antiga Barra do Lacém perdeu eficiência e assoreou, e a barreira de areia entre as duas barras sofreu agradação, unindo-se à Ilha de Cabanas (Ferreira et al., 2016). Atualmente, a Península de Cacela que faz o enraizamento do sistema a leste, é estreita (< 150 m) e pequena (1.500 m) possuindo um cordão dunar vegetado (Ferreira et al., 2016). As taxas de erosão mais elevadas (-8,96 m/ano) neste setor foram observadas na zona Oeste da península (Ponte Lira et al., 2016).

A leste do sistema de ilhas barreira da Ria Formosa existe um extenso areal que se prolonga até ao molhe ocidental da barra do Rio Guadiana (Figura 7 D). De um modo geral, esta área costeira encontra-se em acumulação, com praias largas e dunas bem estabelecidas (Dias, 1988), com as maiores taxas de acumulação (+4 a +6 m/ano) junto ao molhe do Guadiana (Ponte Lira et al., 2016).

Como no troço anterior, a subida do nível médio do mar, e a ocorrência de tempestades, constituem as principais ameaças à resiliência dos ecossistemas deste troço.



Figura 7 Troço F: (A) Ilha da Culatra – povoação do Farol; (B) Ilha de Tavira; (C) Ilha de Cabanas; (D) Estuário do Guadiana

Ocupação e ordenamento do território: caracterização geral

De acordo com os Censos de 2011, o Algarve tem cerca de 451.006 habitantes. Os concelhos do Algarve que apresentam um maior número de habitantes são o de Loulé (70.622 habitantes), Faro (64.560 habitantes) e Portimão (55.614 habitantes). As seis maiores cidades localizadas na zona costeira são Lagos, Portimão, Albufeira, Faro, Olhão e Vila Real de Santo António (Figura 8). São também estas as cidades que apresentam maior vulnerabilidade a inundações marinhas, galgamentos oceânicos, e ao recuo da linha de costa face à subida do nível médio do mar e à ocorrência de tempestades, já que, uma percentagem significativa da área urbanizada se encontra a uma distância inferior a 1.000 m da linha de costa (Figura 8). É de salientar que, quando existem desembocaduras de ribeiras e rios na periferia das cidades, a subida do nível do mar contraria o escoamento fluvial, favorecendo as cheias fluviais, como por exemplo as cheias catastróficas ocorridas em Albufeira em 1 de novembro de 2015.

Para além das áreas urbanizadas, a zona costeira do Algarve inclui zonas de elevada riqueza ecológica, paisagística e cultural. São o caso do Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina, da Reserva Bioenergética de Sagres, dos estuários dos rios Alvor e Arade, do sistema lagunar da Ria Formosa e da Reserva Natural do Sapal de Castro Marim e Vila Real de Santo António (Figura 8). As zonas intermareais, nas quais se enquadram os estuários acima citados e a zona lagunar da Ria Formosa são particularmente vulneráveis à subida do nível médio do mar, sendo expectável a perda significativa de serviços de ecossistemas. As zonas húmidas de transição migram em função das variações do nível médio do mar. Porém, se o espaço de acomodação da energia e das unidades pedomorfológicas estiverem ocupadas, torna impossível a sua natural evolução em função da subida do nível médio do mar.

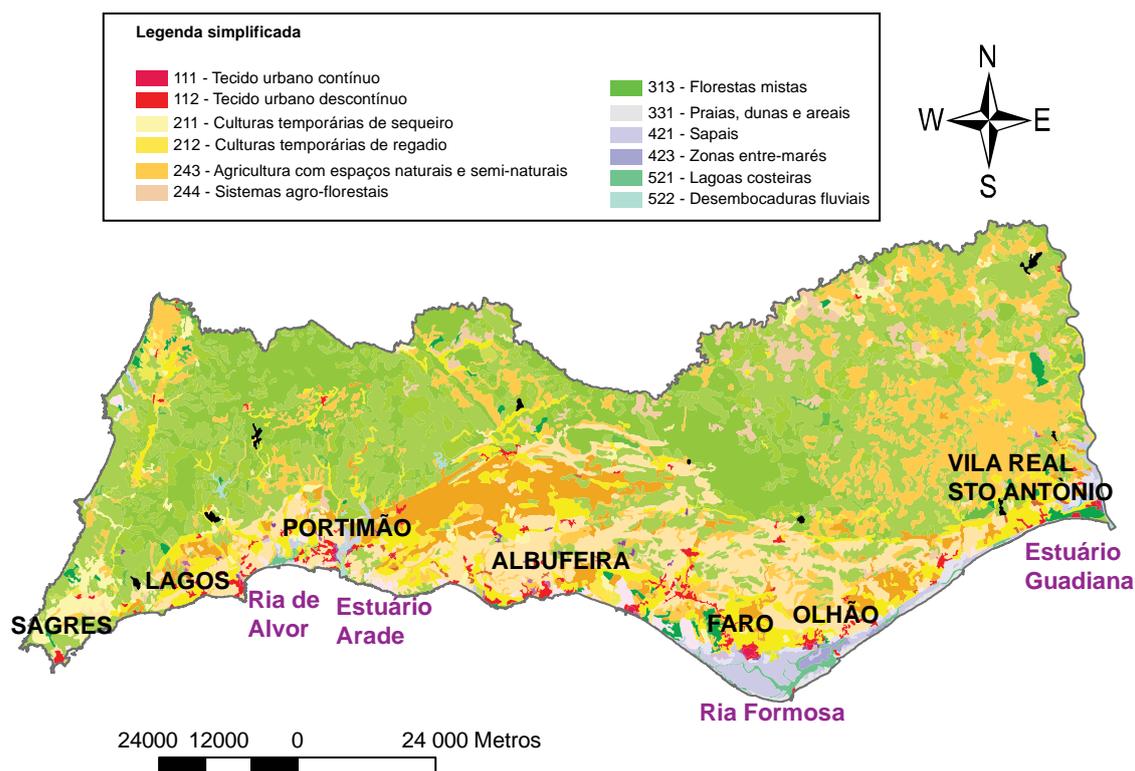


Figura 8 Distribuição genérica de usos do solo da região do Algarve; identificação dos principais focos populacionais na faixa costeira (a preto) e algumas áreas de elevado valor ecológico (a rosa)

Registo de eventos extremos no passado recente com base na comunicação social

A análise da incidência de temporais na costa portuguesa, quer ao nível da caracterização dos processos quer ao nível da avaliação das consequências, é hoje um dos temas atuais e pertinentes para a gestão e defesa da orla costeira. O período de retorno desses eventos e a sua distribuição espacial são dados importantes que devem alimentar os modelos de projeções da evolução futura. Os elevados prejuízos, sociais e económicos, justificam o esforço investido no estudo das causas e na avaliação dos impactos destes eventos extremos com elevado potencial destrutivo (Antunes, 2014). Os riscos associados à erosão, galgamentos e inundações das zonas vulneráveis são uma constante preocupação na costa portuguesa, pondo em causa a segurança de pessoas e bens em situações extremas. A forte agitação marítima associada a tempestades subtropicais e extratropicais, em conjunto com a sobre-elevação meteorológica (SM) estão associados a elevado risco de, respetivamente, erosão e galgamentos nas zonas costeiras e, inundações das zonas ribeirinhas (Antunes, 2014).

Foram vários os eventos extremos associados a tempestades (extremos de agitação marítima) de que há registo na bibliografia e na comunicação social para os últimos 50-60 anos. Muita informação pode ser retirada destas notícias, permitindo a validação e reconstrução das taxas de recuo (ou acreção) de modelos utilizados para avaliação de tempestade na costa. Esta informação permitirá ainda ajudar a validar as taxas de recuo obtidas com suporte em modelos para longo prazo, uma vez que são normalmente os locais com tendências de recuo da linha de costa históricas, aqueles que sofreram maior impacto durante eventos de alta energia. A Tabela 1 apresenta uma súmula dos principais eventos associados a tempestades, inundações, enxurradas,

etc., no Algarve, bem como as respetivas datas. Será posteriormente utilizada durante a análise de resultados (capítulo 1.3) para validação das estimativas de vulnerabilidade atual a eventos extremos.

Data	Evento extremo	Local mais afetado	Danos causados	Fonte
Dezembro 1989	Inundações e enxurradas	Tavira	Destruição de plantações agrícolas estufas, morte de animais, destruição de edifícios e infraestruturas	https://arquivos.rtp.pt/conteudos/temporal-no-Algarve/#sthash.RPYqewVk.dpbs
Inverno 2009-2010	Tempestade	Praia da Fuzeta	Destruição de edifícios, 44 das 71 casas existentes foram destruídas total ou parcialmente. Abertura de uma nova barra de maré.	http://www.destak.pt/artigo/58267 http://www.tvi24.iol.pt/sociedade/tvi24/Algarve-38-casas-destruidas-na-ilha-da-fuzeta
Fevereiro 2010	Tempestade, forte ondulação de Sudoeste, com 5 m de altura, e preia-mar de marés vivas	Praia de Faro	Destruição de parte do cordão dunar levando ao corte de trânsito	http://expresso.sapo.pt/actualidade/ondas-destroem-casas-na-ilha-da-fuzeta=f565678#gs.XHT_ZS8
Fevereiro 2010	Mini-tornado	Portimão	Estragos em restaurantes, derrube de árvores e postes de eletricidade	https://www.tsf.pt/vida/interior/mini-tornado-na-zona-de-portimao-provoca-estragos-1503012.html
Janeiro 2014	Ondas gigantes	Armação de Pera e Marina Portimão	Destruição de edifícios (destruição de vários negócios) e infraestruturas	https://www.rtp.pt/noticias/pais/Algarve-faz-as-contas-aos-estragos-provocado-por-ondas-gigantes_v708126
Novembro 2015	Chuva intensa	Danos nas praias da Falésia, Açoteias, Barranco das Belharucas, Maria Luísa, Oura, Olhos d'Água e Santa Eulália (Albufeira)	Edifícios e infraestruturas	http://www.cmjornal.pt/sociedade/detalhe/chuva_arrasa_praias
Mai 2016	Temporal associado a maré viva	Cabanas de Tavira	Destruição da concessão de praia	http://Barlavento.pt/regional/mau-tempo-faz-estragos-nas-praias-algarvias
Fevereiro 2018	Tornado	Faro (doca de Faro)	Uma dezena de barcos virados, quebra de vidros de carros e uma esplanada destruída	http://www.sulinformacao.pt/2018/02/tornado-vira-barcos-e-causa-danos-em-carros-e-esplanadas-na-doca-de-faro/
Março 2018	Tornado	Faro e Olhão	Árvores e estruturas caídas, vidros partidos, vastas áreas urbanas sem luz devido à queda de postes e linhas. Destruição de estufas agrícolas. Danos em veículos.	http://www.sulinformacao.pt/2018/03/tornados-provocam-estragos-nas-zonas-de-faro-e-moncarapacho/
Março 2018	Forte ondulação e ventos fortes	Praia de Faro	Destruição de muros de trânsito cortado devido à acumulação de areia na estrada	https://www.publico.pt/2018/03/05/local/noticia/mau-tempo-coloca-em-risco-mais-uma-vez-a-praia-de-faro-1805435

Tabela 1 Registo de eventos extremos no passado recente com base na comunicação social, entre 1989 e 2018

1.1.2 CARACTERIZAÇÃO DO QUADRO DE REFERÊNCIA DO SETOR

No âmbito das orientações gerais definidas no Programa Nacional da Política de Ordenamento do Território (PNPOT), o Plano Regional de Ordenamento do Território do Algarve (PROT Algarve, Resolução Conselho de Ministros 102/2007) constitui o pilar de gestão territorial da região do Algarve, produz efeitos vinculativos para as entidades públicas e indicativo para os particulares. O PROT define para o Algarve quatro grandes unidades territoriais, com diferentes especificidades:

- i. Costa Vicentina
- ii. Serra
- iii. Baixo Guadiana
- iv. Litoral Sul e Barrocal

O PROT Algarve define também opções estratégicas, que servem de orientação para os planos de ordem hierárquica inferior como os Planos Diretores Municipais (PDM), os Planos de Urbanização (PU) e os Planos de Pormenor (PP). Enquanto os PROT são apontados como o instrumento programático e normativo do global da região, os Planos de Ordenamento da Orla Costeira (POOC; DL 380/99), são vistos como instrumento (de intervenção do governo) de concretização e desenvolvimento da política de ordenamento do território de âmbito nacional e surgem como um instrumento enquadrador para a melhoria, valorização e gestão dos recursos presentes no litoral. São estes os planos que melhor se enquadram administrativamente e legalmente na discussão das vulnerabilidades atuais e futuras da faixa costeira do Algarve face à subida do nível médio do mar e ocorrência de tempestades.

Os POOC preocupam-se, especialmente com a proteção e integridade biofísica do espaço, com a valorização dos recursos existentes e com a conservação dos valores ambientais e paisagísticos. São instrumentos de natureza regulamentar da competência da administração central, tem como objeto as águas marítimas costeiras e interiores e respetivos leitos e margens. Os POOC abrangem uma faixa ao longo do litoral, a qual se designa por zona terrestre de proteção, com a largura máxima de 500 m contados a partir do limite das águas do mar para terra e uma faixa marítima de proteção até à batimétrica dos 30 m, com exceção das áreas sob jurisdição portuária, e identificam e definem:

- O regime de salvaguarda e proteção para a orla costeira, com o objetivo de garantir um desenvolvimento equilibrado e compatível com os valores naturais, sociais, culturais e económicos, com a identificação de atividades proibidas, condicionadas e permitidas na área emersa e na área imersa, em função dos níveis de proteção definidos;
- As medidas de proteção, conservação e valorização da orla costeira, com incidência nas faixas terrestre e marítima de proteção e ecossistemas associados;
- As propostas de intervenção referentes a soluções de defesa costeira, transposição de sedimentos e reforço do cordão dunar;
- As propostas e especificações técnicas de eventuais ações e medidas de emergência para as áreas vulneráveis e de risco;

- O plano de monitorização da implementação do POOC.

Os POOC aprovados para a faixa costeira do Algarve são: Sines-Burgau, RCM n.º 152/98, de 30 de dezembro; Burgau-Vilamoura, RCM n.º 33/99, de 27 de abril; Vilamoura-Vila Real de Santo António, RCM n.º 103/2005, de 27 de junho, alterado por RCM n.º 65/2016, de 19 de outubro de 2016. Os mesmos encontram-se atualmente (março de 2018) em revisão. A implementação dos POOC no Algarve é da responsabilidade das Regiões Hidrográficas do Algarve e Comissões de Coordenação de Desenvolvimento Regional (CCDR) do Algarve e dos Municípios da região.

1.2 METODOLOGIA

A vulnerabilidade da faixa costeira do Algarve foi avaliada face à subida do nível médio do mar e ao impacto de tempestades. O impacto da subida do nível médio do mar foi estimado com base nos cenários RCP4.5 e RCP8.5 do IPCC (IPCC, 2013), projetado para os anos de 2040, 2070 e 2100, tendo como situação de referência o ano de 2011. O impacto de tempestades foi determinado com base na posição da linha de costa em 2011, para condições médias de agitação, e para condições extremas de agitação (com período de retorno de 50 anos). Foi também estimado o potencial de galgamento oceânico para os anos 2040, 2070 e 2100.

As projeções morfológicas foram obtidas através da aplicação de um modelo matemático híbrido que determina as mudanças verticais de cada troço costeiro em análise (Figura 1), em função da taxa de acumulação ou erosão das praias, da taxa de erosão/recuo de arribas, da taxa de subida do nível do mar e da taxa de subsidência continental. Os seis troços considerados para a costa do Algarve foram divididos em dezanove setores costeiros (Figura 1) e usaram-se duas topobatimetrias de referência (2000 e 2011). O modelo matemático permitiu incluir a diversidade morfodinâmica da costa para cada setor, i.e., a resposta diferencial do litoral rochoso e do litoral arenoso. Incluiu ainda um parâmetro caracterizador de resistência de arribas, de modo a considerar a natureza dos troços rochosos em função da sua firmeza. O modelo estimou a adaptação do perfil transversal à costa, assumindo inicialmente uma condição de equilíbrio morfodinâmico (perfil de equilíbrio), face à ondulação dominante. Este perfil de equilíbrio consegue adaptar-se à subida do nível médio do mar mantendo a sua forma, mas transferindo sedimento para a zona profunda. O transporte sedimentar longilitoral ao longo da faixa costeira do Algarve (de oeste para leste), resultante da aproximação oblíqua da ondulação, foi também incluído na avaliação da resposta da linha de costa. Para tal, o efeito constante da ondulação, incluindo os eventos extremos, são considerados na estimativa dos gradientes longilitorais que determinam o transporte de sedimentos ao longo da costa.

Foram identificadas zonas de maior vulnerabilidade (pontos críticos) à subida do nível médio do mar e impacto de tempestades, utilizando como indicadores de perigo o recuo entre 2011 e 2100 e o galgamento oceânico, e como indicadores de exposição o uso do solo e a vulnerabilidade social. Para a análise das zonas vulneráveis selecionaram-se apenas áreas costeiras onde existe tecido urbano. Os pontos que registam maior vulnerabilidade à subida do nível médio do mar e impacto de tempestades são a Ilha de Culatra (povoação do Farol), Monte Gordo, Portimão, Quarteira e a Península do Ancão (Praia de Faro).

1.2.1 VARIÁVEIS E PARÂMETROS CLIMÁTICOS RELEVANTES PARA O SETOR

As variáveis relevantes para a zona costeira do Algarve incluem a geomorfologia costeira e a orientação geográfica da linha de costa. Os parâmetros climáticos incluem o clima de agitação marítima e a subida do nível médio do mar. O clima de agitação é caracterizado seguidamente de forma geral para toda a costa do Algarve e esquematizado por troço costeiro. Para avaliação da vulnerabilidade da região costeira do Algarve face às variáveis e parâmetros climáticos mencionados, foram utilizados os seguintes dados:

- Topo-batimetria da costa Portuguesa de 2000, obtida com base num modelo digital de terreno (resolução espacial de 50x50 m ao largo, variável entre 5 e 10 m nas costas rochosas e entre 20-25 m nas costas arenosas);
- Levantamento topobatimétrico com tecnologia LiDAR (*Light Detection and Ranging*) da costa Portuguesa efetuado em 2011 (resolução espacial global de 2x2 m), numa faixa de aproximadamente 1 km de largura ao longo da costa do Algarve;
- Carta de Uso e Ocupação do Solo de Portugal Continental em 2010 (COS, 2010);
- Corine Land Cover (2006);
- Atlas Urbano (2012);
- Artigos científicos e teses científicas sobre as temáticas: caracterização geral do Algarve, processos costeiros e taxas de recuo/progradação (dos últimos 60 anos);
- Séries temporais da agitação marítima fornecidas pelo banco de dados SIMAR, que podem ser consultadas no portal da Agência Espanhola 'Puertos del Estado' <http://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>;
- Dados históricos de tempestade compilados com recurso à comunicação social (últimos 60 anos);
- Outros registos históricos: fotografias, mapas e outros registos existentes na base de dados do CIMA/UAlg;
- Projeções de subida do nível médio do mar até ao máximo do ano 2100, com base nas perspetivas regionais (Antunes and Taborde, 2009) e com base nas perspetivas globais do Painel Intergovernamental para as Alterações Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change* - IPCC, AR5, 2014).

A. Clima de agitação geral da costa do Algarve

O clima de agitação marítima que atinge a costa do Algarve apresenta-se variado. O litoral a norte do Cabo de São Vicente está mais exposto às ondas de alta energia do Atlântico, com valores de altura significativa da onda que se situam na classe de 1 a 2 m (49% das observações anuais) com alturas médias de 1,7 m e período de pico médio de 10,8 s. Valores superiores a 3 m ocorrem em 10 % das observações anuais e valores inferiores a 1 m em 23 % dos casos. Ondas de tempestade com altura significativa superior a 4,5 m representam 1-2% das ocorrências (Costa et al., 2001). A

costa Sul encontra-se abrigada das condições dominantes do Atlântico Norte. O regime de ondas é moderado, sendo os valores de altura significativa da onda inferiores a 1 m (68% das ocorrências anuais), com alturas médias de 1,0 m e período de pico médio de 8,2 s. Valores superiores a 3 m são geralmente inferiores a 2% das observações anuais. A direção dominante das ondas é de O-SO (71% das ocorrências anuais) à qual estão associados os valores mais elevados de período de onda. As ondas que se aproximam de E-SE induzidas por ventos gerados no Golfo de Cádiz, representam 23% das ocorrências e têm período de onda inferior às ondas de O-SO. As tempestades mais frequentes aproximam-se de O-SO, com alturas significativas inferiores a 5 m. Para condições de tempestade com período de retorno de 50 anos considera-se uma altura significativa da onda de 8,1 m, um período de pico de 13 s e uma duração de 5 dias (Costa et al., 2001). Entre setembro de 1986 e dezembro de 2015 foram registadas na costa Sul 113 tempestades associadas à direção O-SO e 64 tempestades de Levante, associadas aos ventos de E-SE (Oliveira et al., 2018). Na costa rochosa meridional, extremamente crenulada, é a orientação geográfica dos setores que determina a sua exposição a cada uma das direções predominantes da onda (O-SO ou E-SE). Quer isto dizer que, adjacente a um setor cuja linha de costa com orientação NO-SE é energeticamente impactada pelas ondas de O-SO, se encontram setores abrigados desta ondulação, onde os efeitos das tempestades que se aproximam desta direção são negligenciáveis. O oposto é igualmente observado, para tempestades de E-SE.

A maré na região do Algarve é do tipo semidiurno, com amplitudes médias de cerca de 2 m, classificada de meso-tidal. A amplitude mareal varia entre 2,64 e 1,38 m nas marés mortas e entre 3,45 e 0,56 m nas marés vivas (Costa et al., 2001).

B. Caracterização do clima de agitação marítima por troço costeiro

Para a análise da vulnerabilidade da faixa costeira do Algarve face à ocorrência de tempestades, e de modo a considerar o efeito constante da ondulação na costa, a qual se sobrepõe a outros fatores (nível médio do mar e redução no fornecimento sedimentar), o clima de agitação marítima foi esquematizado por troço costeiro (de A a F). Para a caracterização de cada troço foram usados dados da série histórica da rede de pontos SIMAR, que tem por base a reanálise do regime de ondulação para o período entre 1958 e 2017 (Tabela 2). A localização dos troços considerados (A a F) e dos pontos SIMAR (1 a 6) pode ser observada na Figura 1. Para cada ponto SIMAR o clima de agitação marítimo foi reduzido a uma série de classes de altura de onda, incluindo o valor médio em cada classe, assim como a sua duração média e frequência, de modo a simular a adaptação morfológica da costa a longo prazo de um modo eficiente. Cada ponto SIMAR foi renomeado de modo a facilitar a sua inclusão no relatório e na Figura 1, mas o seu código original está também mencionado na Tabela 2 para fins informativos.

Ponto SIMAR 1 - Troço A Ponto SIMAR (5006025)			
Classe de Altura de onda (m)	Altura média da onda (m)	Duração média (segundos)	Frequência (%)
0 - 0,5	0,427	5,594	2,692
0,5 - 1	0,838	5,748	17,924
1 - 1,5	1,304	6,043	27,107

1,5 - 2	1,789	6,582	21,595
2 - 2,5	2,281	7,271	12,898
2,5 - 3	2,784	7,798	7,287
3 - 3,5	3,284	8,181	4,321
3,5 - 4	3,784	8,489	2,548
4 - 4,5	4,272	8,641	1,606
4,5 - 5	4,772	8,751	0,853
5 - 5,5	5,282	8,823	0,519
5,5 - 6	5,769	9,048	0,308
6 - 6,5	6,259	9,236	0,146
6,5 - 7	6,785	9,467	0,090
7 - 7,5	7,277	9,580	0,046
7,5 - 12	8,469	10,055	0,059
0 - 0,5	0,435	5,516	2,264
0,5 - 1	0,840	5,709	18,014
1 - 1,5	1,303	6,025	27,681
1,5 - 2	1,788	6,561	21,825
2 - 2,5	2,280	7,233	12,813
2,5 - 3	2,784	7,778	7,160
3 - 3,5	3,284	8,187	4,203
3,5 - 4	3,786	8,523	2,473
4 - 4,5	4,274	8,754	1,555
4,5 - 5	4,774	8,881	0,839
5 - 5,5	5,280	8,980	0,520
5,5 - 6	5,768	9,193	0,303
6 - 6,5	6,262	9,497	0,153
6,5 - 7	6,788	9,613	0,086
7 - 7,5	7,279	9,835	0,048
7,5 - 12	8,492	10,260	0,064
Ponto SIMAR 3 - Troço B			
Ponto SIMAR (5008021)			
Classe de Altura de onda (m)	Altura média da onda (m)	Duração média (segundos)	Frequência (%)
0 - 0,5	0,417	5,111	11,132
0,5 - 1	0,798	5,670	38,643
1 - 1,5	1,278	6,598	23,756
1,5 - 2	1,780	7,112	12,572
2 - 2,5	2,278	7,411	6,774
2,5 - 3	2,777	7,562	3,404
3 - 3,5	3,277	7,644	1,819
3,5 - 4	3,777	7,748	0,942
4 - 4,5	4,265	8,035	0,497
4,5 - 5	4,766	8,292	0,262
5 - 5,5	5,245	8,480	0,114
5,5 - 6	5,768	9,004	0,043

6 - 6,5	6,250	9,239	0,021
6,5 - 7	6,771	9,637	0,012
7 - 7,5	7,223	9,900	0,002
7,5 - 12	8,310	10,963	0,006
Ponto SIMAR 4 - Troço C Ponto SIMAR (5014021)			
Classe de Altura de onda (m)	Altura média da onda (m)	Duração média (segundos)	Frequência (%)
0 - 0,5	0,340	5,323	41,575
0,5 - 1	0,764	5,852	33,738
1 - 1,5	1,269	5,929	13,755
1,5 - 2	1,772	5,826	5,851
2 - 2,5	2,278	5,943	2,749
2,5 - 3	2,777	6,275	1,309
3 - 3,5	3,275	6,568	0,550
3,5 - 4	3,780	6,935	0,265
4 - 4,5	4,263	7,047	0,128
4,5 - 5	4,742	7,384	0,047
5 - 5,5	5,230	7,823	0,011
5,5 - 6	5,688	8,106	0,003
Ponto SIMAR 5 - Troço D, E Ponto SIMAR (5017021)			
Classe de Altura de onda (m)	Altura média da onda (m)	Duração média (segundos)	Frequência (%)
0 - 0,5	0,313	5,302	54,131
0,5 - 1	0,756	5,491	28,969
1 - 1,5	1,264	5,543	9,893
1,5 - 2	1,775	5,660	3,882
2 - 2,5	2,268	5,893	1,739
2,5 - 3	2,774	6,258	0,751
3 - 3,5	3,275	6,646	0,332
3,5 - 4	3,769	6,909	0,152
4 - 4,5	4,242	7,234	0,055
4,5 - 5	4,760	7,790	0,012
5 - 5,5	5,221	8,153	0,004
Ponto SIMAR 6 - Troço F Ponto SIMAR (5023022)			
Classe de Altura de onda (m)	Altura média da onda (m)	Duração média (segundos)	Frequência (%)
0 - 0,5	0,204	4,542	73,781
0,5 - 1	0,762	4,264	17,044
1 - 1,5	1,261	4,627	6,130
1,5 - 2	1,763	4,989	2,069
2 - 2,5	2,261	5,425	0,712
2,5 - 3	2,743	5,844	0,201
3 - 3,5	3,269	6,268	0,043

3,5 - 4	3,795	6,445	0,017
4 - 4,5	4,164	6,693	0,003

Tabela 2 Esquematisação do clima de agitação marítimo a partir dos pontos SIMAR, entre 1958 e 2017 e para os diferentes troços costeiros (de A a F). Para cada ponto SIMAR foram consideradas diferentes classes de altura de onda, a altura média da onda, a duração média e a frequência de cada classe

1.2.2 AVALIAÇÃO DA VULNERABILIDADE E MODELAÇÃO DE IMPACTOS

Por motivos de simplificação computacional os seis troços considerados para a costa do Algarve, foram divididos em dezanove setores costeiros (Figura 1), nos quais foram determinadas a vulnerabilidade atual e a vulnerabilidade futura, face à subida do nível médio do mar e ao impacto de tempestades, com resolução espacial de 50 m. A divisão foi efetuada com base na orientação da linha de costa, tipo de costa (rochosa ou arenosa), grau de resistência das costas rochosas e existência de interrupções na linha de costa (ex. rios, barras de maré fixas e naturais, e obras de engenharia costeira, como marinas e portos de pesca).

A vulnerabilidade atual da faixa costeira do Algarve, face à subida do nível médio do mar e ocorrência de tempestades, foi estabelecida com base na evolução da linha de costa entre 2000 e 2011 (em metros de recuo ou progradação atual): (i) para condições médias de agitação, e (ii) com base na projeção de impactos de eventos de tempestade extremas (erosão total m^3/m), para uma tempestade com período de retorno de 50 anos. A resposta morfológica de cada setor foi determinada com base na aplicação de modelação numérica. As vulnerabilidades futuras foram avaliadas tendo como referência a situação de 2011.

A. Descrição teórica do modelo

A projeção da evolução geomorfológica, à escala temporal e espacial, de costas rochosas e arenosas da faixa costeira do Algarve em resposta à subida do nível médio do mar e impactos de tempestade, pode ser determinada usando uma extensão do modelo híbrido desenvolvido por Sampath et al. (Sampath et al., 2015) e Sampath e Boski (2016). Abaixo descrevem-se as variáveis e as generalidades do modelo, seguido dos valores específicos assumidos para a faixa costeira do Algarve.

O modelo assume que o balanço sedimentar de um troço costeiro, em função da subida do nível médio do mar e agitação marítima, para litorais rochosos e arenosos, sofre alterações na sua elevação, ao longo do tempo ($\Delta Z/\Delta t$), num determinado ponto e pode ser representada em termos das variáveis:

1. Taxa de sedimentação de material lítico ($\frac{\Delta S_{Areia}}{\Delta t}$),
2. Taxa de erosão ou acreção da praia ($\frac{\Delta E_{Praia}}{\Delta t}$),
3. Taxa de erosão e recuo de arribas ($\frac{\Delta E_{Arriba}}{\Delta t}$),
4. Taxa de subida do nível médio do mar ($\frac{\Delta H_{NMM}}{\Delta t}$),

5. Taxa de elevação ou subsidência continental ($\frac{\Delta P_{\text{Sub/elevação}}}{\Delta t}$).

Em função da variabilidade dessas mesmas variáveis, o modelo projeta uma taxa de alteração na elevação, para cada setor, dada por:

$$\frac{\Delta Z}{\Delta t} = A \left[\frac{\Delta S_{\text{Areia}}}{\Delta t} - \frac{\Delta E_{\text{Praia}}}{\Delta t} \right] + (1 - A) \left[\frac{\Delta E_{\text{Arriba}}}{\Delta t} \right] - \frac{\Delta H_{\text{NMM}}}{\Delta t} - \frac{\Delta P_{\text{Sub/elevação}}}{\Delta t} \quad (1)$$

Onde A é um valor lógico compreendido entre 1 e 0, e que depende da espessura inicial de sedimento (S_{ini}) sobre o substrato rochoso em que assenta ou se originou uma praia. O último termo da Equação 1, subsidência, pode ser insignificante nos cenários de curto e médio prazo.

No caso de litorais arenosos, o valor de A é o máximo ($A=1$); no caso de litorais exclusivamente rochosos, o valor de A é mínimo ($A=0$). Assim, em praias encastradas, o valor de A poderá chegar a zero se a camada de areia for erodida por completo. Os valores iniciais de A fazem parte dos dados de entrada no modelo, são variáveis ao longo das simulações, e recalculados a cada iteração do modelo (a cada tempo, Δt) como segue:

Se $A=1$ (praia arenosa):

$$S_{\text{ini}} + (\Delta S_{\text{Areia}} - \Delta E_{\text{Praia}})\Delta t > 0 \quad (2)$$

Se $A=0$ (arriba ou plataforma rochosa):

$$S_{\text{ini}} + (\Delta S_{\text{Areia}} - \Delta E_{\text{Praia}})\Delta t \leq 0 \quad (3)$$

B. Taxas de recuo em litoral arenoso

A resposta do litoral arenoso à subida do nível médio do mar e ao impacto de tempestades é determinada numa dada posição transversal à praia (ou perfil). Cada setor inclui vários perfis transversais à praia, espaçados em 5 m.

A taxa de alteração da elevação ($\frac{\Delta z}{\Delta t_{\text{Praia}}} = \frac{\Delta S_{\text{Areia}}}{\Delta t} - \frac{\Delta E_{\text{Praia}}}{\Delta t}$) no perfil de praia, estima-se com base nas aproximações de Dean (1991) e Hanson e Kraus (1988). De acordo com Dean (Dean, 1991) a taxa de evolução da posição da linha de costa ($\frac{\Delta y}{\Delta t_{\text{SNMM}}}$), em virtude da taxa de subida do nível médio do mar (SNMM) ($\frac{\Delta H_{\text{NMM}}}{\Delta t}$), pode ser expressa assumindo um perfil de equilíbrio morfodinâmico:

$$\frac{\Delta y}{\Delta t_{\text{SNMM}}} = \frac{1}{(h_* + B)} W_* \frac{\Delta H_{\text{NMM}}}{\Delta t} \quad (4)$$

Onde y é a distância em direção ao mar desde a linha de costa, h_* representa a profundidade de fecho, B é a altura da duna, e W_* o limite para mar da zona ativa do perfil de praia.

À variabilidade associada a taxa de subida do nível do mar, acrescem-se os gradientes longilitorais de transporte sedimentar, em virtude da agitação marítima, estes determinados através da aplicação do modelo GENESIS (GENeralized model for SIMulating Shoreline change) desenvolvido por Hanson e Kraus (Hanson and Kraus, 1988). De acordo com o modelo GENESIS a taxa de

alteração da posição da linha de costa ($\frac{\Delta y}{\Delta t_{GTS}}$), numa dada posição transversal à praia (ou perfil), resulta de um gradiente na taxa de transporte sedimentar ($\frac{\Delta Q}{\Delta t}$) relacionado com entradas e saídas de sedimento (q) num mesmo setor costeiro, e é dada por:

$$\frac{\Delta y}{\Delta t_{GTS}} = \frac{1}{(h_* + B)} \left(q - \frac{\Delta Q}{\Delta t} \right) \quad (5)$$

A taxa de transporte longilitoral em função da agitação marítima determina-se aplicando a seguinte expressão:

$$Q = (H^2 C_g)_b \left(a_1 \sin 2\alpha_b - a_2 \cos \alpha_b \frac{\Delta H}{\Delta x} \right)_b \quad (6)$$

Onde H é a altura da onda na zona de rebentação, e C_g é a velocidade de grupo da onda, α_b é o ângulo das ondas de rebentação com a linha de costa, a_1 e a_2 são coeficientes que podem ser estimados de acordo com Hanson e Kraus (Hanson and Kraus, 1988); o sufixo b indica a condição das ondas na rebentação.

No final, o gradiente sedimentar ao largo do litoral arenoso, por perfil, $\frac{\Delta y}{\Delta t_{NET}}$, inclui a contribuição da alteração de posição da linha de costa ($\frac{\Delta y}{\Delta t_{GTS}}$), tendo em conta a subida do nível médio do mar e a taxa de alteração de posição da linha de costa em função da agitação marítima $\frac{\Delta y}{\Delta t_{GTS}}$, através de:

$$\frac{\Delta y}{\Delta t_{NET}} = \frac{\Delta y}{\Delta t_{SNMM}} + \frac{\Delta y}{\Delta t_{GTS}} \quad (7)$$

Assume-se uma posição de equilíbrio no perfil de praia e, de acordo com Dean (Dean, 1991), para uma dada posição da linha de costa, e em resposta à subida do nível médio do mar e agitação marítima, o perfil tende a adotar uma forma de equilíbrio que pode ser representado como:

$$y = \frac{h}{m} + \frac{1}{A^{1.5}} z^{1.5} \quad (8)$$

Onde y é a distância em direção ao mar desde a linha de costa, m é a inclinação média do perfil de praia, A representa um parâmetro dependente do tamanho médio de grão, e z é a profundidade da coluna de água abaixo do nível médio do mar (NMM). Da combinação das equações 7 e 8, numa condição de equilíbrio morfodinâmico, surge finalmente a relação entre $\frac{\Delta y}{\Delta t_{NET}}$ e $\frac{\Delta z}{\Delta t}$, aplicando:

$$\frac{\Delta y}{\Delta t_{NET}} = \left(\frac{1}{m} + \frac{1.5}{A^{1.5}} h^{0.5} \right) \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad (9)$$

A elevação final do perfil de praia, ao fim de um determinado tempo ($\Delta t = z_{t+\Delta t}$) pode ser estimada em termos de elevação num determinado momento (z_t), taxa de variação na vertical e taxa de subida do nível do mar:

$$z_{t+\Delta t} = z_t + \frac{\Delta z}{\Delta t} \Delta t - \frac{\Delta H_{NMM}}{\Delta t} \Delta t \quad (10)$$

C. Taxas de recuo em litoral rochoso

Em litoral rochoso assumem-se células litorais sedimentares, em que o limite para terra está representado pela posição da arriba ($\frac{\Delta R_{Arriba}}{\Delta t}$). Para um dado período temporal Δt , assume-se translação paralela do sistema e a conservação do pendor inicial ($\tan \theta_{ini}$) da célula litoral em análise (Equação 11). O tamanho da célula ou resolução espacial da grelha de análise é de 50 m. A resolução temporal do modelo é de um dia de modo a otimizar a relação entre tempo de simulação e precisão dos resultados:

$$\frac{\Delta E_{Arriba}}{\Delta t} = \frac{\Delta R_{Arriba}}{\Delta t} \tan \theta_{ini} \quad (11)$$

$$(\Delta R_{Arriba})_t = \sum_i^N (\Delta R_{Arriba})_{t,i} \quad (12)$$

O recuo da arriba $(\Delta R_{Arriba})_t$ para um período de tempo t é representado em termos de recuos infinitesimais devido a um número N de variáveis ($i = 1 \dots N$):

A taxa de erosão da arriba pode depois ser estimada usando a aproximação proposta por Sunamura (2015):

$$\frac{\Delta R_{Arriba}}{\Delta t} = m \frac{\rho g H_f}{S_c} - C \quad (13)$$

Onde H_f representa a altura da onda na base da arriba, S_c é a força compressiva das rochas, ρ refere-se à densidade da água do mar (1025 kg/m^3), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$), C (coeficiente de proporcionalidade da arriba) e m são constantes de calibração do modelo, obtidas usando medidas de recuo da linha de costa no passado para a zona de interesse.

D. Adequação do modelo à costa do Algarve

As variáveis do modelo para determinação das taxas de recuo no litoral rochoso do Algarve incluem: (1) força e características da rocha, incluindo falhas, juntas, grau de intemperismo e discontinuidades, (2) tendência do nível do mar, (3) clima de ondulação, incluindo altura, período, direção, altura e frequência do pico da tempestade, (4) altura da arriba, (5) orientação da linha de costa, (6) amplitude da maré, e (7) volume da praia e espessura da camada de sedimento na zona menos profunda ($h < H_b$) onde h é a profundidade e H_b é a altura da onda na zona de rebentação. Segundo Walkden e Dickson (2008) as profundidades da praia maiores que $0,23 H_b$ são totalmente protegidas contra a erosão.

A linha ou situação de base considerada é 2011 e serão considerados três projeções temporais: a curto prazo (2040), a médio prazo (2070) e a longo prazo (2100). A resposta do sistema será diferencial para cada escala temporal escolhida. Por exemplo, a curto prazo as arribas mais altas recuam mais lentamente do que as arribas mais baixas, mas essa relação deixa de ser válida quando consideramos recuo de arribas a longo prazo, mesmo considerado o mesmo clima de agitação marítima (Sunamura, 2015).

O mecanismo de erosão de sedimento nas praias encastradas do litoral rochoso foi simulado usando a mesma abordagem de Sampath et al. (2015) e Sampath e Boski (2016). Os sedimentos nas praias encastradas associadas às costas rochosas foram considerados de textura grosseira, com quantidades relativamente pequenas de areia fina e lodos. Esta informação foi incluída nos dados de entrada no parâmetro A (Equação 3). O volume sedimentar foi equacionado tendo em conta o transporte sedimentar nas componentes longilitoral e transversal à linha de costa e concentração de sedimentos em suspensão no sistema. Consideraram-se outras entradas sedimentares no sistema como a erosão de sedimentos das falésias. Assumiu-se que parte do sedimento no sistema foi levado para uma profundidade limite (Z_{lim}) dada por Walkden e Dickson (Walkden and Dickson, 2008) e o restante sedimento acumulado contra os promontórios.

O domínio erosivo das arribas foi determinado em termos de nível médio do mar (NMM), amplitude da maré, características da ondulação (*set-up/set-down*), magnitude da maré meteorológica, e subida do nível médio do mar. Para tal usaram-se séries temporais do clima de agitação, nomeadamente o espectro total da agitação, que inclui toda a tipologia de ondas observadas. As alturas de onda de tempestade foram também derivadas usando distribuições de probabilidade conjunta das características das ondas observadas. As amplitudes de maré usadas no modelo foram estimadas com base nos constituintes de maré derivados da análise harmónica dos dados de maré do Instituto Hidrográfico Português.

A acreção/erosão a longo prazo das costas arenosas foi estimada com base nas taxas de sedimentação/erosão representativas para cada troço e os coeficientes de acreção/erosão líquida a longo prazo segundo Sampath et al. (Sampath et al., 2015). A taxa representativa de sedimentação/erosão é um parâmetro observado para uma área de estudo específica, determinada usando dados batimétricos históricos, observações arquivadas, imagens ortogonais ou de satélite para a área

As taxas locais de elevação do nível do mar ao longo do passado foram derivadas a partir da análise de dados de marés obtidos por Antunes e Taborda (Antunes and Taborda, 2009). De acordo com Dias e Taborda (Dias and Taborda, 1992), a maioria dos sinais que indicam aumento do nível médio do mar ao longo do litoral português são de origem global, o que enfatiza a validade das projeções globais para a área de estudo. Portanto, a projeção das taxas de subida do nível médio do mar, à escala de décadas e centenas de anos, tiveram por base a série temporal de cenários de subida do nível do mar projetados pelo IPCC no AR5 (IPCC, 2013, Tabela 3). Selecionaram-se os cenários RCP4.5 e RCP8.5, ajustados aos anos em análise (2040, 2070 e 2100) e utilizou-se o limite superior das projeções (95%, limite superior do intervalo de confiança) para cada um deles (Figura 9).

'Representative concentration pathways (RCP)'; o número indica o forçamento total radiativo em W/m ²		Projeções da subida do nível médio do mar para 2081–2100, com base em 1986–2005 (intervalos de confiança de 5 a 95%)	
Cenário (Forçamento)	Concentração de gases de efeito estufa, e aumento na variação de temperatura (°C)	Limite inferior (m)	Limite superior (m)
RCP4.5	Pico em 2040, declínio e estabilização após 2100 por redução relativa das emissões atmosféricas (1,1- 2,6 °C)	0,32	0,63
RCP8.5	Subida durante o século XXI em consequência de alterações na lei e redução das emissões atmosféricas (2,6-4,8 °C)	0,52	0,98

Tabela 3 Cenários globais de projeção de subida do nível do mar, de acordo com o IPCC (2013)

A taxa de subsidência ou elevação nesta área foi obtida usando dados bibliográficos. No entanto, a importância de tal parâmetro pode ser relevante no contexto de cenários de longo prazo, mas pode ser negligenciável a curto ou medio prazo.

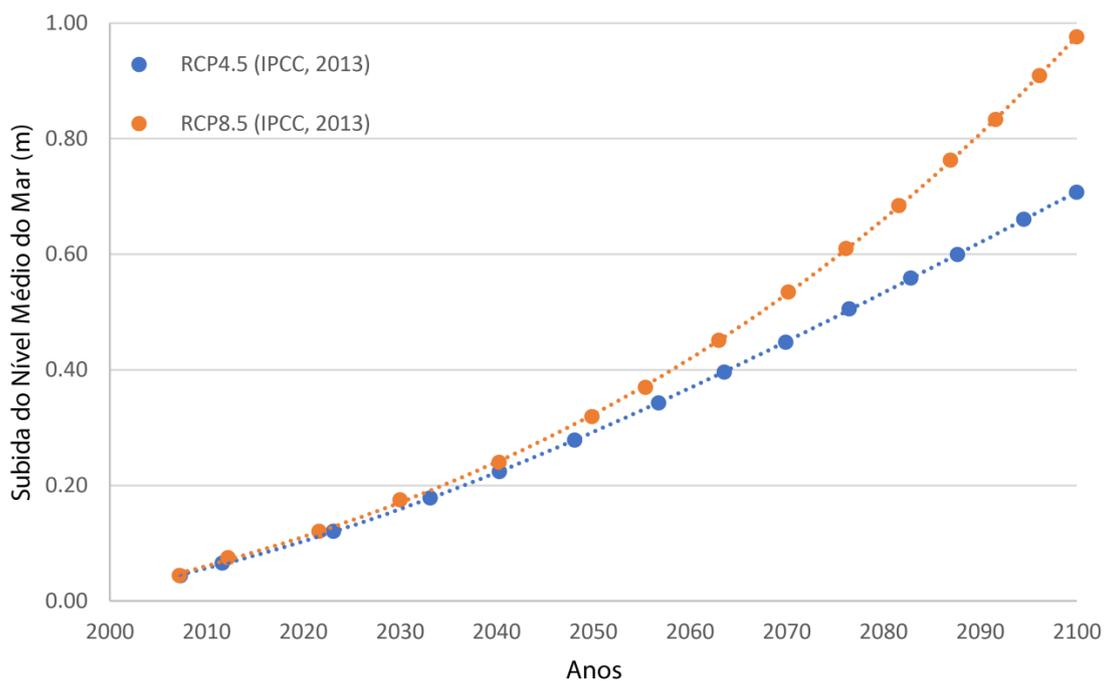


Figura 9 Ajuste às projeções de subida do nível médio do mar global durante o século XXI, com base nas projeções do IPCC (AR5, 2013), para os cenários RCP4.5 e RCP8.5

E. Quantificação do galgamento oceânico associado ao cenário de subida do nível médio do mar RCP8.5

O potencial de galgamento oceânico foi estimado para objetivos temporais, 2040, 2070 e 2100, em resposta ao cenário mais pessimista de subida do nível médio do mar, RCP8.5 (IPCC, 2013). Este potencial de galgamento oceânico associa-se diretamente ao espraio máximo da onda, durante condições de tempestade (Larson *et al.*, 2004a).

O espraio de onda (*wave runup*) em função da altura da onda na tempestade foi estimado utilizando a formulação de Battjes (1971):

$$R = (H_0 L_0)^{0.5} \tan \beta \quad (14)$$

onde $\tan \beta$ representa o pendor da face de praia acima dos 0 m (nível médio do mar), estimado a partir dos dados topo-batimétricos existentes (Lidar 2011); H_0 corresponde à altura máxima da onda ao largo. L_0 corresponde ao comprimento da onda e, em condições de baixa profundidade, junto à costa determina-se por:

$$L_0 = \frac{g T_p^2}{2\pi} \quad (15)$$

L_0 depende do período de pico da onda, T_p , e da aceleração da gravidade, g .

Ao espraio máximo da onda adicionou-se depois um valor de altura de maré, em condições de marés vivas, de cerca de 1,4 m, (Ferreira *et al.*, 2006), por forma a projetar o pior cenário possível de galgamento na faixa costeira do Algarve.

F. Quantificação do volume de erosão na faixa costeira do Algarve, em resposta a uma tempestade oceânica com período de retorno de 50 anos

O volume total de erosão por unidade de comprimento de linha de costa (m^3/m) foi calculado, integrando a variação volumétrica no perfil de praia, para determinado tempo de simulação (dt), e durante a duração total de uma tempestade (T_s) com período de retorno de 50 anos.

O volume erodido (ou acumulado dv/dt) foi computado com base na formulação de Larson *et al.* (2004b), para faixas arenosas:

$$\frac{dV}{dt} = -4 \frac{C_s}{T} \left\{ R_T \sin \frac{\pi t}{T_s} - z_D \right\}^2 \quad (16)$$

com $R_T = R_a + z_a$ e $z_D = z_i - R_i$

Valores negativos indicam erosão acima do 0 m (nível médio do mar).

Na equação anterior, T é a duração da tempestade; R_T é o espraio (*wave runup*) total ($R_a = R_{max} - R_i$); z_D é a diferença entre a altura do espraio da onda (R_i) no tempo $t=0$ e a distância vertical desde o início do espraio até ao sopé da base no tempo $t=0$; e t representa tempo.

C_s é um coeficiente empírico e pode ser calculado através da seguinte fórmula:

$$C_s = Ae^{-b\frac{H_0}{D_{50}}} \quad (17)$$

C_s relaciona os coeficientes de velocidade de deslocamento da onda e a energia da onda, com $A=1.34 \times 10^{-3}$ e $b=3.19 \times 10^{-4}$; D_{50} é o diâmetro mediano do grão de areia.

No cálculo do espraio total R_T , R_a é a amplitude da sinusoidal associada à variação no espraio da onda (*wave runup*) e é dada por $R_a = R_{\max} - R_i$. R_{\max} é estimado usando a altura máxima da onda, ou altura de onda durante a tempestade, à qual corresponde um determinado período de pico de onda. Na área de estudo corresponde a $H_0 = 8,1$ m e $T_p = 13$ s (Costa et al., 2001).

R_i corresponde ao espraio de onda (*wave runup*) no tempo $t=0$ e obtém-se com base nas condições iniciais de agitação, H_i , referente à altura da onda, anterior à tempestade, e que se assume ser igual à altura significativa da onda. Na área de estudo, com base nos registos da boia de Faro, corresponde a $H_0 = 0,92$ m e $T_p = 8$ s (Costa et al., 2001).

z_a é a amplitude da sinusoidal associada à variação do nível de água, determinada com base na sobre-elevação da maré (*storm surge*) e na amplitude máxima de marés vivas.

No cálculo do z_D , z_i é a distância vertical desde o início do espraio até ao sopé da base da onda no tempo $t=0$; z_i obtém-se a partir dos dados topo-batimétricos iniciais (anterior à ocorrência da tempestade).

Os valores obtidos para o espraio (R_i and R_{\max}) em função da altura de onda significativa, ou em função da altura de onda em condições de tempestade foram estimados utilizando a anterior formulação de Battjes (Battjes, 1971).

G. Identificação de zonas de vulnerabilidade (e pontos críticos)

As zonas vulneráveis ao longo da faixa costeira do Algarve, face à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades, são definidas quando o indicador de perigo e o indicador de exposição potencial coincidem. A metodologia para identificação das zonas vulneráveis envolveu os passos seguintes:

- (a) Definição da linha morfológica de referência – subdivisão da linha de costa

Esta linha foi estabelecida com base na linha dos 0 m acima do nível médio do mar, sendo subdividida a cada 50 m. Esta subdivisão permitiu refletir diferenças espaciais ao longo da linha de costa, como por exemplo diferenças de pendor, alturas de berma nas praias, alturas da crista de dunas, etc.

- (b) Definição de indicadores de perigo associados à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades

Usou-se como indicador de perigo, o potencial de recuo (ou erosão e o potencial de galgamento oceânico), para ambos aos cenários RCP8.5 e RCP4.5 (IPCC, 2013), para os períodos de 2011 a 2040, de 2041 a 2070, de 2071 a 2100, e para o período resultante entre 2011 e 2100; determinados a cada 50 m de linha de costa. A Tabela 4 estabelece a classificação do perigo por magnitude de recuo e será posteriormente utilizada na classificação das zonas vulneráveis.

Deslocação da linha de costa (m)	Importância
< -150	5
-150 a -50	4
-50 a -25	3
-25 a -5	2
-5 a 0,5	1
> 0,5	0

Tabela 4 Classificação do perigo associado à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades, de acordo com a magnitude do recuo, isto é, quando a deslocação da linha de costa é negativa

(c) Definição de indicadores de exposição ao perigo associados à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades

Os indicadores de exposição medem a exposição relativa dos diferentes troços da faixa costeira do Algarve, e pautam-se por características intrínsecas dos setores, como seria por exemplo o caso do regime de ocupação, das densidades populacionais, ou de outras métricas espaciais e humanas, etc. Para a área costeira em análise foram selecionadas duas características intrínsecas como indicadores de exposição, os usos do solo e a vulnerabilidade social da população.

A utilização do indicador de exposição de usos do solo para cada setor costeiro, permitiu avaliar não só a superfície exposta ao perigo associado à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades (em m²), como também a importância associada para cada uso do solo (limites espaciais e classificação de usos do solo com base na COS 2010). A Tabela 5 classifica a importância associada para cada uso do solo.

Usos do solo	Importância	Valor
Florestas e outra vegetação	mínima	1
Praias, dunas, sapais e zonas intermareais	reduzida	2
Agricultura	média	3
Territórios artificializados e campos de golfe	elevada	4
Tecido urbano	máxima	5

Tabela 5 Classificação da importância associada para cada uso do solo

A utilização do indicador de vulnerabilidade social da população permitiu classificar a resiliência das comunidades locais quando confrontadas com tensões externas (neste caso expostas ao perigo associado à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades). Este indicador de exposição permite identificar locais críticos de elevado sofrimento humano e perda económica.

O indicador de exposição de vulnerabilidade social (*social vulnerability index* -SVI) foi definido: ao nível das freguesias (limites espaciais), num total de 42 freguesias identificadas ao longo da faixa costeira do Algarve; e ao nível de comunidades, pertencentes a determinadas freguesias, nas quais se dispunha de informação ao nível da população, nomeadamente para Faro, Montenegro, Quelfes

e Almancil (i.e., Culatra, Farol, Hangares, Praia de Faro Nascente, Praia de Faro Poente e Ilha da Armona); este último nível não pode portanto ser considerado para todos os setores.

O SVI para a cada freguesia (ou setor) determina-se através da equação seguinte:

$$SVI = \left(\frac{a + b}{2} \right) + c + d + e \quad (18)$$

onde *a* corresponde à percentagem relativa ponderada de pessoas com idade superior a 65 anos; *b* corresponde à percentagem relativa ponderada de pessoas com pelo menos uma incapacidade física/mental, *c* corresponde à percentagem relativa ponderada de desempregados, *d* corresponde à percentagem relativa ponderada de pessoas com baixa escolaridade (até ao nível de educação básica) e *e* corresponde à percentagem relativa ponderada de residentes. Os números populacionais de base foram obtidos com base nos Censos de 2011 (Instituto Nacional de Estatística). Os valores de SVI foram agrupados em 5 classes diferentes, como definido na Tabela 6.

SVI	Importância	Valor
<-7.22	mínima	1
-7.22 a -1.06	reduzida	2
-1.06 a 0.24	média	3
0.24 a 2.51	elevada	4
>2.51	máxima	5

Tabela 6 Classes definidas para o indicador de exposição de vulnerabilidade social (SVI)

(d) Identificação dos pontos críticos ou hotspots

Os setores costeiros que apresentaram maior recuo, apenas para o período compreendido entre 2011 e 2100, foram sobrepostos com os indicadores de exposição de usos do solo e com o SVI, por forma a determinar onde o indicador de perigo e o indicador de exposição potencial coincidem.

1.3 VULNERABILIDADE ATUAL

A Figura 10A apresenta a cartografia das tendências de evolução atual para a faixa costeira do Algarve, para a situação atual do nível do mar e impactos de clima médio de agitação com base nas projeções da evolução da linha de costa entre 2000 e 2011. A Figura 10B apresenta a cartografia das tendências de erosão atuais da mesma faixa costeira, para a situação atual do nível do mar, mas mediante a ocorrência de um evento extremo de agitação com um período de retorno de 50 anos (com as seguintes características: altura significativa da onda de 8,1 m, período de pico de onda de 13 s e duração de tempestade de 5 dias (Costa et al., 2001)). Esta última pretende demonstrar o impacto de uma tempestade de 50 anos nas condições atuais de robustez sedimentar da faixa costeira do Algarve. O erro associado às projeções de tendência de evolução é de ±0,5 m/ano. Para condições médias de agitação os máximos de erosão atingem valores superiores a (-)6 m/ano e ocorrem maioritariamente em litorais arenosos, como é o caso do troço E, nomeadamente Ancão e da Praia de Faro (Figura 10). Os máximos de acreção são inferiores a (+)6 m/ano, distribuem-se uniformemente ao longo da costa rochosa, mas também em algumas faixas do litoral arenoso, como é o caso da Ilha da Barreta (Figura 10). Em particular, os troços A e B

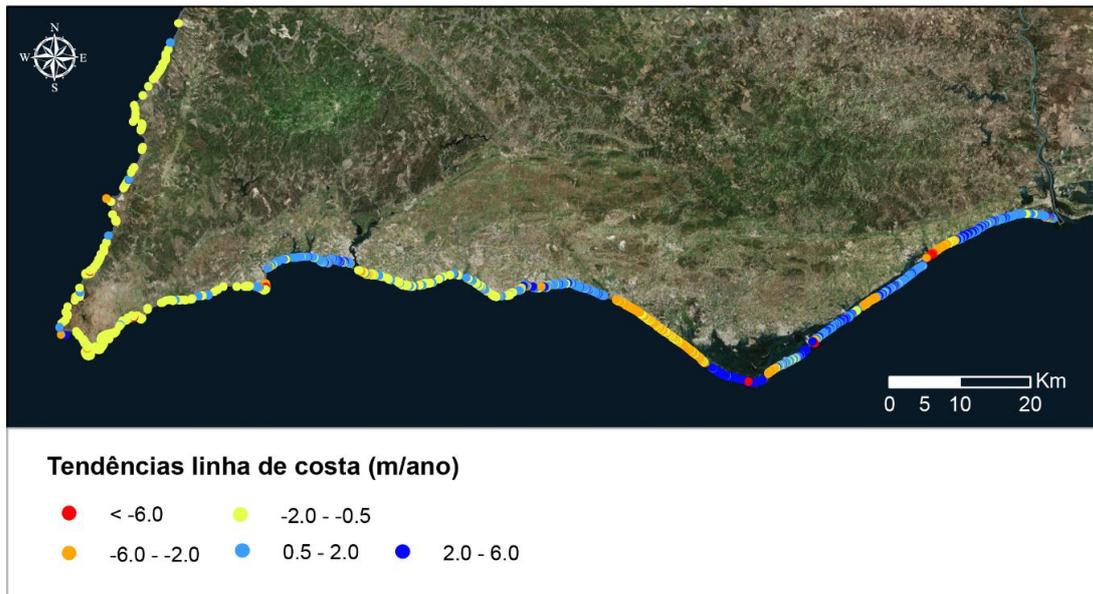
registam atualmente uma tendência média de equilíbrio sedimentar (sem erosão/acreção significativa; à luz do que foi referido no enquadramento dos setores). As praias arenosas no troço B registam uma tendência progressiva de acumulação, enquanto algumas praias arenosas do troço F (Ex. Fuzeta e Tavira) apresentam uma tendência de erosão (Figura 10).

Para as condições atuais de robustez sedimentar da faixa costeira do Algarve, projeta-se que uma tempestade com um período de retorno de 50 anos pudesse ter maior impacto nos troços E e F e nas praias arenosas do troço B (Figura 10). A costa Sul seria a mais impactada, principalmente na região do sotavento. Os concelhos mais afetados seriam os de Lagos, Portimão, Albufeira, Loulé e Faro. As zonas de interesse ecológico mais impactadas seriam o Estuário do Arade e a laguna costeira da Ria Formosa. Os máximos de erosão causados por uma tempestade com esta tipologia seriam na ordem dos 180 m³/m, nas zonas da Meia Praia (Lagos), na praia dos Salgados (Armação de Pêra), Ancão e Praia de Faro. Para o troço F, nomeadamente nas barreiras da Culatra, Fuzeta, Tavira e Cacela, projeta-se também erosão, mas inferior a 78 m³/m.

As seis zonas costeiras que atualmente apresentam maior vulnerabilidade, nomeadamente com maior tendência de recuo e erosão (representadas a laranja e vermelho na Figura 11), estão identificadas na Figura 11 e fazem parte dos troços A, B, E e F. Nestas zonas mais vulneráveis foram identificados os usos do solo, incluídos na zona terrestre de proteção, com a largura máxima de 500 m contados a partir do limite das águas do mar para terra (de acordo com o POOC; Figura 12 à Figura 17). Os usos potencialmente mais vulneráveis nestes troços são: (a) tecido urbano, (b) territórios artificializados e campos de golfe, (c) agricultura, (d) praias, dunas, sapais e zonas intertidais, e (e) floresta e outra vegetação.

Os troços E e F, suportados por litoral arenoso, abarcam um maior número de zonas atualmente consideradas mais vulneráveis, sendo maioritariamente ocupados por tecido urbano (ex. zona vulnerável 5, Figura 16), e floresta e outra vegetação (ex. zona vulnerável 6, Figura 17).

Tendência da linha de costa (2000-2011)



Erosão de costas arenosas associada a uma tempestade com período de retorno de 50 anos



Figura 10 Mapa de vulnerabilidade atual da faixa costeira do Algarve para a situação atual do nível do mar (A) tempestades com base na previsão da evolução da linha de costa entre 2000 e 2011; e (B) mediante a ocorrência de um evento extremo de agitação com um período de retorno de 50 anos



Figura 11 Distribuição das zonas mais vulneráveis ao impacto, de oeste para este (1 a 6), face a uma tempestade com período de retorno de 50 anos

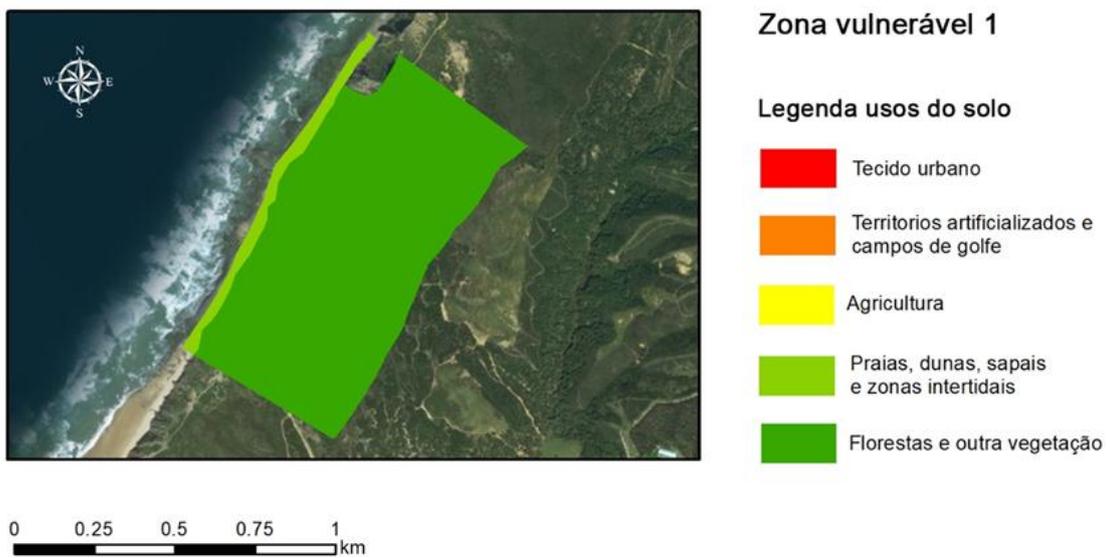


Figura 12 Mapeamento de usos do solo, compreendidos na faixa de proteção terrestre do POOC na zona vulnerável 1

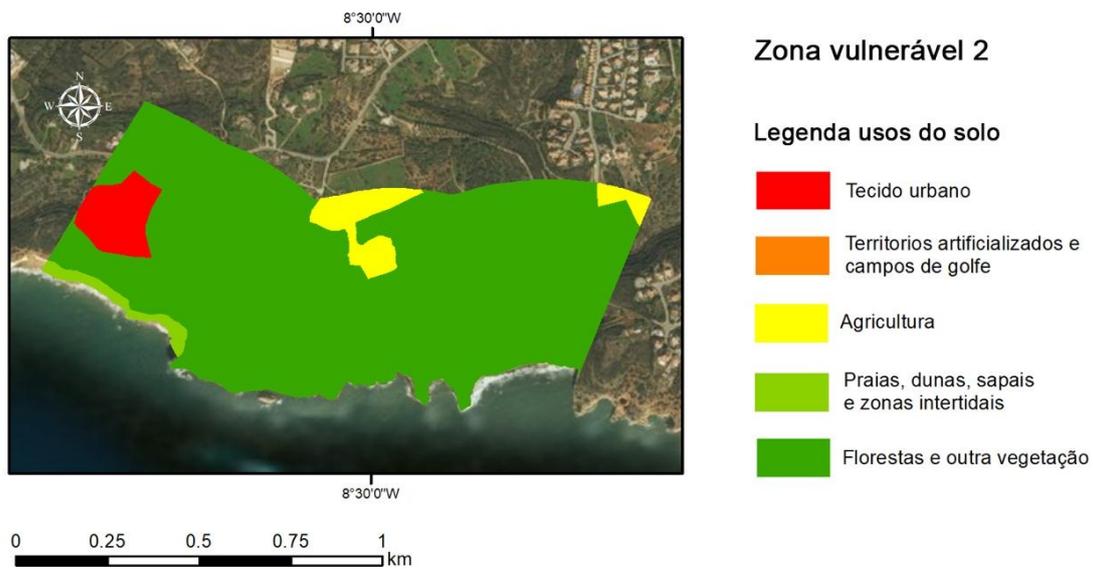


Figura 13 Mapeamento de usos do solo, compreendidos na faixa de proteção terrestre do POOC na zona vulnerável 2

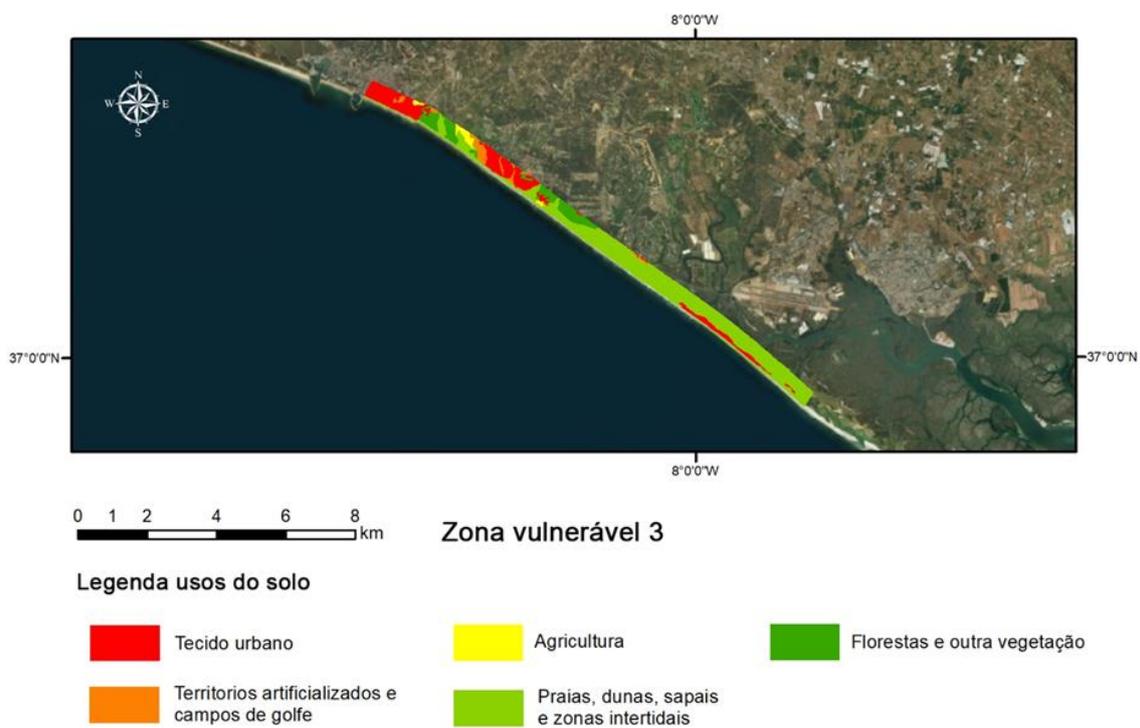


Figura 14 Mapeamento de usos do solo, compreendidos na faixa de proteção terrestre do POOC na zona vulnerável 3



Zona vulnerável 4

Legenda usos do solo

- Tecido urbano
- Territorios artificializados e campos de golfe
- Agricultura
- Praias, dunas, sapais e zonas intertidais
- Florestas e outra vegetação

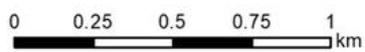


Figura 15 Mapeamento de usos do solo, compreendidos na faixa de proteção terrestre o POOC da zona vulnerável 4



Zona vulnerável 5

Legenda usos do solo

- Tecido urbano
- Territorios artificializados e campos de golfe
- Agricultura
- Praias, dunas, sapais e zonas intertidais
- Florestas e outra vegetação

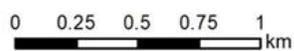


Figura 16 Mapeamento de usos do solo, compreendidos na faixa de proteção terrestre o POOC da zona vulnerável 5

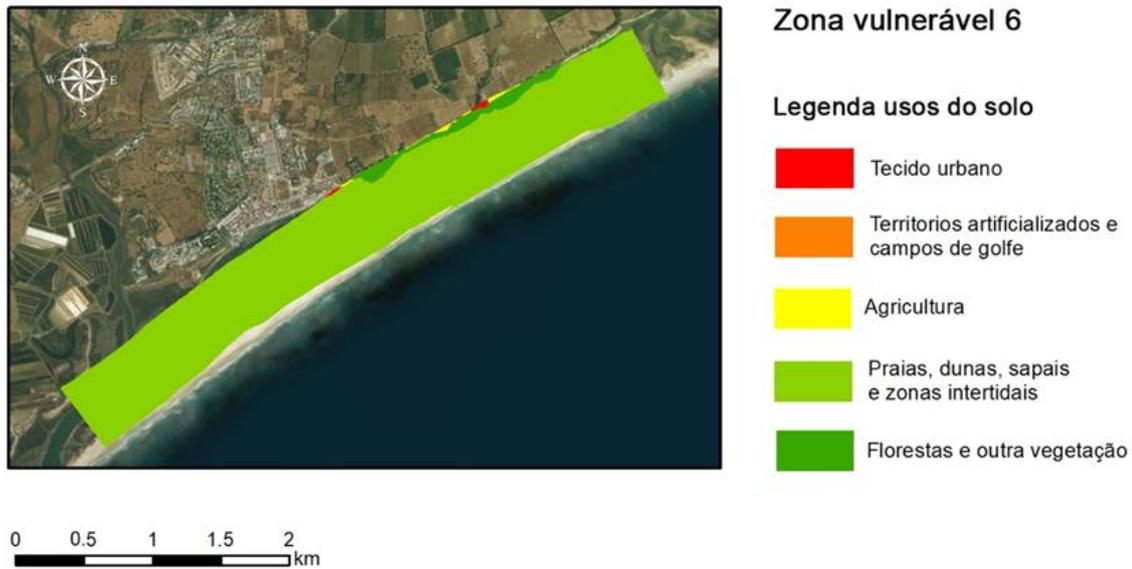


Figura 17 Mapeamento de usos do solo, compreendidos na faixa de proteção terrestre o POOC da zona vulnerável 6

1.4 IMPACTOS E VULNERABILIDADES FUTURAS NO ALGARVE

A tendência de evolução futura da linha de costa (taxa de evolução) para a faixa costeira do Algarve, entre 2011 e 2100, estimada com base nos cenários RCP4.5 e RCP8.5, pode ser observada na Figura 18 e Figura 19, respetivamente. Para além das tendências de evolução de linha de costa, as figuras mostram ainda o Índice de Vulnerabilidade Social (SVI), como forma de enquadramento da taxa de evolução confrontada com a respetiva vulnerabilidade social para cada freguesia. O erro associado às projeções da tendência de evolução futura da linha de costa, para as condições médias de agitação é de aproximadamente $\pm 0,5$ m/ano.

Visto que a resposta da linha de costa à subida do nível médio do mar e clima médio de agitação afigura-se mais significativa para RCP8.5 (reco/avanço de maior magnitude), de seguida descrevem-se apenas os resultados obtidos para este cenário.

Entre 2011 e 2100, os troços A, B, C e D (litoral rochoso, localizado entre a foz da Ribeira de Odeceixe e Olhos de Água) deverão manter-se relativamente estáveis, variando genericamente entre -0,5 a +0,5 m (reco dentro do erro associado às projeções de evolução; Figura 19). Os troços E e F (litoral arenoso, localizados entre o Garrão e a desembocadura do Rio Guadiana) deverão registar em diferentes setores uma tendência de reco de linha de costa ou de relativa estabilidade.

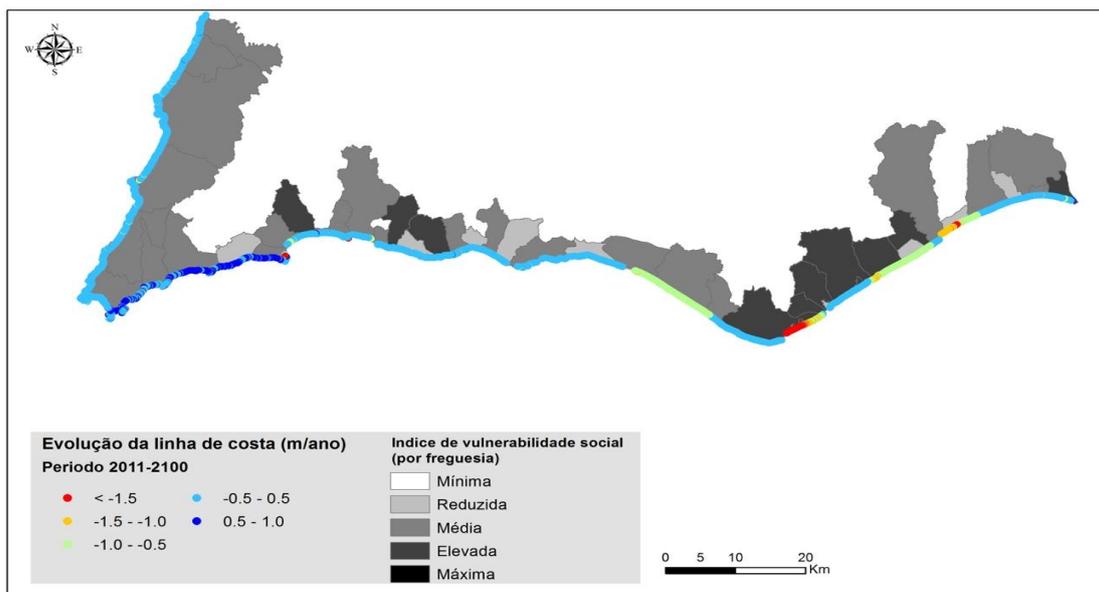


Figura 18 Tendências de evolução de linha de costa (m/ano) para a faixa costeira do Algarve entre 2011 e 2100, em resposta à subida do nível médio do mar, considerando o cenário RCP4.5 (projeção de subida do nível médio do mar igual a 0,63 m), e impactos de tempestades (valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

Como focos de tendência de recuo superior a 1,5 m destacam-se os setores da Ilha da Culatra e da Península de Cacela (Figura 19).

Ressalva-se que embora as projeções de evolução (m/ano) para o litoral rochoso apontem para estabilidade, entre -0,5 a +0,5 m (troços A, B, C e D), não significa que no futuro não se observem recuos acentuados nesta zona da faixa costeira. Nesta tipologia de costa, e à luz do que foi explicado no enquadramento do presente relatório, observaram-se no passado recente diversos movimentos de massa que acarretaram um recuo muito significativo, ainda que episódico, com larguras compreendidas entre os 25 m (ex. Praia da Marinha) e os 45 m. Os movimentos de massa são de difícil previsão e acoplamento nas existentes abordagens de modelação numérica/híbrida, e por isso muitas vezes não são corretamente traduzidos nos resultados dos modelos. Um evento isolado de movimento de massa, pode, por si só, representar um recuo muito significativo, quando comparado com as restantes tendências de evolução na restante faixa costeira do Algarve (ex. movimento de massa na Praia da Maria Luísa). Deverão, assim, ser tidos em conta durante qualquer fase de discussão e mapeamento de zonas de risco ou planeamento urbano, em resposta à subida do nível médio do mar e impactos de tempestades.

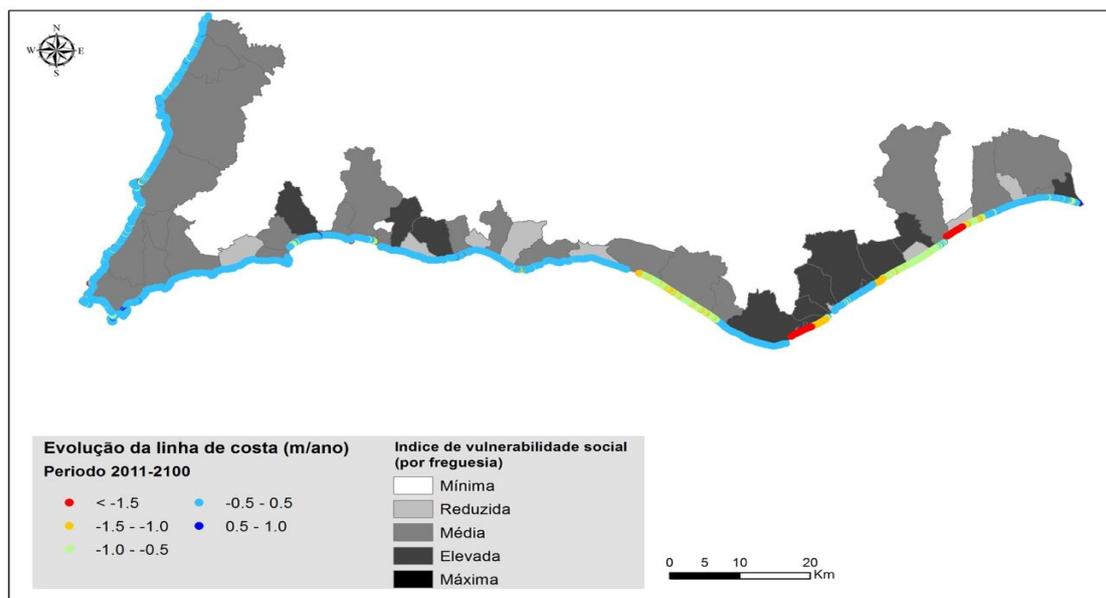


Figura 19 Tendências de evolução de linha de costa (m/ano) para a faixa costeira do Algarve entre 2011 e 2100, em resposta à subida do nível médio do mar, considerando o cenário RCP8.5 (projeção de subida do nível médio do mar igual a 0,98 m), e impactos de tempestades (valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

Complementares às tendências gerais de evolução (na Figura 18 e Figura 19), as magnitudes de alteração da linha de costa por período de análise são apresentadas na Figura 20 à Figura 27 permitindo caracterizar o comportamento da linha de costa por períodos de análise de cerca de 30 anos, e para o período total de análise (2011-2100). Os valores de recuo/avanço estão representados, a cada 50 metros de linha de costa. A Figura 20 à Figura 23 caracterizam a migração da linha de costa em resposta ao cenário RCP4.5; a Figura 24 à Figura 27 caracterizam a migração da linha de costa em resposta ao cenário RCP8.5. Visto que a resposta da linha de costa à subida do nível médio do mar e impacto de tempestades afigura-se mais significativa para RCP8.5 (recuo/avanço de maior magnitude), de seguida descrevem-se apenas os resultados obtidos para este cenário.

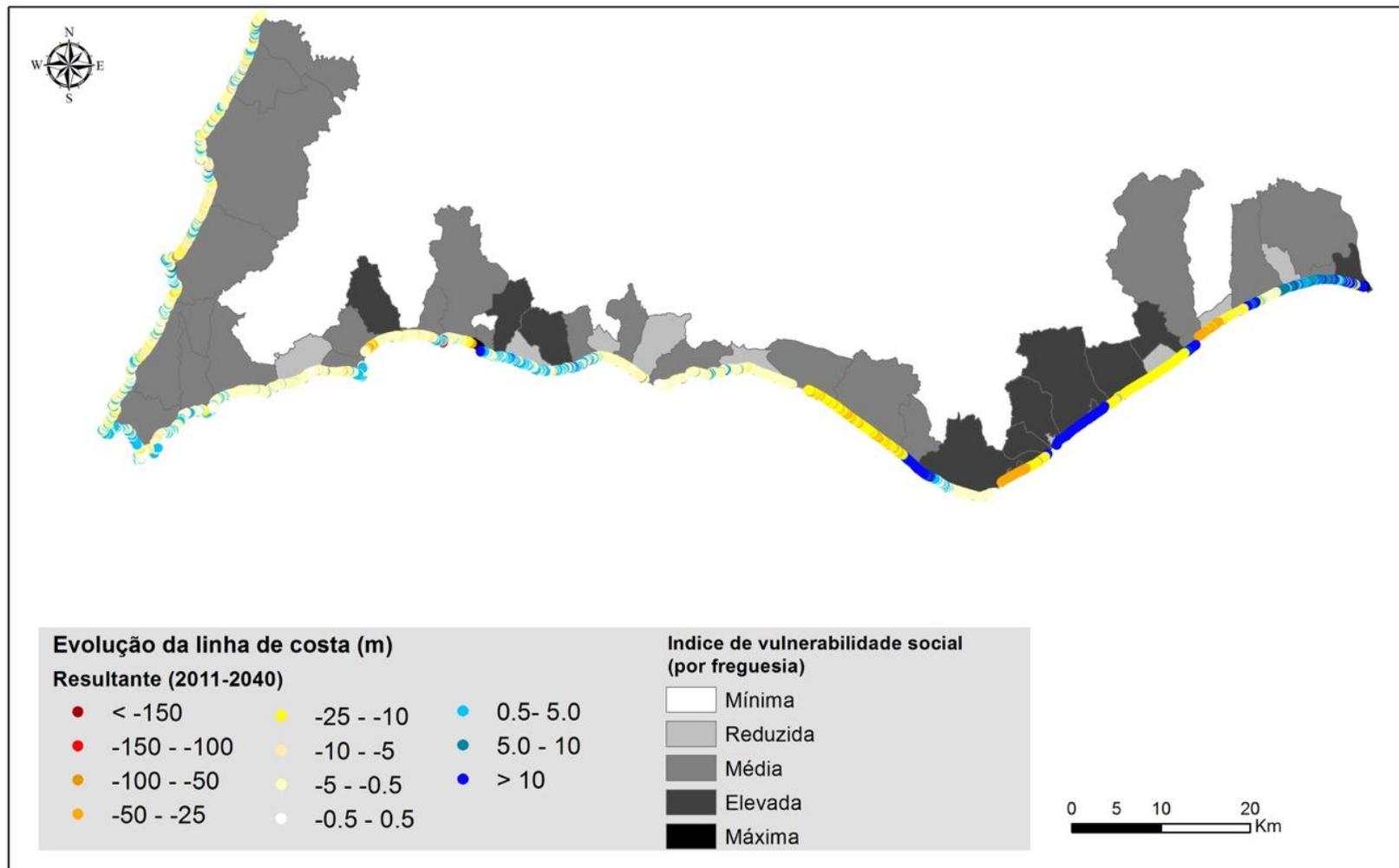


Figura 20 Projeção de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2011-2040, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP4.5 e ajustada ao período de 2011-2040, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

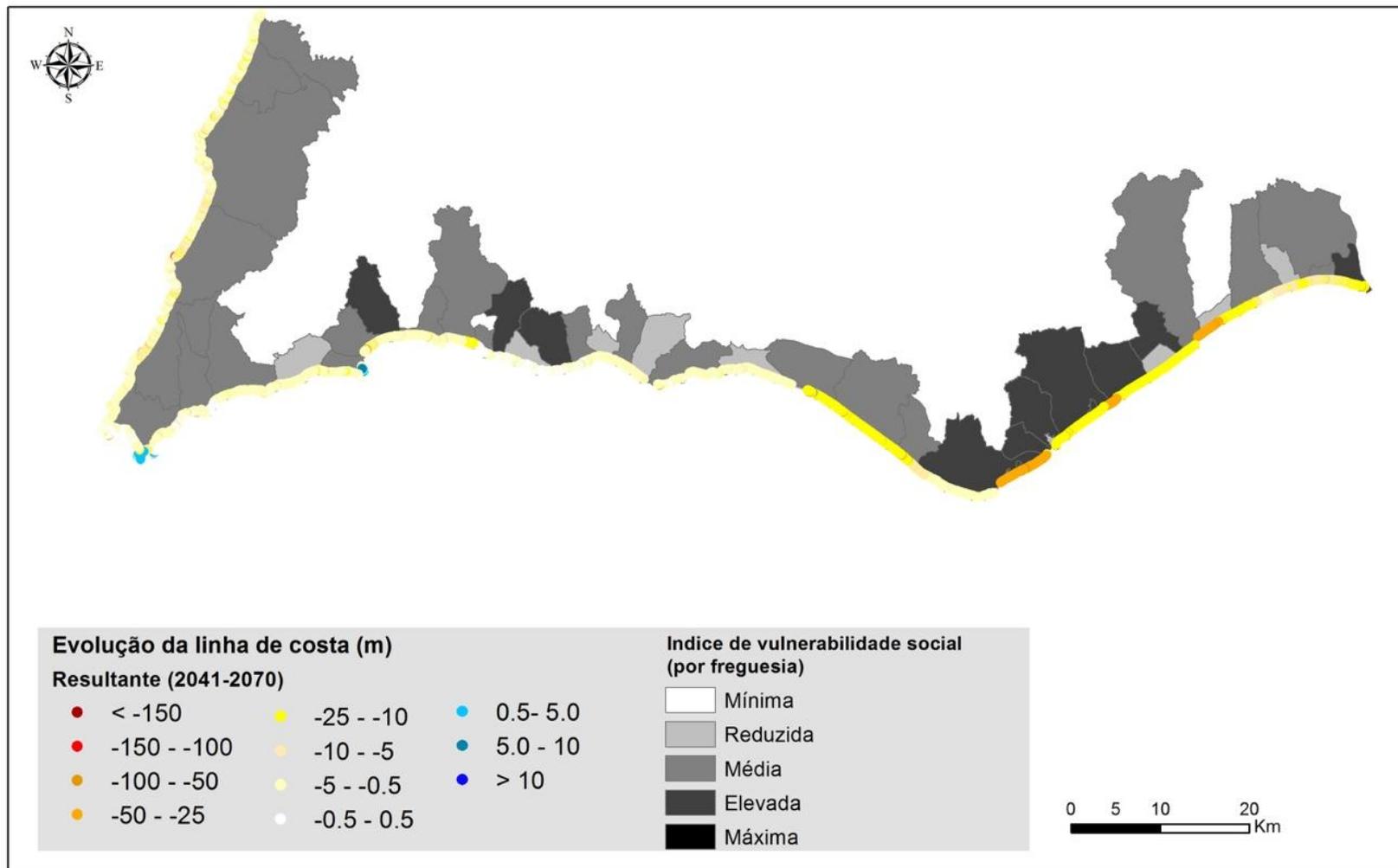


Figura 21 Projeção de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2041-2070, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP4.5 e ajustada ao período de 2041-2070, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

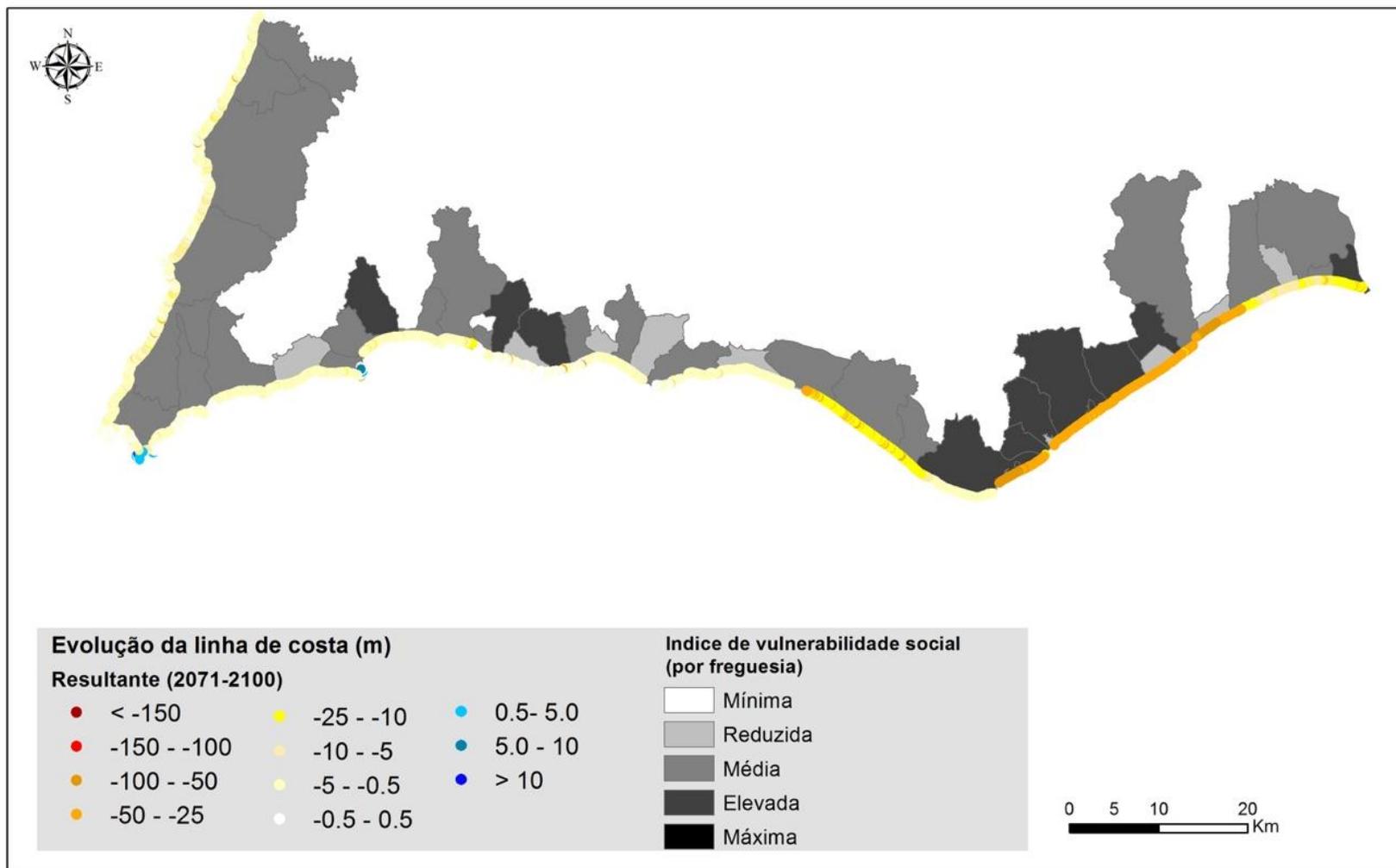


Figura 22 Projeções de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2071-2100, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP4.5 e ajustada ao período de 2071-2100, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

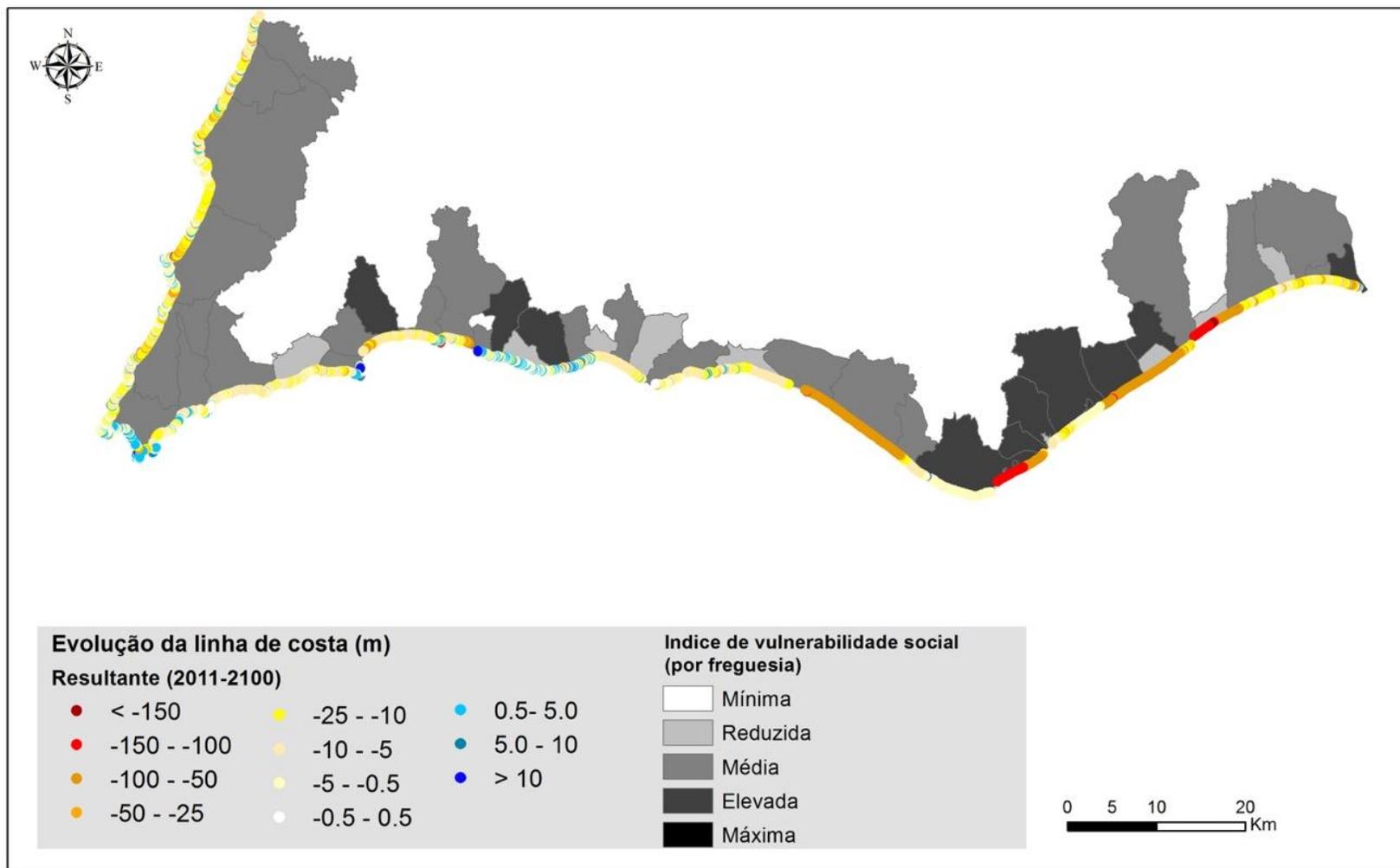


Figura 23 Projeções de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2011-2100, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP4.5 e ajustada ao período de 2011-2100, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

Para os períodos em análise, os troços A, B, C e D (litoral rochoso) consideram-se relativamente estáveis com valores de recuo/avanço inferiores a 5 m (aproximadamente 0,17 m/ano; Figura 24 a Figura 27). Entre 2011 e 2040, nos troços E e F (litoral arenoso) registam-se comportamentos alternados de recuo e avanço, registando-se recuos máximos na ordem dos -100 m (máximo de -3,44 m/ano) e avanços máximos na ordem dos +10 m (Figura 24). Entre 2041 e 2070, para os mesmos troços, observa-se um recuo generalizado de aproximadamente -100 m (Figura 25). No período entre 2070 e 2100 a tendência de recuo mantém-se, mas a uma taxa inferior (máximos de 50 m; Figura 26). A resultante para estes troços, entre 2011 e 2100, indica uma tendência de recuo generalizado face à subida do nível médio do mar e impacto de tempestades (Figura 27).

Algumas das áreas costeiras onde se projeta um franco recuo até 2100 (Figura 27), já registaram no passado (antes de 2011) episódios de recuo acentuado, como é o caso da Praia de Faro, da Ilha da Fuzeta, ou da Ilha de Cabanas. Os resultados do modelo podem assim ser corroborados com o registo de eventos extremos no passado recente.

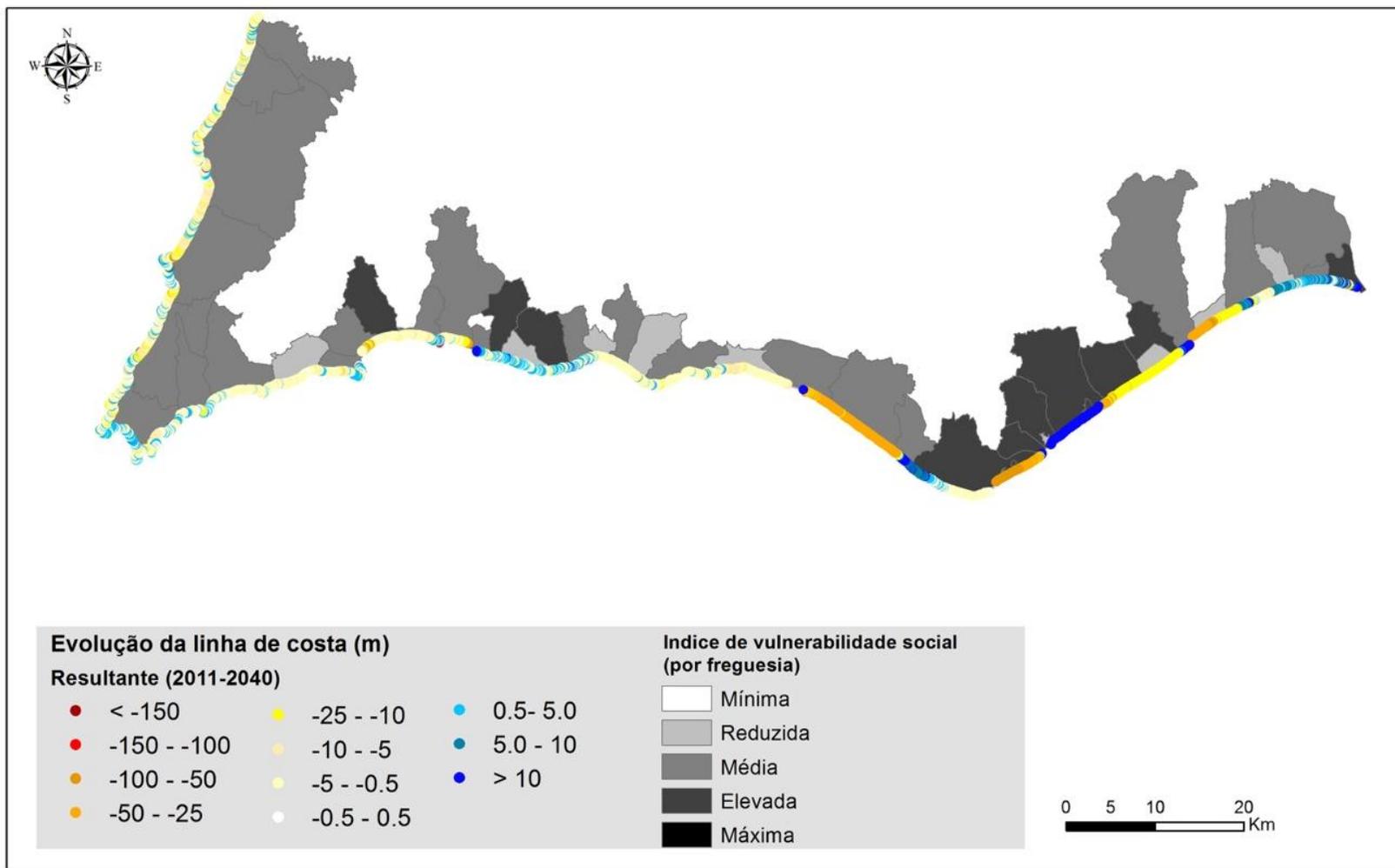


Figura 24 Projeções de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2011-2040, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP8.5 e ajustada ao período de 2011-2040, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

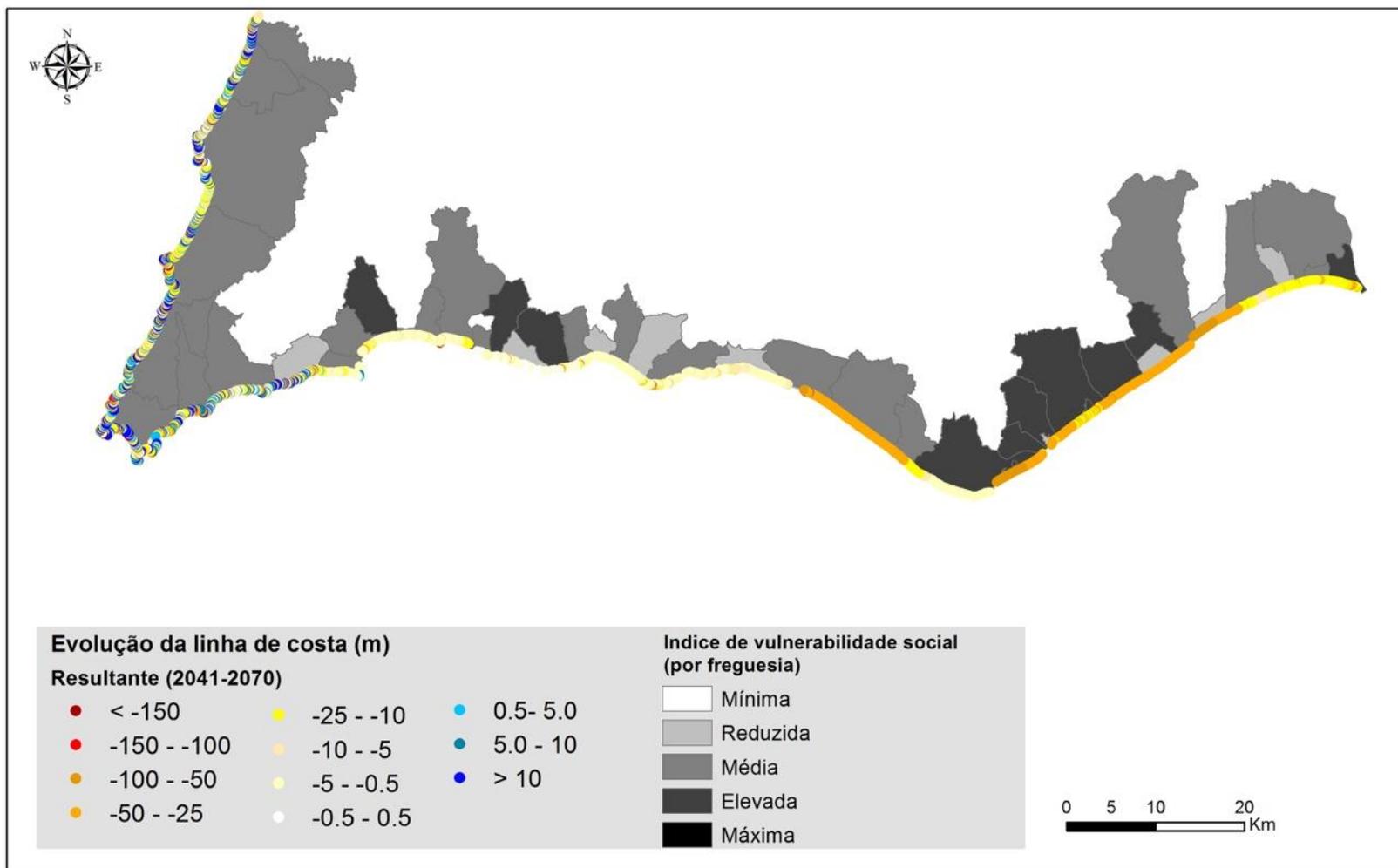


Figura 25 Projeções de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2041-2070, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP8.5 e ajustada ao período de 2041-2070, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

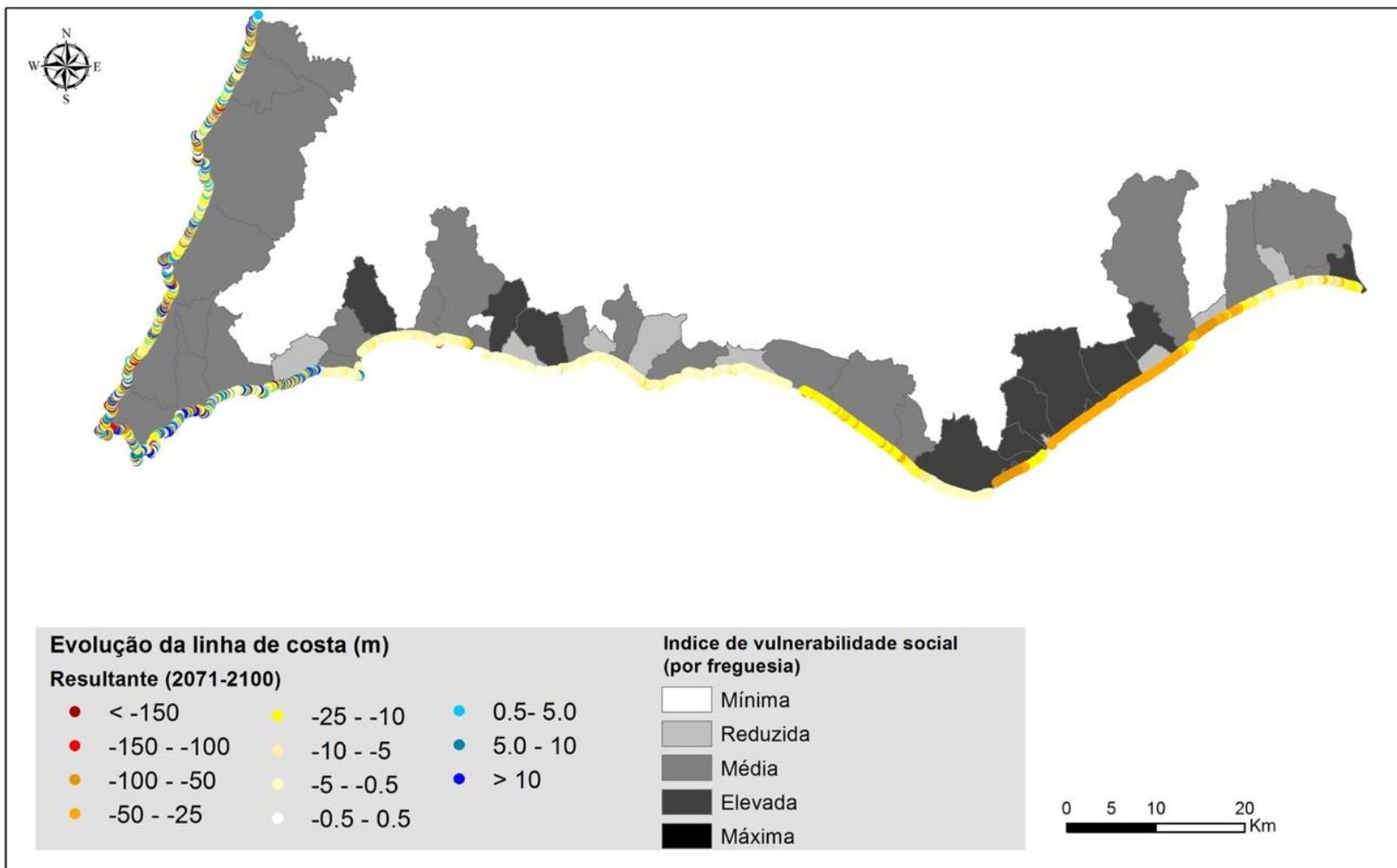


Figura 26 Projeções de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2071-2100, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP8.5 e ajustada ao período de 2071-2100, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

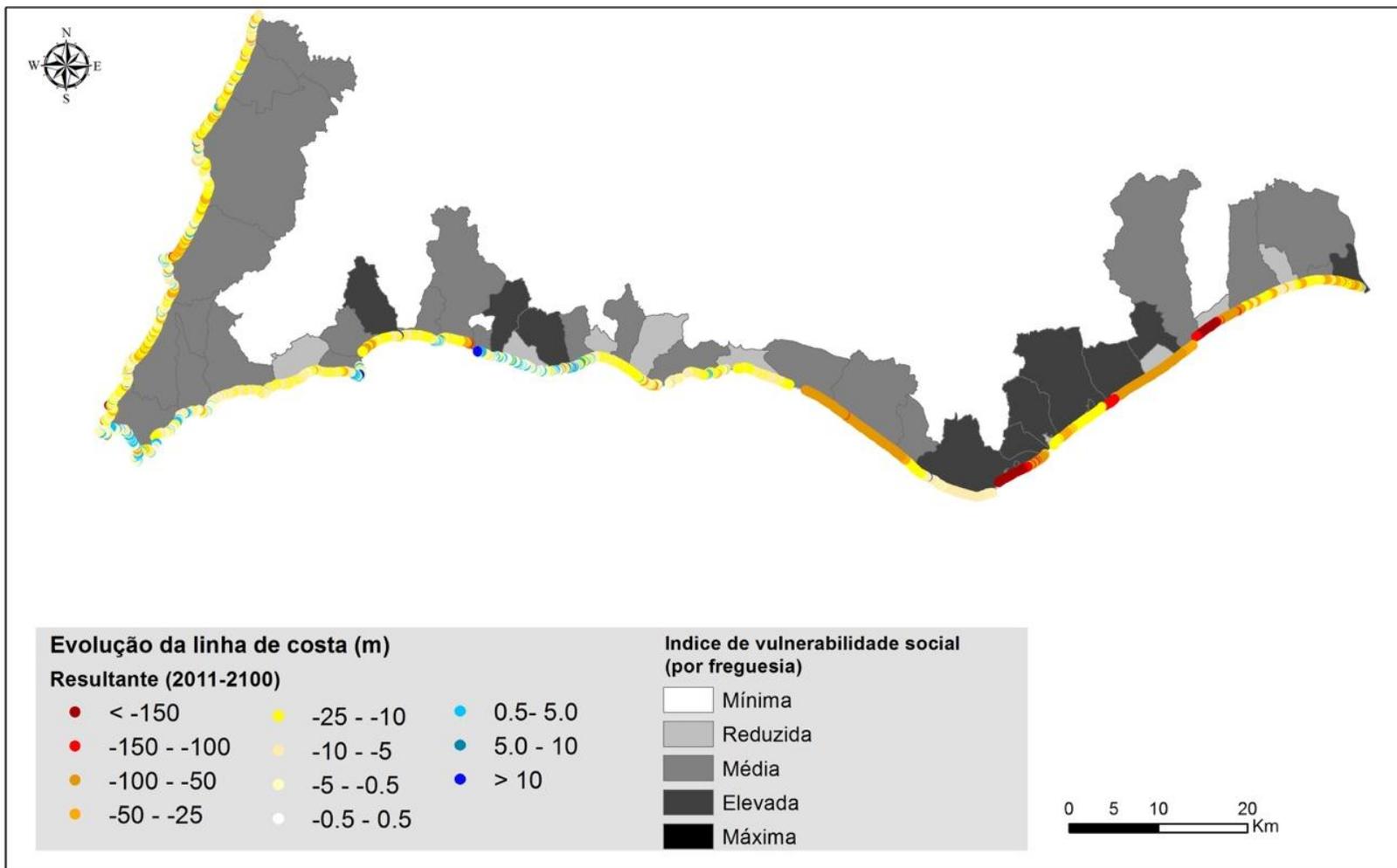


Figura 27 Projeções de recuo/avanço total de linha de costa (em metros) para o período 2011-2100, considerando a subida do nível médio do mar projetada no cenário RCP8.5 e ajustada ao período de 2011-2100, e considerando o impacto de tempestades (os valores negativos indicam tendência erosiva da linha de costa e os valores positivos acumulação de sedimentos). Os valores de taxa de evolução apresentam-se em conjunto com a distribuição por freguesia do SVI

A Figura 28 apresenta a cartografia da vulnerabilidade futura da faixa costeira do Algarve a galgamentos oceânicos. As zonas ocupadas com tecido urbano são classificadas como áreas de importância máxima (Tabela 6). Na generalidade, nas zonas galgadas não se observa área significativa de tecido urbano, com exceção dos casos assinalados na Figura 28 (numerados de 1 a 8), nomeadamente: Monte Gordo, Ilha da Culatra (povoação do Farol), Praia de Faro, Vale do Lobo, Quarteira, Albufeira, Portimão e Lagos. Pelo que se admite que a totalidade da faixa costeira do Algarve não irá observar no futuro, e para as condições modeladas, significativa vulnerabilidade a galgamento em 2100. No entanto, é de assinalar que os resultados apontam de facto para um maior impacto desta ameaça quando comparado com as condições atuais. A Figura 29 e Figura 30 exemplificam zonas de tecido urbano com frente de mar atingidas por inundações marinhas, nomeadamente em Quarteira (Figura 29) e Praia de Faro (Figura 30). No caso de Quarteira a extensão máxima de inundações atinge a primeira/segunda linha de casas; será nesta mesma franja onde se projeta um maior número de danos materiais e sociais (Figura 29). No caso da Praia de Faro, a extensão máxima inundada pode suplantar mesmo a largura total da barreira, chegando ao canal de Faro e afetando toda a franja de ocupação na povoação (Figura 30).

Complementar à Figura 28, a Figura 31 exhibe as projeções de erosão total na faixa arenosa da costa do Algarve, em resposta à subida do nível médio do mar e para uma situação extrema de ocorrência de uma tempestade com período de retorno de 50 anos (com as seguintes características: altura significativa da onda de 8,1 m, período de pico de onda de 13 s e duração de tempestade de 5 dias (Costa et al., 2001)). Em concordância com as tendências de evolução de linha de costa, os volumes máximos de erosão concentram-se em Lagos, Salgados, Albufeira, Quarteira, e a totalidade das ilhas barreira da Ria Formosa (Figura 31). Estes locais são também aqueles que registam maior vulnerabilidade atual, em concordância com a Figura 11 (Vulnerabilidades atuais). Os máximos de erosão esperados no futuro, em consequência de uma tempestade com período de retorno de 50 anos, são valores superiores a 150 m³/m nas zonas da Meia Praia (Lagos), Vale do Lobo e Ilha da Barreta; e superiores a 100 m³/m na praia dos Salgados (Armação de Pêra), no Ancão, Praia de Faro e Ilha da Culatra (Figura 31).

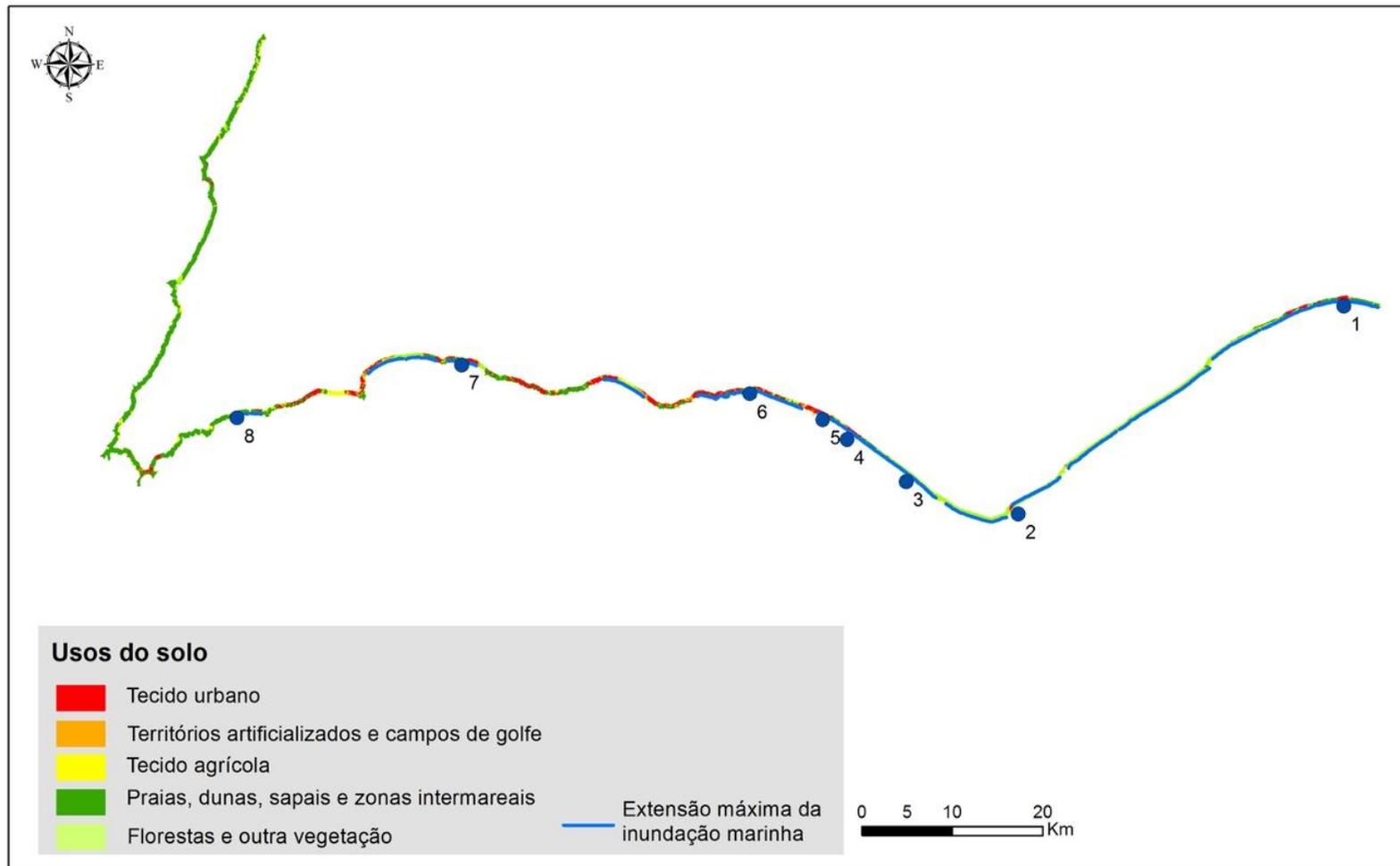


Figura 28 Projeção da ocorrência futura de galgamentos oceânicos na faixa costeira arenosa do Algarve para 2100 (linha a azul), em resposta   subida do nível médio do mar, considerando o cenário RCP8.5 (projeção de subida do nível médio do mar igual a 0,98 m), e impactos de tempestades. A extensão máxima de inundação está sobreposta ao regime de usos do solo (COS 2010). São ainda assinalados com números os pontos críticos face a inundação marinha



0 0.25 0.5 0.75 1 km

Figura 29 Cartografia de ocorrência futura de galgamentos oceânicos na zona frente mar de Quarteira para 2100 (linha a azul), em resposta à subida do nível médio do mar, considerando o cenário RCP8.5 (projeção de subida do nível médio do mar igual a 0,98 m), e impactos de tempestades. Corresponde ao ponto crítico 5 na Figura 28



Figura 30 Cartografia de ocorrência futura de galgamentos oceânicos na zona frente mar da Praia de Faro para 2100 (linha a azul), em resposta à subida do nível médio do mar, considerando o cenário RCP8.5 (projeção de subida do nível médio do mar igual a 0,98 m), e impactos de tempestades. Corresponde ao ponto crítico 3 na Figura 28

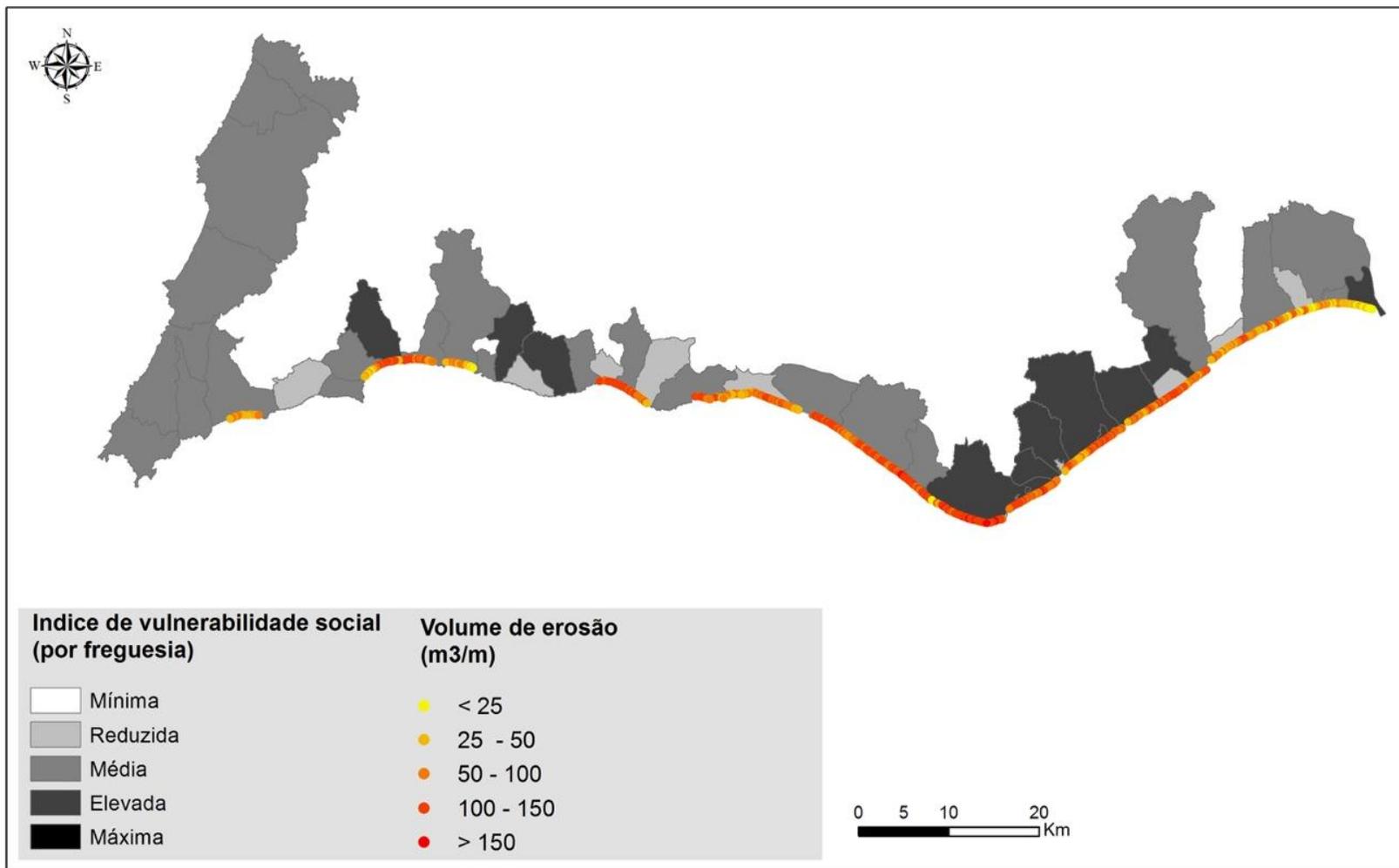


Figura 31 Projeção da erosão futura para a faixa costeira arenosa do Algarve para 2100, mediante a subida do nível médio do mar (assumindo o cenário RCP8.5) e a ocorrência de um evento extremo de agitação com um período de retorno de 50 anos. Inclui a distribuição espacial do SVI por freguesia

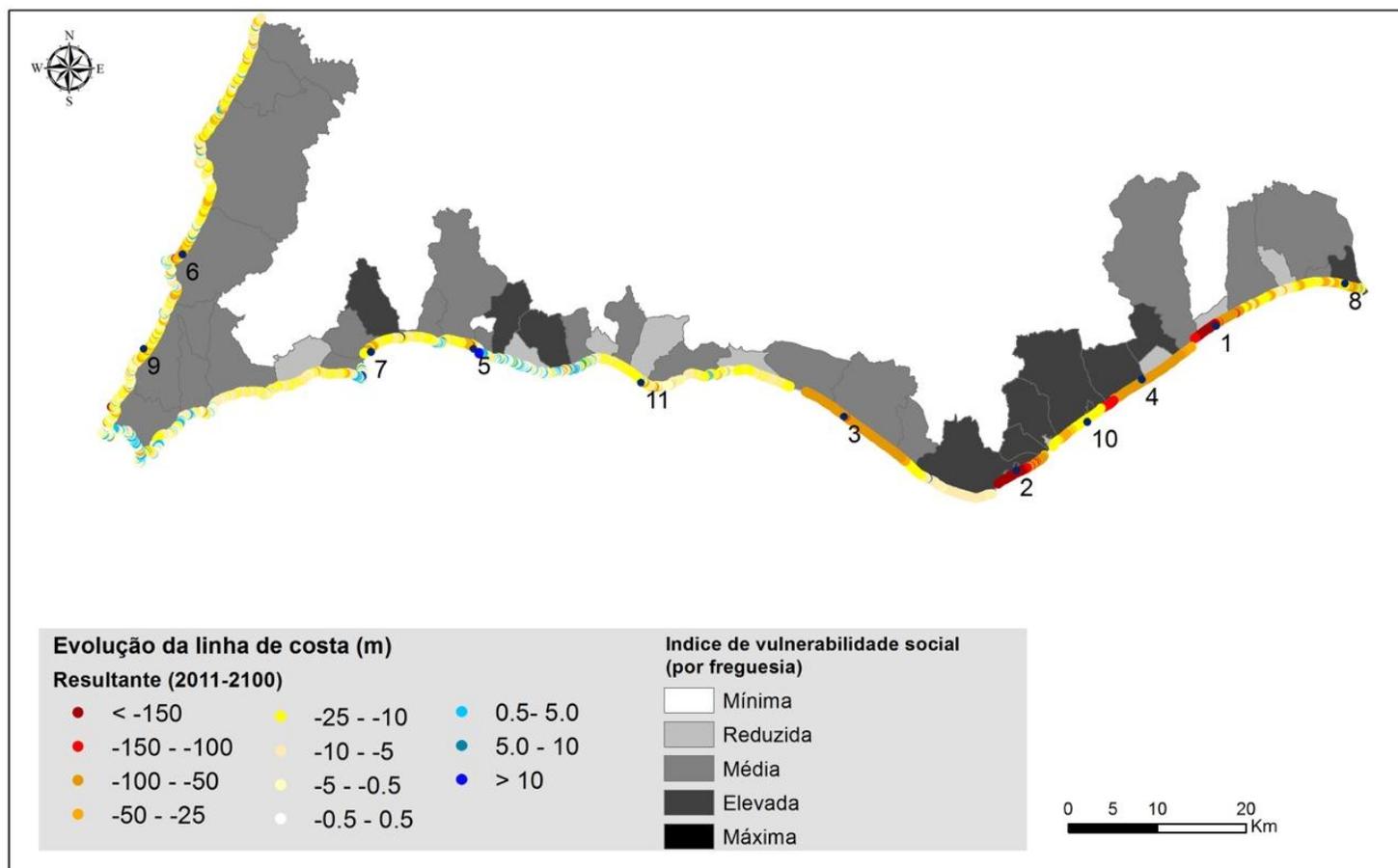


Figura 32 Cartografia das zonas vulneráveis e pontos críticos em 2100 face à subida do nível médio do mar e impacto de tempestades no cenário RCP8.5. A seriação na figura foi feita com base na intensidade do recuo. Inclui a distribuição espacial do SVI por freguesia

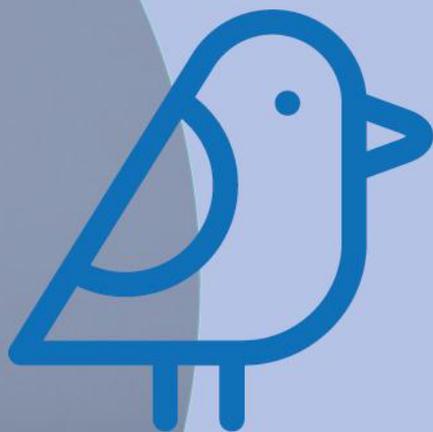
Na Figura 32 observa-se a cartografia das zonas vulneráveis ou pontos críticos, determinada com base no indicador de perigo, recuo, e nos indicadores de exposição, usos do solo e SVI, para 2100. Os valores atribuídos na classificação do indicador de perigo recuo (Tabela 5) foram multiplicados pelos valores atribuídos na classificação dos indicadores de usos do solo e SVI. A sobreposição de ambos os indicadores permitiu identificar onze pontos críticos (*hotspots*), de maior vulnerabilidade relativa (Figura 32, Tabela 7). A seriação na Figura 32 foi feita com base na intensidade do recuo (Tabela 5). Os pontos críticos (*hotspots*) com maior vulnerabilidade em 2100 face à subida do nível médio do mar e impacto de tempestades, por ordem decrescente de afetação, são a Ilha de Culatra (povoação do Farol), Monte Gordo, Portimão, Quarteira e a Península do Ancão (Praia de Faro; Tabela 7).

Pontos críticos (Hotspots)	Indicador de perigo - intensidade do recuo em 2100	Indicadores de Exposição - Usos do solo e SVI	Classificação final de Vulnerabilidade (recuo*exposição)
1 Península Cacela	5	Praias e dunas	10
2 Ilha Culatra	5	Praias e dunas, Zona parcialmente urbanizada (Farol) Comunidades socialmente muito vulneráveis	200
3 Península de Ancão Quarteira	4	Praias e dunas, Zonas urbanizadas (Praia de Faro, Quarteira) Comunidades socialmente vulneráveis	120
4 Ilha de Tavira	4	Praias e dunas	8
5 Portimão	4	Praias e dunas, Zona urbanizada (Portimão) Comunidades socialmente vulneráveis	120
6 Carrapateira	3	Praias e dunas	6
7 Lagos	3	Praias e dunas, Zona urbanizada (Lagos)	30
8 Monte Gordo	3	Praias e dunas, Zona urbanizada (Monte Gordo) Comunidades socialmente muito vulneráveis	150
9 Cordoama	2	Praias e dunas	4
10 Ilha de Armona	2	Praias e dunas	4
11 Salgados	2	Praias e dunas	4

Tabela 7 Pontos críticos identificados na faixa costeira do Algarve, com base na intensidade do recuo e nos indicadores de exposição de uso do solo e vulnerabilidade social da população (SVI)

2.

Cunha Salina



2.1 ENQUADRAMENTO

Os estuários são sistemas dinâmicos que suportam comunidades únicas de plantas e animais especialmente adaptados a estes ambientes de transição. São importantes locais de alimentação, desova e viveiro para muitos animais e um ecossistema vital para mais de 600 milhões de pessoas (cerca de 10% da população mundial) que vivem em áreas costeiras a menos de 10 metros acima do nível do mar. As indústrias de pesca e aquacultura, tanto recreativas como comerciais, ecoturismo e instalações portuárias dependem dos estuários e estes contribuem com receitas anuais significativas para as economias nacionais, regionais e locais. O clima afeta o funcionamento, a distribuição e a geomorfologia dos sistemas estuarinos. Mudanças no clima além dos padrões naturais históricos (como pode acontecer devido às alterações climáticas) serão refletidas na dinâmica dos estuários e as respostas de um estuário às alterações climáticas serão determinadas pela sua sensibilidade a essas alterações, sendo por isso de extrema importância o conhecimento aprofundado de todos os processos físicos, químicos e ecológicos que regulam os estuários.

Ambientes estuarinos estão intrinsecamente ligados, e são afetados por fatores climáticos que operam numa gama de escalas temporais (sub-diárias, diárias, anuais, seculares e milenares) e espaciais (locais, regionais, continentais e globais). O aumento do nível do mar, alterações nos padrões de precipitação e escoamento de água doce, temperatura, evaporação, radiação e vento influenciam a natureza geofísica e biológica dos estuários, os seus habitats e ecossistemas. Com a exceção de eventos extremos de inundação, a precipitação e o escoamento têm uma influência limitada na profundidade de um estuário, que é controlado principalmente pelos níveis da água do oceano, o prisma de maré e a geologia regional. Assim é de esperar que a subida do nível médio do mar desempenhe um papel dominante na mudança de muitos ambientes estuarinos.

Um dos principais impactos esperados da subida do nível médio do mar é a intrusão de água salgada nos estuários (McLean et al., 2001; Nicholls et al., 2007; Nicholls and Cazenave, 2010). Porque a tolerância à salinidade de espécies e habitats estuarinos é limitada, o aumento da salinidade a médio e longo prazo pode acarretar danos irreversíveis nos ambientes estuarinos impactando os serviços ecológicos por eles prestados. Apesar dos potenciais impactos, poucos estudos existem, tendo por base observações, que estimem a evolução da salinidade nos estuários por efeito da subida do nível médio do mar. O trabalho de Wiseman et al. (1990) foi o único encontrado para vários estuários da costa do Louisiana (EUA). Os autores concluíram que, com base em várias décadas de observações de salinidade, existem tendências positivas e negativas, as quais foram atribuídas à variabilidade dos caudais dos cursos de água doce, diretamente associada a efeitos locais das alterações climáticas. Vários estudos utilizando modelos numéricos têm vindo a suportar estas conclusões (Chua and Xu, 2014; Hilton et al., 2008; Hong and Shen, 2012; Yang et al., 2015).

Com o objetivo de identificar e avaliar as vulnerabilidades atuais no que diz respeito à cunha salina nos sistemas Ria Formosa e Sapal de Castro Marim e Vila Real de Santo António, na Fase 1 do Projeto PIAAC-AMAL foi compilado um extenso conjunto de dados, adquiridos no âmbito de vários projetos de investigação do CIMA, os quais permitiram elaborar a informação que será usada como base para a caracterização atual destes sistemas. Seguidamente, será apresentada uma breve descrição do sistema Ria Formosa e do sistema Guadiana, que engloba as regiões do Sapal de Castro Marim e Vila Real de Santo António. Segue-se a caracterização da situação de referência para estes sistemas na componente de modelação.

2.2 VARIABILIDADE ATUAL

2.2.1 GUADIANA

A. Caracterização geral do sistema

O Rio Guadiana é o quarto mais longo da Península Ibérica com um curso de 829 km e uma bacia hidrográfica com uma área total de 66 960 km² (54 510 km² em Espanha e 12 450 km² em Portugal) (Bettencourt and Ramos, 2003). Os 50 km de jusante do seu curso, de Mértola até à foz, formam uma fronteira natural entre os dois países, coincidindo com o trecho de influência do sinal de maré (Muñoz et al., 1996). A largura do rio nesta sua secção terminal varia de forma aproximadamente exponencial desde cerca de 70 m perto de Mértola até cerca de 800 m na zona mais larga do estuário em frente a Vila Real de Santo António (VRSA) (Fortunato et al., 2002). A profundidade média do canal principal no troço final do estuário é de cerca de 5 m podendo em alguns locais chegar aos 10 m. A escassa pluviosidade de vastas áreas da sua bacia hidrográfica, associada a uma forte regulação do seu caudal fazem com que os caudais atuais do rio sejam reduzidos. Lobo et al. (2004) estimaram a média dos caudais mensais antes do fecho das comportas da barragem de Alqueva como variando entre os 400 m³/s nos meses de inverno e os 40 m³/s nos meses de verão. A barragem do Alqueva localiza-se 60 km a montante da foz, tendo fechado as suas comportas em fevereiro de 2002. Possui uma capacidade de armazenamento de 4150 hm³ formando o maior lago artificial da Europa ocidental (Alveirinho *et al.*, 2004). O número de anos transcorridos não permite ainda estatísticas precisas dos caudais típicos descarregados no estuário nestas novas condições. As utilizações da água da barragem têm também variado, com um aumento progressivo das extrações, o que dificulta ainda mais o cálculo. Verifica-se, no entanto, uma redução dramática dos caudais descarregados. O caudal médio inter-anual para o período após 2002 é de apenas 16 m³/s por oposição aos 143 m³/s registados como média dos últimos 26 anos. Os caudais instantâneos, no entanto, podem ser muito elevados com valores que podem superar os 2000 m³/s durante algumas horas em situação de pico de descarga. As ribeiras a jusante da barragem possuem apenas caudais efémeros, encontrando-se secas durante cerca de 40% de um ano hidrológico médio e possuindo caudais desprezáveis quando comparados com o caudal do rio (Fortunato et al., 2002). O escoamento no estuário é geralmente bem misturado, podendo oscilar entre bem misturado e parcialmente estratificado na secção terminal do estuário para condições de maré morta e caudal elevado, podendo mesmo apresentar-se estratificado em condições extremas de caudal (Basos, 2013). O estuário prolonga-se para o largo através de um delta submerso onde o sedimento fluvial mistura-se com material marinho proveniente do transporte longitudinal ao longo da costa (Gonzalez et al., 2004). A maré na região costeira adjacente ao estuário é marcadamente semi-diurna, meso-tidal, com amplitudes das componentes M2 e S2 de 0.94 cm e 0.34 cm respetivamente (Instituto Hidrográfico, ver anexo 4.1).

B. Modelação

Os trabalhos de modelação têm como objetivo principal determinar o efeito da elevação do nível médio do mar na hidrodinâmica do estuário e o seu reflexo no transporte e distribuição de salinidade. Para esse efeito utilizou-se o sistema de modelação MOHID (Martins et al., 2001;

Martins, 2000; Neves, 1985; Vaz et al., 2018). Os modelos hidrodinâmicos e de transporte são implementados usando o método dos volumes finitos numa malha computacional genérica sendo as equações de Navier-Stokes e de transporte resolvidas por um método ADI. A principal dificuldade encontrada nas simulações deste sistema deve-se ao elevado tempo de cálculo necessário para estabilizar o campo de salinidades quando o caudal do rio é baixo. O motivo é o elevado tempo de residência do estuário nessas condições (aproximadamente 2 meses para um caudal de 10 m³/s). A malha computacional foi assim escolhida de forma a proporcionar uma resolução espacial adequada ao estudo que se pretende realizar sem incorrer em tempos de cálculo excessivos. Testes preliminares permitiram selecionar uma malha com perto de meio milhão de células de cálculo (1400x350 células com um passo espacial de 30 metros). Os tempos de cálculo ainda assim são muito elevados, sendo necessários cerca de 15 dias de simulação para simular os dois meses necessários à estabilização dos campos de salinidade. Manteve-se esta resolução por não se querer prescindir de uma resolução suficientemente boa nas regiões de estudo. A batimetria computacional foi construída sobre essa malha por interpolação triangular usando dados de diversas fontes (ver Basos, 2013).

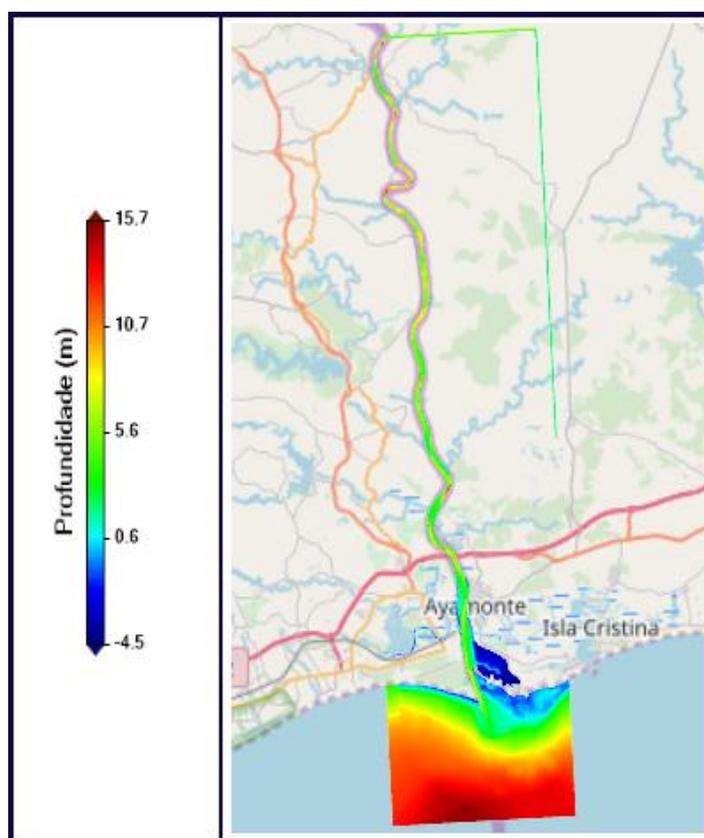


Figura 33 Batimetria computacional para o Estuário do Guadiana (1400x350 células com um passo espacial de 30 metros)

O resultado é a batimetria computacional apresentada na Figura 33. As linhas retas a este são artefactos computacionais que não devem ser considerados na discussão. Na Figura 34 pode-se observar uma ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim.

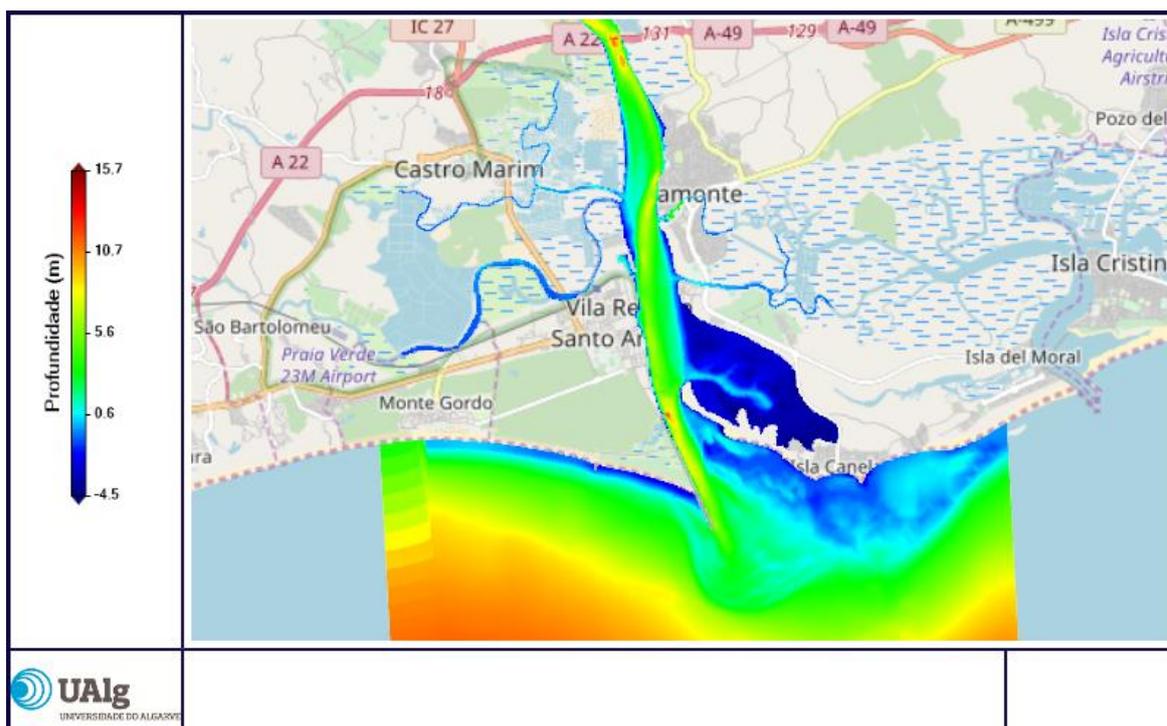


Figura 34 Batimetria computacional para o Estuário do Guadiana (Ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim)

Como referido na descrição do sistema, o caudal de água doce que chega ao estuário é muito variável, podendo variar desde perto de zero até valores episódicos de caudais muito elevados. Assim decidiu-se executar simulações para quatro cenários diferentes de caudal, como indicado na Tabela 8.

Cenário	Caudal (m ³ /s)
1	10
2	50
3	100
4	500

Tabela 8 Cenários simulados de caudal de água doce

O primeiro cenário representa uma situação estival onde o caudal ecológico a assegurar deveria ser perto dos 10 m³/s. O último cenário representa uma situação de elevado caudal perto do percentil 95 do hidrograma anterior ao fecho da barragem do Alqueva. As outras condições representam condições intermédias. Como se referiu na caracterização do sistema a maré na região costeira adjacente ao estuário é do tipo semi-diurno com uma amplitude das componentes principais M2 e S2 de 0.94 cm e 0.34 cm respetivamente.

Os cenários simulados não estão associados a nenhum evento de maré específico, representando antes condições típicas do sistema. Optou-se assim por forçar o modelo com uma maré exterior do tipo M2 com uma amplitude equivalente à média das situações M2 e S2 em fase e M2 e S2 em oposição de fase, o que se traduz por uma amplitude de 1 metro.

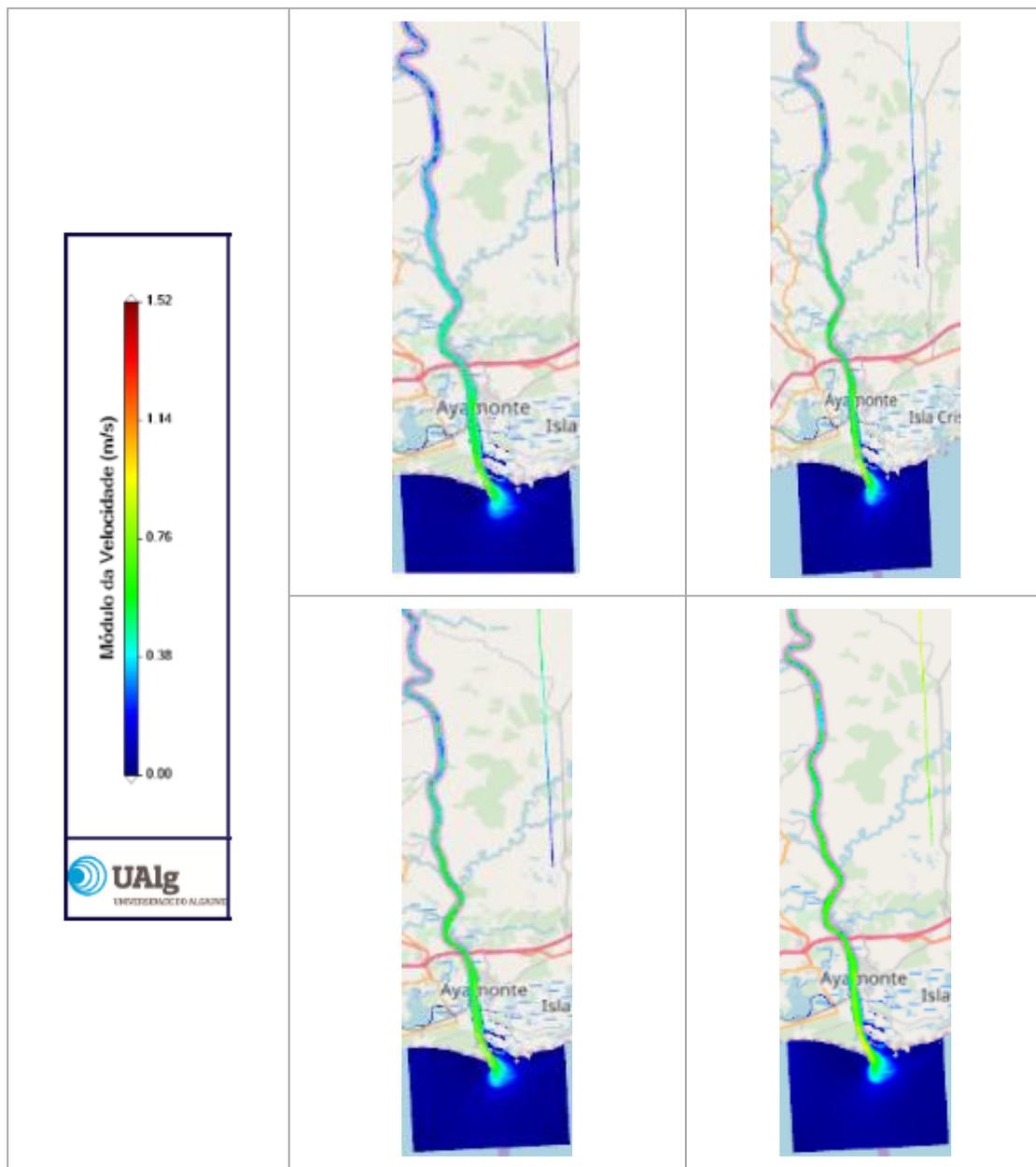


Figura 35 Módulo da velocidade para os quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de vazante. a) $Q=10$ m^3/s ; b) $Q=50$ m^3/s ; c) $Q=100$ m^3/s ; d) $Q=500$ m^3/s

A Figura 35 mostra a distribuição espacial do módulo da velocidade para os quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de vazante.

A Figura 36 apresenta uma ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim, representando o módulo e os vetores velocidade para os

quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de vazante. A resolução da malha computacional é mais elevada como se pode verificar no pormenor da Figura 37 sendo toda esta capacidade utilizada nas simulações.

A Figura 38 mostra a distribuição espacial do módulo da velocidade para os quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de enchente. A Figura 39 apresenta uma ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim, representando o módulo e os vetores velocidade para os quatro cenários de caudal, também em situação de máxima corrente de enchente.

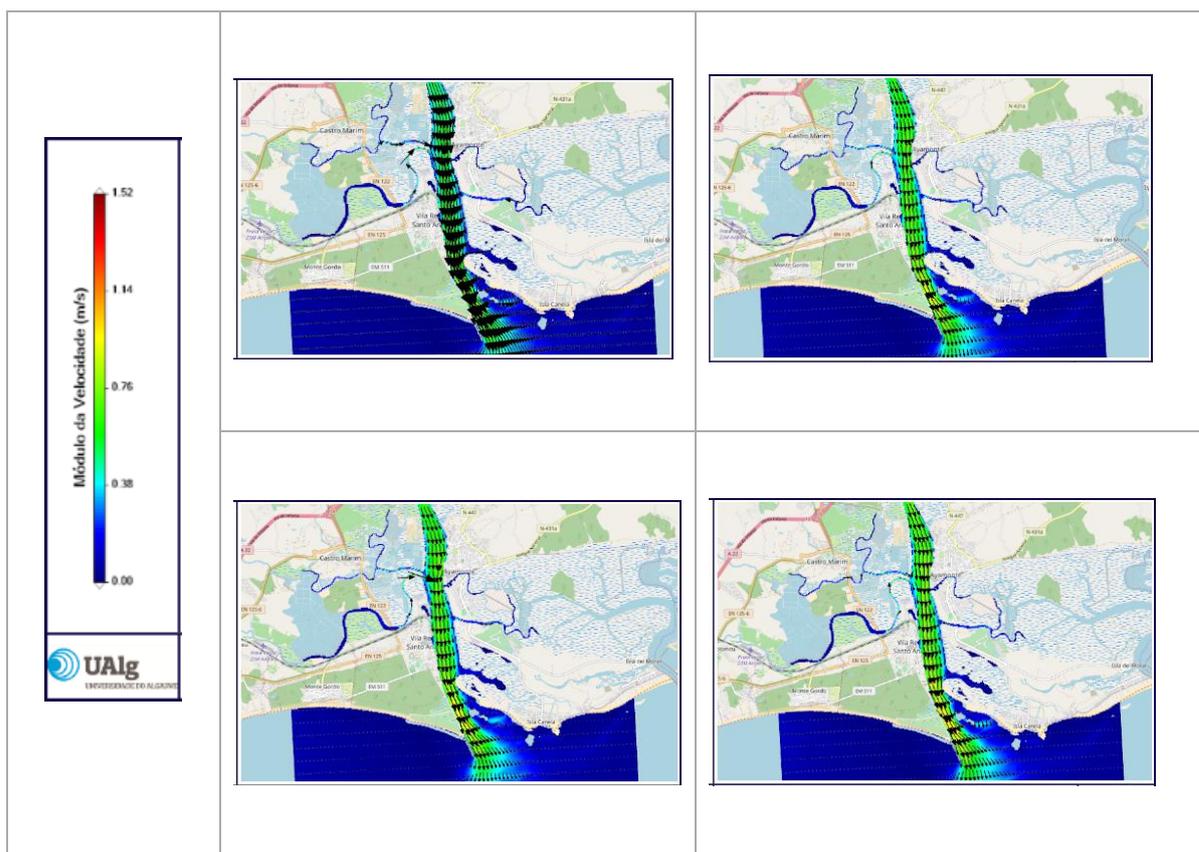


Figura 36 Módulo e vetores velocidade para os quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de vazante (Ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim). a) $Q=10$ m³/s; b) $Q=50$ m³/s; c) $Q=100$ m³/s; d) $Q=500$ m³/s

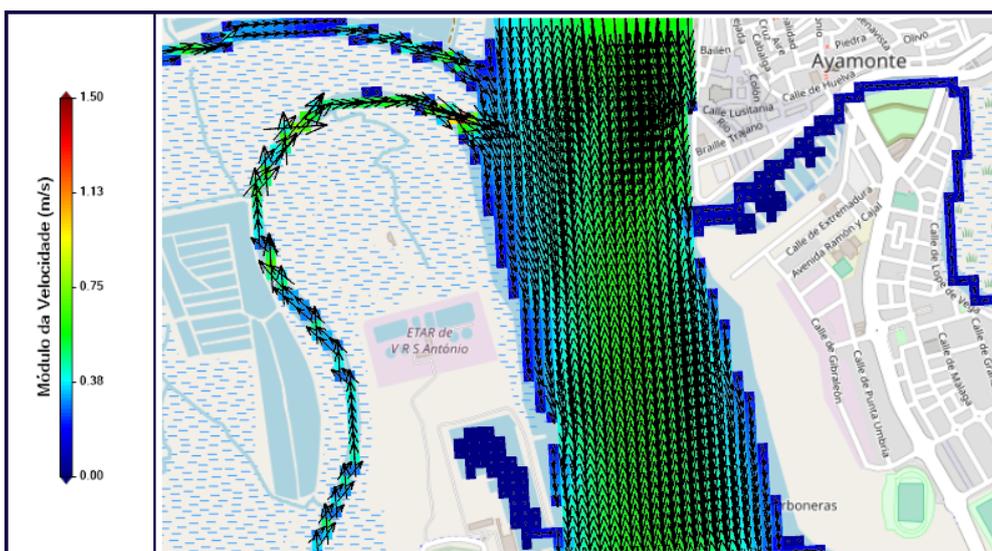


Figura 37 Vista de pormenor do módulo e vetores velocidade para situação de máxima corrente de vazante com $Q=10 \text{ m}^3/\text{s}$

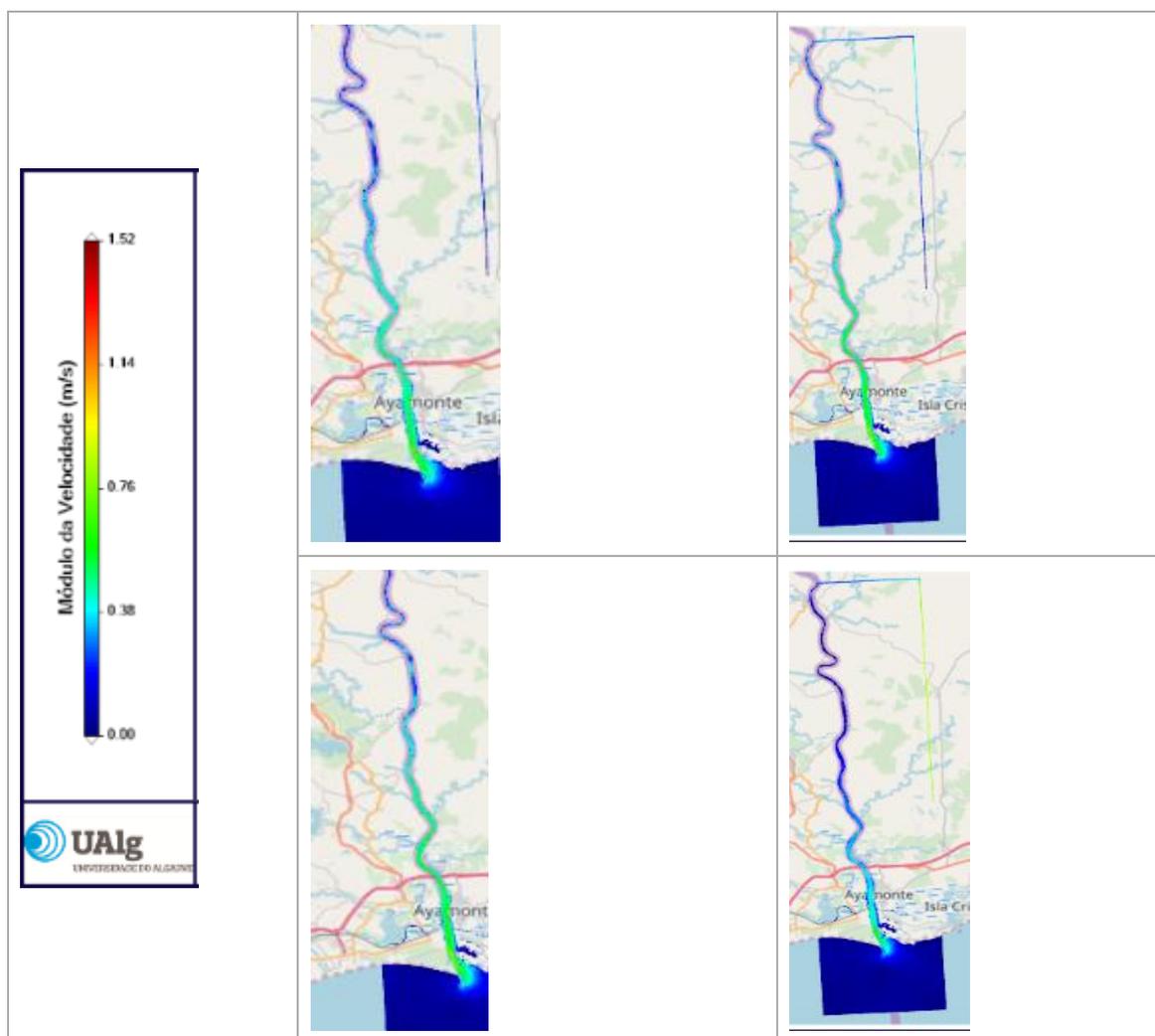


Figura 38 Módulo da velocidade para os quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de enchente. a) $Q=10 \text{ m}^3/\text{s}$; b) $Q=50 \text{ m}^3/\text{s}$; c) $Q=100 \text{ m}^3/\text{s}$; d) $Q=500 \text{ m}^3/\text{s}$

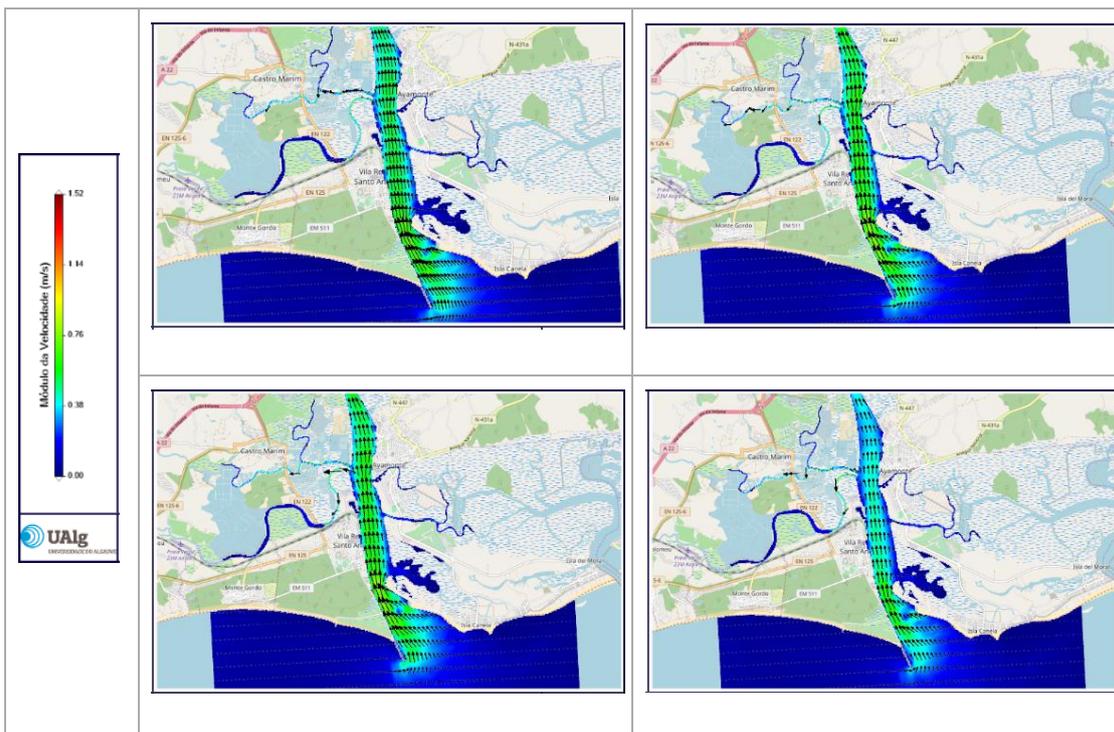


Figura 39 Módulo e vetores velocidade para os quatro cenários de caudal em situação de máxima corrente de enchente (Ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim). a) $Q=10$ m³/s; b) $Q=50$ m³/s; c) $Q=100$ m³/s; d) $Q=500$ m³/s

Esta dinâmica do sistema permitiu a simulação do transporte de sal (salinidade) no sistema. A salinidade da água proveniente do rio foi considerada nula e a salinidade da região costeira adjacente ao estuário (fronteira exterior do modelo) foi considerada constante e igual a 36, o que representa um valor típico desta região. Note-se que no texto e nas figuras deste relatório a salinidade surge sem unidades, em concordância com as recomendações da UNESCO.

A Figura 40 mostra a distribuição espacial da salinidade para os quatro cenários de caudal em situação de máximo alcance de enchente em termos de salinidade. Este instante encontra-se desfasado do correspondente à máxima velocidade de enchente devido à dinâmica dos fenómenos de transporte. A análise das séries temporais efetuada mais abaixo permite compreender com mais detalhe este processo. A Figura 41 é uma ampliação da figura anterior para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim.

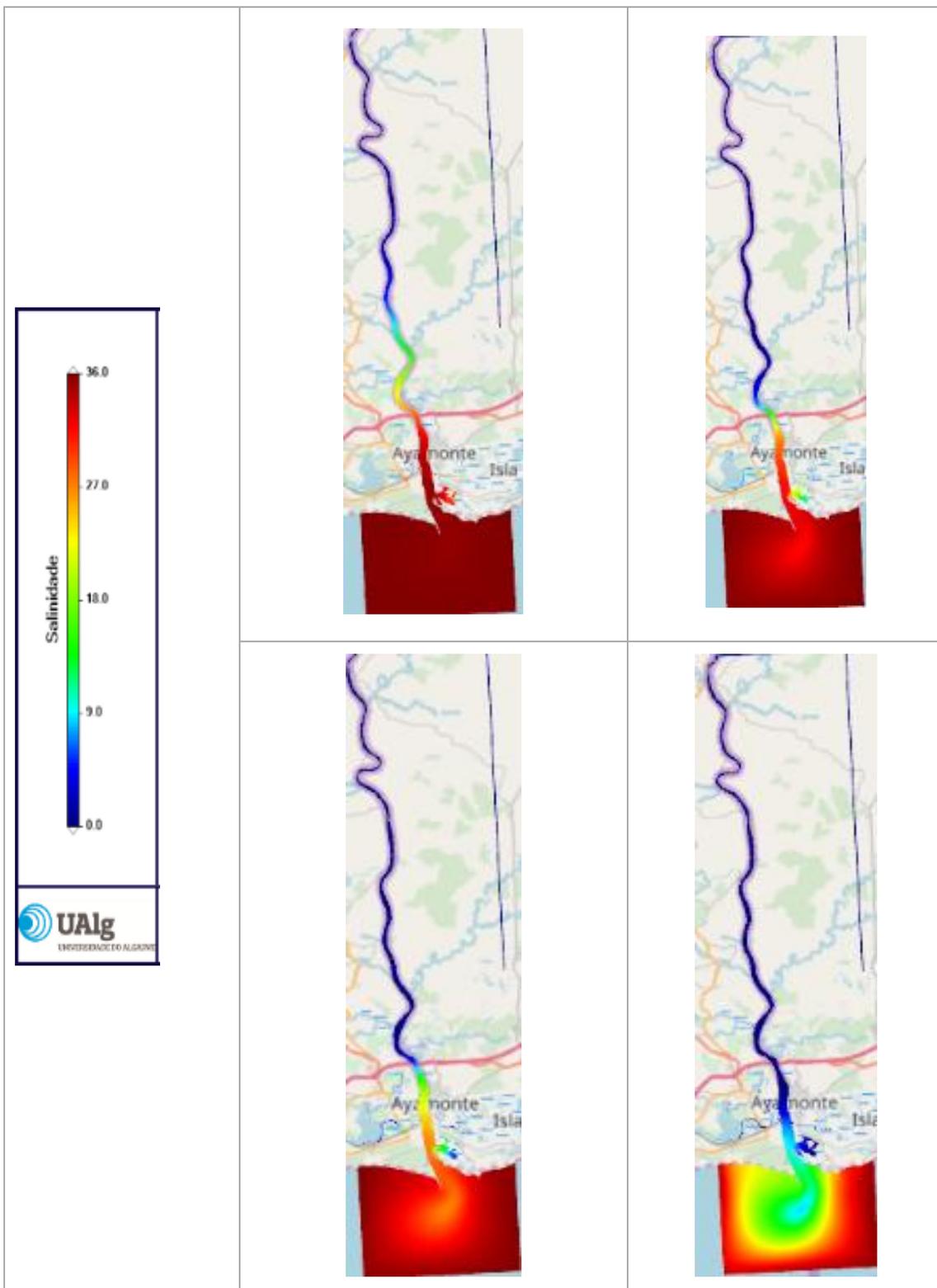


Figura 40 Salinidade para os quatro cenários de caudal em situação de máximo alcance de enchente. a) $Q=10 \text{ m}^3/\text{s}$; b) $Q=50 \text{ m}^3/\text{s}$; c) $Q=100 \text{ m}^3/\text{s}$; d) $Q=500 \text{ m}^3/\text{s}$

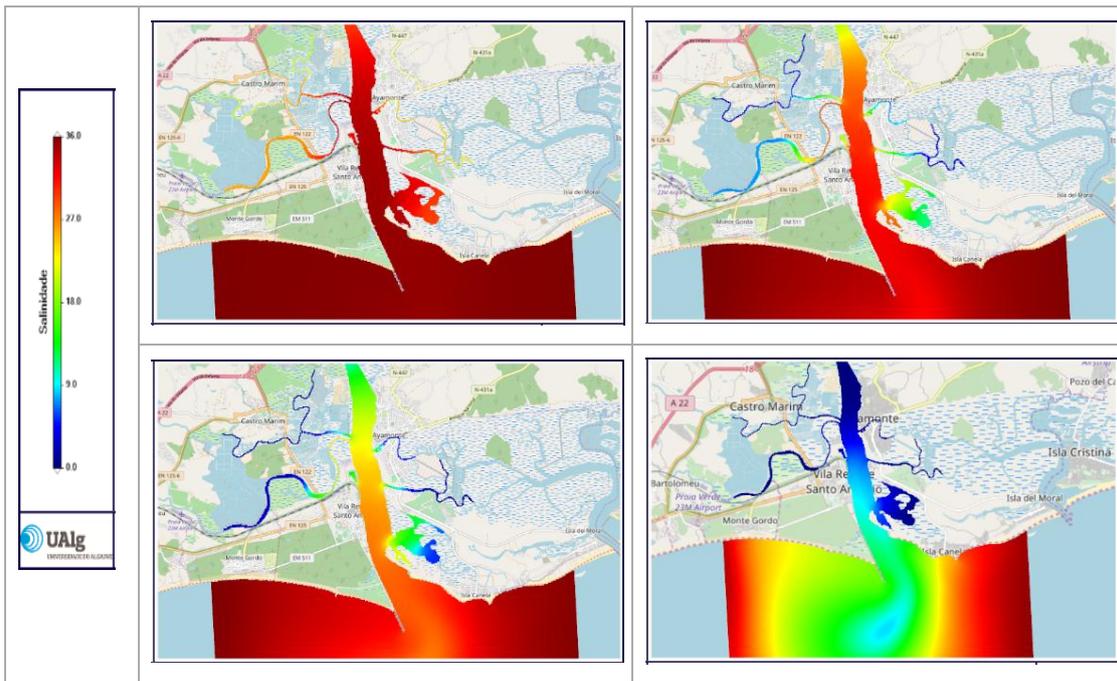


Figura 41 Salinidade para os quatro cenários de caudal em situação de máximo alcance de enchente (Ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim). a) $Q=10 \text{ m}^3/\text{s}$; b) $Q=50 \text{ m}^3/\text{s}$; c) $Q=100 \text{ m}^3/\text{s}$; d) $Q=500 \text{ m}^3/\text{s}$

A Figura 42 mostra a distribuição espacial da salinidade para os quatro cenários de caudal em situação de máximo alcance de vazante. A Figura 43 é uma ampliação da figura anterior para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim.

Para valores intermédios do caudal de descarga verifica-se um fenómeno transitório interessante, caracterizado por uma frente de baixa salinidade a progredir ao longo do esteiro da carrasqueira (esteiro Sul, ao longo da linha da CP nas figuras). Este fenómeno ocorre no início da enchente e pode ser visualizado na Figura 44, sendo discutido na secção seguinte.

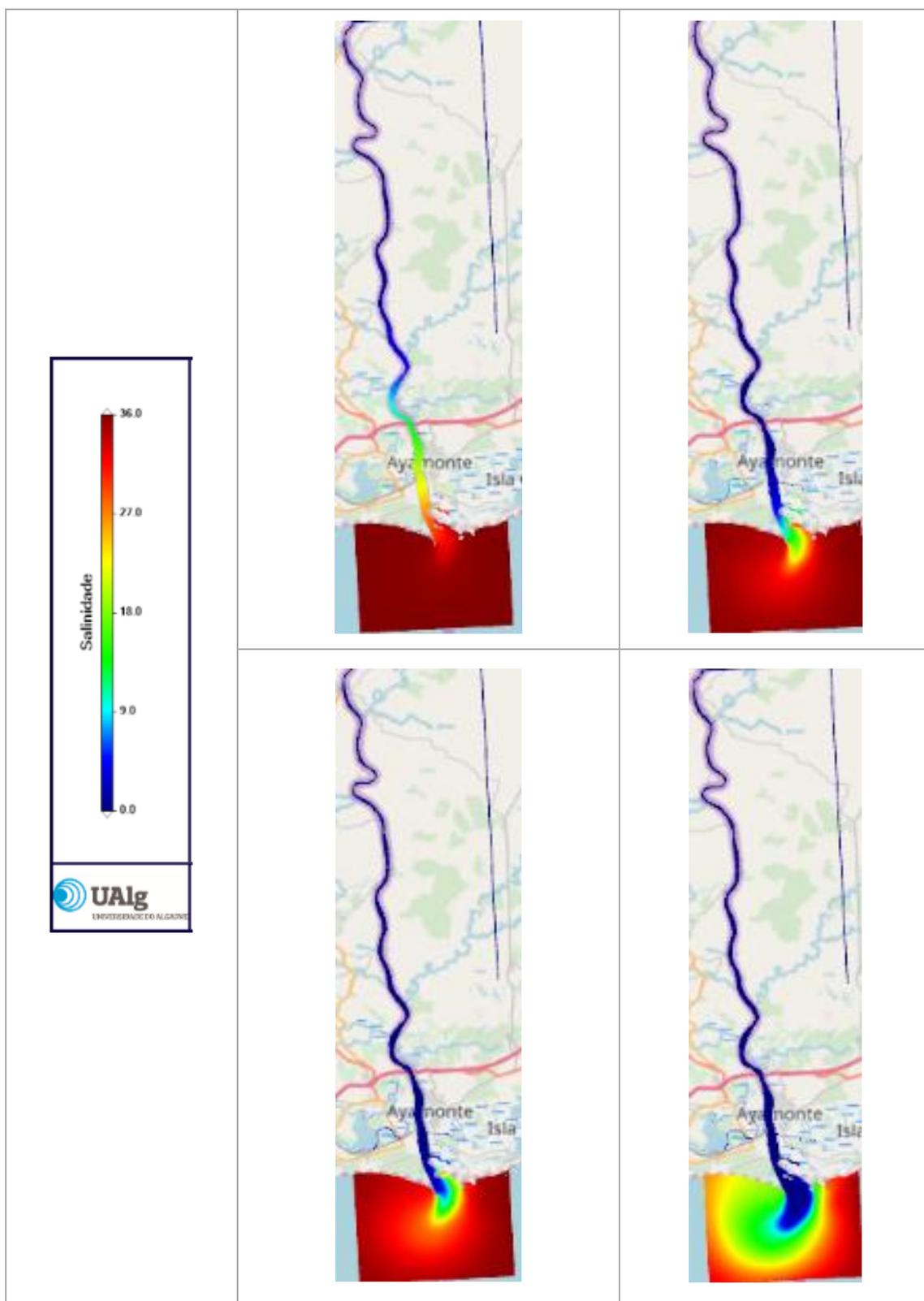


Figura 42 Salinidade para os quatro cenários de caudal em situação de máximo alcance de vazante. a) $Q=10$ m³/s; b) $Q=50$ m³/s; c) $Q=100$ m³/s; d) $Q=500$ m³/s

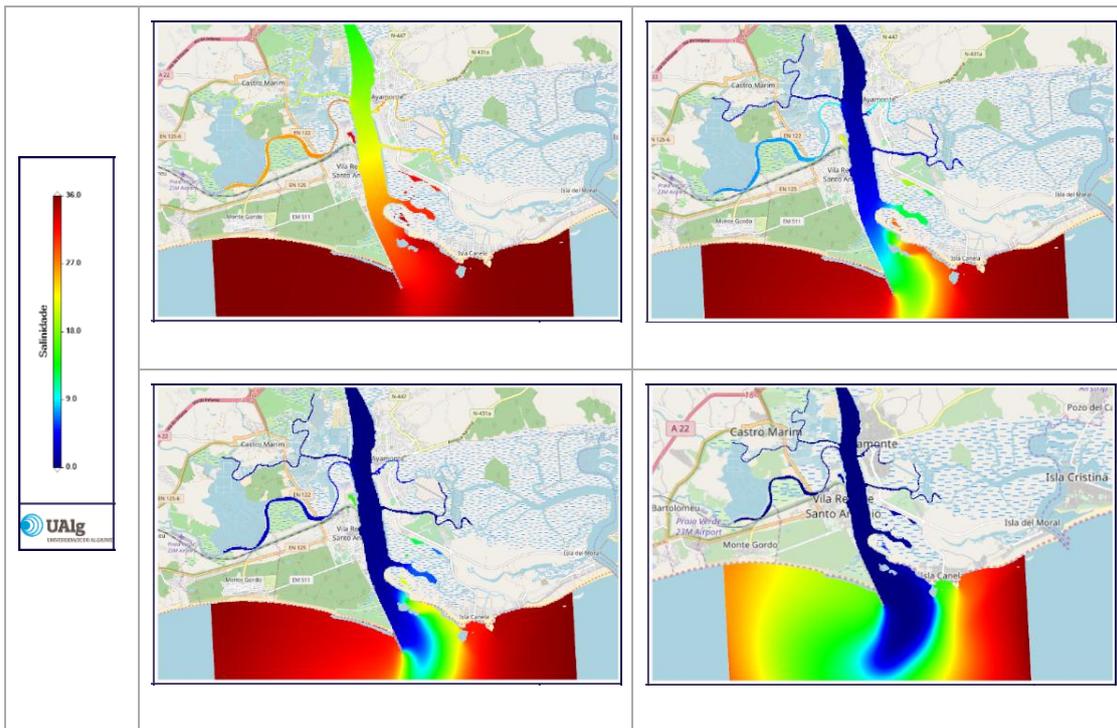


Figura 43 Salinidade para os quatro cenários de caudal em situação de máximo alcance de vazante (Ampliação para a região da embocadura do estuário, frente a VRSA e para a região dos sapais de Castro Marim). a) $Q=10$ m³/s; b) $Q=50$ m³/s; c) $Q=100$ m³/s; d) $Q=500$ m³/s

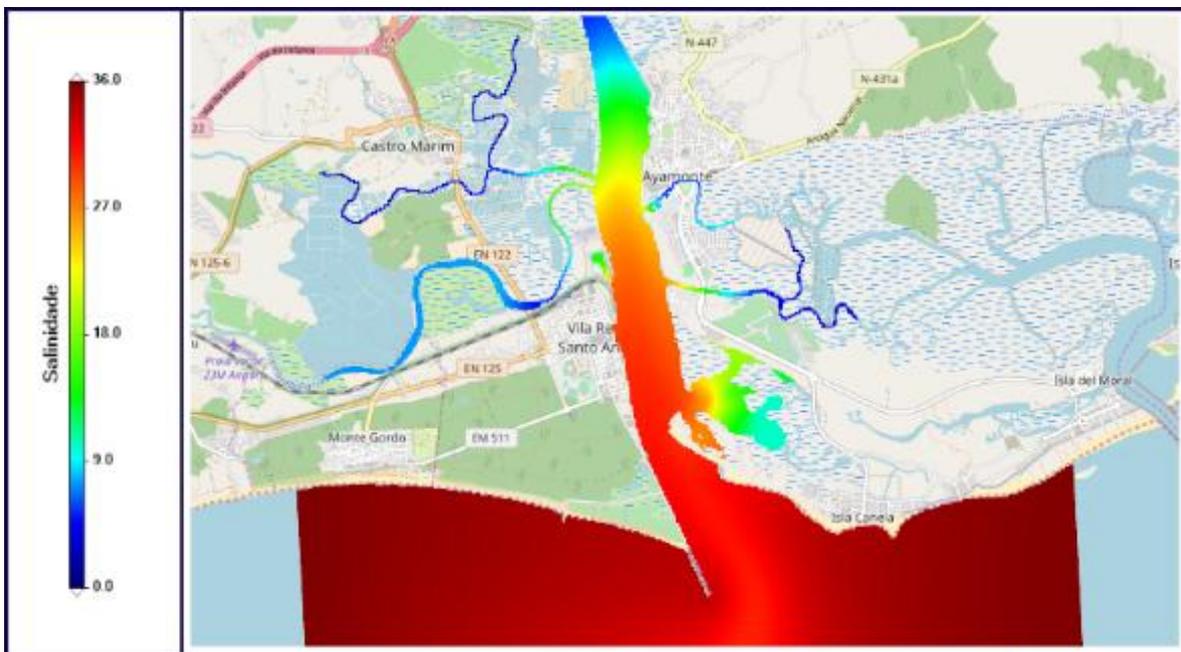


Figura 44 Salinidade em início de enchente para $Q=50$ m³/s. Pode observar-se uma frente de baixa salinidade a progredir ao longo do esteiro da carrasqueira

A evolução temporal das variáveis hidrodinâmicas e da salinidade foi monitorizada através de seis pontos de amostragem virtual para os quais se traçam séries temporais de velocidade, elevação e

valor da salinidade. A Figura 45 mostra a localização e a nomenclatura dos pontos utilizados para as séries temporais.



Figura 45 Localização e nomenclatura dos pontos utilizados para as séries temporais

A Figura 46 mostra a evolução temporal da elevação do nível da água ao longo de um dia, nos seis pontos de amostragem para os quatro cenários de caudal.

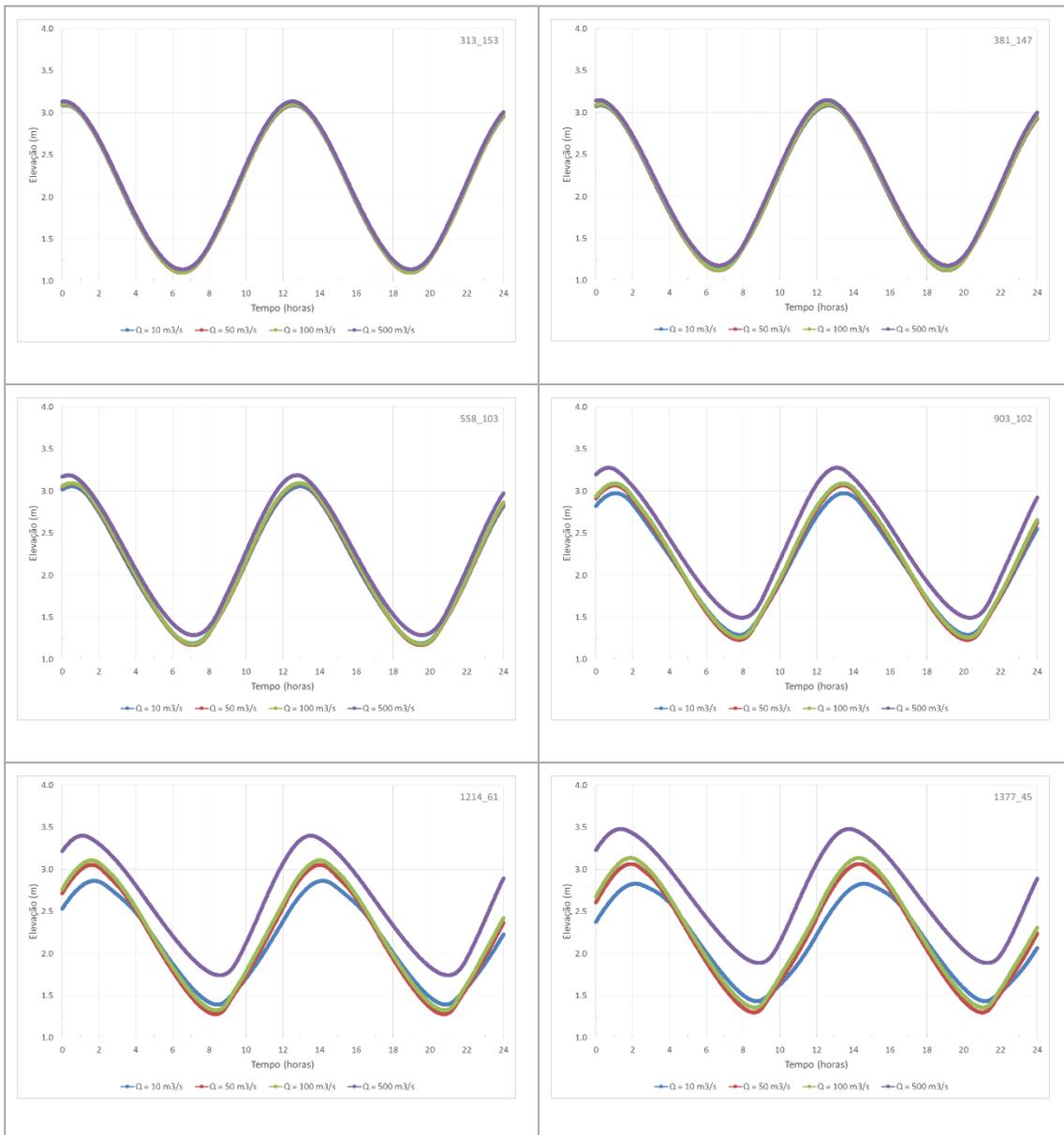


Figura 46 Evolução temporal da elevação do nível da água ao longo de um dia nos seis pontos de amostragem para os quatro cenários de caudal

A Figura 47 mostra a evolução temporal do módulo da velocidade do escoamento ao longo de um dia nos seis pontos de amostragem para os quatro cenários de caudal.

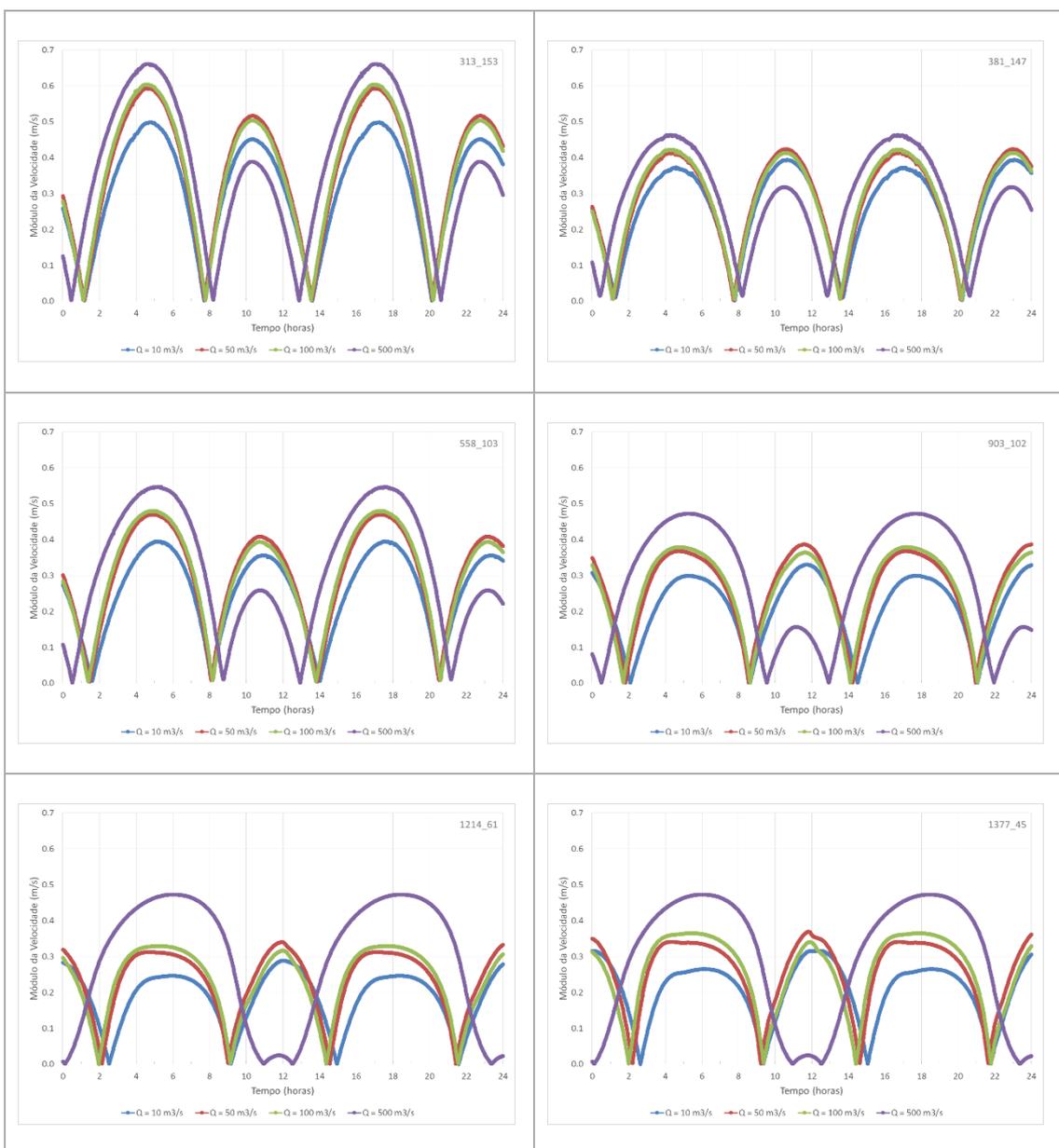


Figura 47 Evolução temporal do módulo da velocidade do escoamento ao longo de um dia nos seis pontos de amostragem para os quatro cenários de caudal

Por fim a Figura 48 representa a evolução temporal da salinidade ao longo de um dia nos seis pontos de amostragem para os quatro cenários de caudal.

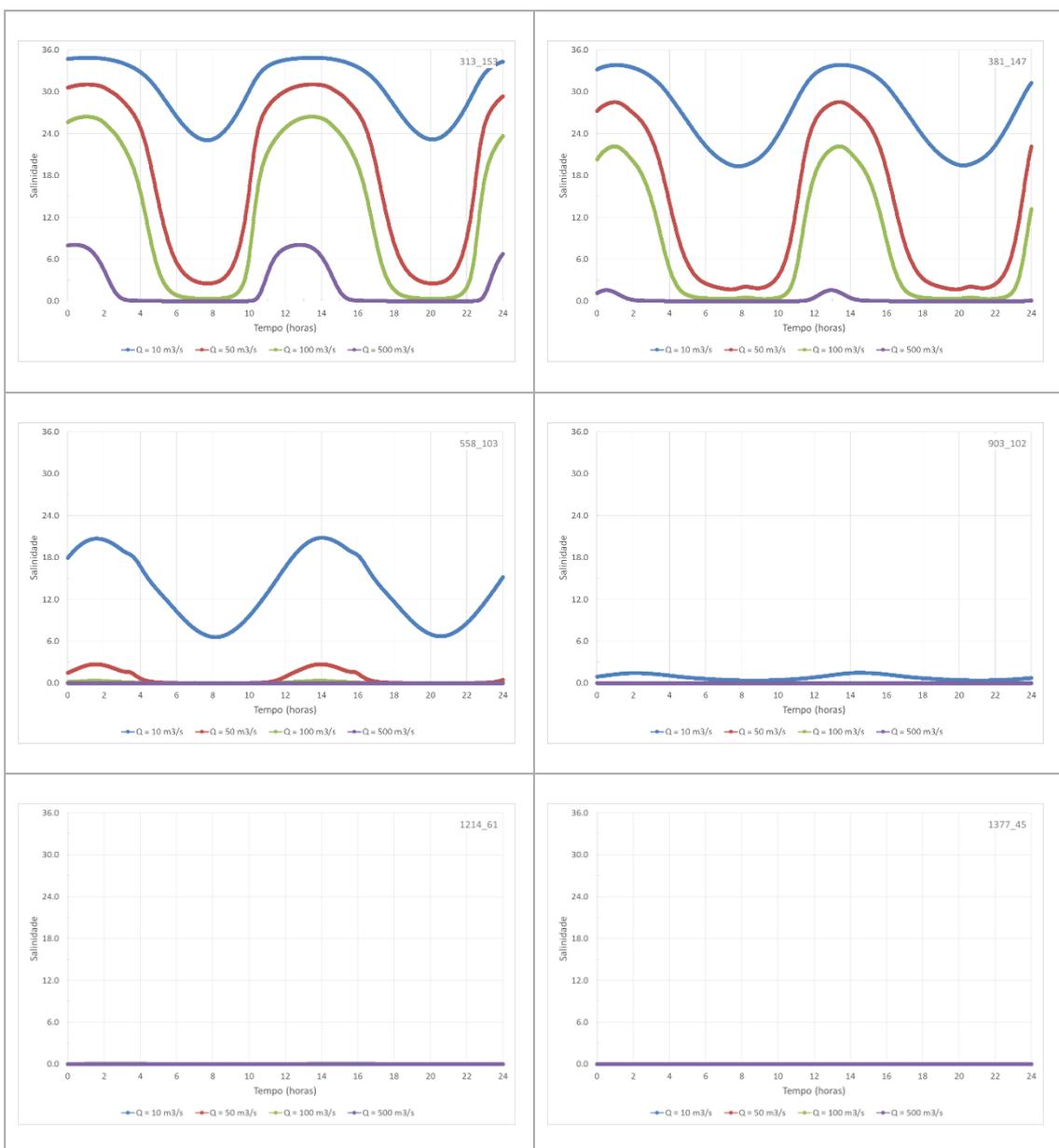


Figura 48 Evolução temporal da salinidade ao longo de um dia nos seis pontos de amostragem para os quatro cenários de caudal

Na secção seguinte discutem-se os resultados do ponto de vista físico, tendo principal atenção aos fatores e indicadores que sejam suscetíveis de uma alteração significativa com o aumento do nível do mar. Dentro destes, referem-se aqueles que poderão ter impacto na segurança, nas atividades humanas e na qualidade ambiental.

C. Discussão

Na Figura 35 à Figura 39 mostra-se que o campo de velocidades ao longo da região terminal do Rio Guadiana e ao longo do seu estuário é relativamente uniforme com um aumento progressivo das velocidades na direção da foz, tanto em situação de enchente como de vazante. As velocidades

máximas verificam-se já na região terminal do estuário, em frente a VRSA. A região fora da barra mostra ainda valores de velocidade elevada na sua vizinhança que rapidamente decaem quando se progride para o exterior, fora da influência dos molhes. Os valores máximos são maiores em vazante do que em enchente, mostrando a assimetria característica do estuário. Esta assimetria é maior nos cenários em que o caudal do rio é mais elevado, com vazantes mais intensas e enchentes atenuadas pela descarga de água doce. As séries temporais de elevação representadas na Figura 46 permitem observar com mais detalhe esta característica. A elevação no ponto 313_153, localizado em frente a VRSA é praticamente insensível ao caudal de descarga, sendo muito semelhante à condição de forçamento de maré imposta na fronteira exterior do modelo. À medida que se progride para o interior o sinal de elevação apresenta uma distorção no sentido de enchentes mais rápidas e vazantes mais lentas. Além disso o nível médio do sinal sobe assim como a sua amplitude. O aumento do nível médio deve-se ao ajuste dinâmico que a superfície necessita fazer para equilibrar o atrito do fundo, em situações de maior caudal. Do ponto de vista das consequências verifica-se que nos dois pontos mais a montante, 1214_61 e 1377_45, localizados a jusante e a montante de Alcoutim respetivamente, o aumento do nível máximo em maré cheia para o cenário de caudal de descarga de 500 m³/s é cerca de um metro acima do equivalente para o cenário de 10 m³/s. Isto permite antecipar que no caso de subida do nível do mar este valor seja ainda maior, colocando também em perigo de inundação, quando o caudal do rio é elevado, as regiões de montante situadas a vários quilómetros da costa.

As séries temporais de módulo da velocidade representadas na Figura 47 confirmam que as velocidades são máximas junto da foz, reduzindo-se para montante. A evolução temporal é assimétrica com valores maiores em vazante do que em enchente, devido principalmente à descarga do rio, embora outros efeitos como o atrito e o armazenamento de água também expliquem em parte esse fenómeno. Os valores máximos de vazante em frente a VRSA são de cerca de 0,7 m/s para um cenário de caudal de descarga de 500 m³/s sendo os valores máximos de enchente para esse mesmo cenário de apenas 0,38 m/s. Os valores máximos absolutos localizam-se a jusante, perto da embocadura, e são de cerca de 1,2 m/s para este cenário. Para o cenário de caudal de descarga de 10 m³/s a assimetria é muito menos intensa com velocidades máximas em frente a VRSA da ordem dos 0,5 m/s com uma assimetria entre enchente e vazante inferior a 0,2 m/s. A assimetria das velocidades revela-se também no tempo de vazante e de enchente, traduzindo-se por vazantes longas e enchentes curtas. Novamente este facto explica-se principalmente pela ação do caudal de descarga. À medida que se progride para montante verifica-se um decréscimo da velocidade máxima, mas um aumento da assimetria temporal, com períodos de vazante muito longos e persistentes e períodos de enchente progressivamente mais curtos. No Ponto 1377_45 a montante de Alcoutim, para um cenário de caudal de descarga de 500 m³/s, o período de enchente é quase inexistente, verificando-se uma descarga quase contínua para jusante durante todo o tempo. Esta dinâmica é importante para diversos fenómenos, nomeadamente o transporte de sedimentos e o transporte de larvas de peixes. Alguns investigadores alegam que a manutenção de pulsos de descarga no rio é benéfica ao movimento de ovos e larvas de peixe, assegurando o seu ciclo natural de reprodução (Morais et al., 2012). A redução dos caudais de descarga e a impossibilidade de manutenção de caudais ecológicos devido a alterações climáticas poderão colocar em risco estes mecanismos, ameaçando alguns dos serviços ecológicos mais importantes do estuário.

A Figura 40 à Figura 44 permite analisar a dinâmica da salinidade imposta pelo transporte advectivo e difusivo no sistema. Verifica-se que para os cenários analisados a região de mistura

entre a água doce e a água salgada ocorre na região compreendida entre a foz, a jusante, e Almada do Ouro, a montante. Em condições de máximo alcance de enchente o sinal de água salgada sobe até Almada do Ouro para o cenário com caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, enquanto para o cenário de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ sobe apenas até à confluência do canal principal com os esteiros de Castro Marim, a Norte de VRSA. Em condições de máximo alcance de vazante o sinal de água salgada sente-se até à confluência do canal principal com a Ribeira de Beliche para o cenário com caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, ao passo que para o cenário de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ todo o estuário se encontra preenchido por água doce, criando-se inclusivamente uma pluma de vazante na região costeira exterior que ultrapassa os molhes da barra.

As ampliações da Figura 41 e Figura 43 permitem observar em mais detalhe a evolução da salinidade nos esteiros VRSA e Castro Marim (Esteiros da Carrasqueira e da Lezíria, respetivamente). Em condições de máximo alcance de enchente e para o cenário de caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ a salinidade progride suavemente ao longo dos esteiros, desde um valor de cerca de 35 na confluência dos esteiros com o canal principal até aos valores de 25 no extremo de Esteiro da Carrasqueira e de 19 nos extremos de ambos os braços do Esteiro da Lezíria. Nas mesmas condições de máximo alcance de enchente, mas para o cenário de caudal de descarga de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ a salinidade progride também suavemente ao longo dos esteiros, agora desde um valor de cerca de 28 na confluência dos esteiros com o canal principal até valores perto de 10 no extremo de Esteiro da Carrasqueira e de próximo de zero nos extremos de ambos os braços do Esteiro da Lezíria. Em condições de máximo alcance de enchente com cenários de caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ou superiores todos os esteiros se encontram preenchidos com água doce.

Em condições de máximo alcance de vazante a salinidade não progride suavemente ao longo dos esteiros. Ao invés, apresenta-se bastante uniforme, possuindo um forte gradiente na confluência com o canal principal. Este comportamento deve-se ao facto de a água dos esteiros estar em vazante, tendo tido tempo de se misturar no interior dos esteiros durante a enchente e a estufa de maré. Além disso as salinidades no interior dos esteiros são maiores do que no canal principal uma vez que a água no interior dos esteiros é a água aí aprisionada durante a enchente enquanto o canal principal recebe a água doce de montante. Para o cenário de caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ a salinidade no interior do Esteiro da Carrasqueira é de cerca de 25 e em ambos os braços do Esteiro da Lezíria é da ordem de 19. Para o cenário de caudal de descarga de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ a salinidade no interior do Esteiro da Carrasqueira é de aproximadamente 9, sendo perto de zero em ambos os braços do Esteiro da Lezíria. Para cenários de caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ou superiores todos os esteiros se encontram preenchidos com água doce.

Para situações intermédias entre os máximos alcances de enchente e de vazante é possível encontrar frentes com valores mínimos de salinidade no interior dos esteiros que progridem rapidamente para as suas cabeceiras difundindo-se e por isso homogeneizando os valores da salinidade. A Figura 44 mostra um desses fenómenos transientes, onde se captura uma frente de baixa salinidade a progredir ao longo do esteiro da carrasqueira durante o início de enchente para $Q=50 \text{ m}^3/\text{s}$. Este comportamento deve-se à água doce aprisionada no interior do esteiro durante o fim da vazante que é depois obrigada a mover-se ao longo do esteiro em direção a montante durante a enchente. Este é o mecanismo principal de fornecimento de água doce aos esteiros.

Os sapais entre VRSA e Castro Marim são alimentados por estes dois esteiros permitindo a manutenção desta zona húmida de elevado valor ambiental e económico. Entre as atividades nele

desenvolvidas destacam-se a piscicultura e a extração de sal. Uma variação dos padrões de salinidade ou do seu ciclo diário de variação poderá alterar o equilíbrio deste ecossistema assim como as atividades económicas nele desenvolvido. O aumento do nível médio da água do mar possui capacidade para alterar estes fatores devido ao delicado equilíbrio entre a descarga do rio e o forçamento da maré.

2.2.2 RIA FORMOSA

A. Caracterização geral do sistema

A Ria Formosa é um sistema de ilhas barreiras com cerca de 80 km², 55 km de comprimento e uma largura máxima de 6 km. Esta lagoa costeira com uma profundidade média de aproximadamente 2 m é ocupada por restingas, planícies de maré e uma complexa rede de canais naturais e parcialmente dragados e tem seis ligações permanentes ao oceano - as barras do Ancão, Faro-Olhão, Armona, Fuzeta, Tavira e Lacém (Andrade, 1990).

No que respeita à hidrodinâmica, a Ria Formosa é um sistema mesotidal com uma amplitude média de maré de aproximadamente 2.8 m em maré viva e de 1.3 m em maré morta, podendo chegar ao máximo de 3.5 m nas marés equinociais e acima de 3.8 m por efeito de *storm surge* (Pacheco et al., 2010). Fluxos contínuos de água doce são inexistentes e as principais linhas de água apenas descarregam de forma intermitente durante algumas horas ou poucos dias após os eventos de precipitação. Devido aos baixos caudais de água doce que chegam à lagoa e a uma circulação de água principalmente impulsionada pela maré, a Ria Formosa é verticalmente bem misturada, sem evidência de estratificação térmica ou halina (Jacob et al., 2013; Newton and Mudge, 2005). De acordo com Pacheco et al. (Pacheco et al., 2010) aproximadamente 90% do volume de água é trocado no setor ocidental, nomeadamente através das barras do Ancão, Faro-Olhão e Armona. A barra de Faro-Olhão, artificialmente aberta e estabilizada entre 1929 e 1955 é considerada a entrada mais importante do sistema (Cravo et al., 2014), sendo responsável por cerca de 60-65% do total do prisma de maré nas marés vivas e marés mortas, respetivamente (Jacob et al., 2013).

A barra da Armona foi outrora a barra dominante na Ria Formosa (Pacheco et al., 2010). Esta, descrita como uma pequena barra dominada pela maré baixa com características de ondulação e comportamento de migração cíclica para Este, experimentou uma diminuição na sua área transversal ao longo das últimas décadas (Vila-Concejo et al., 2006, 2002) e uma redução significativa do seu prisma de maré desde a abertura da barra de Faro-Olhão (Pacheco et al., 2010). Atualmente, esta barra representa menos de 6% do total do prisma de maré do setor ocidental da Ria Formosa. As barras de Faro-Olhão, Armona e Ancão mostram uma forte interconexão e um claro padrão de circulação durante as marés vivas, que é reduzida durante as marés mortas (Pacheco et al., 2010).

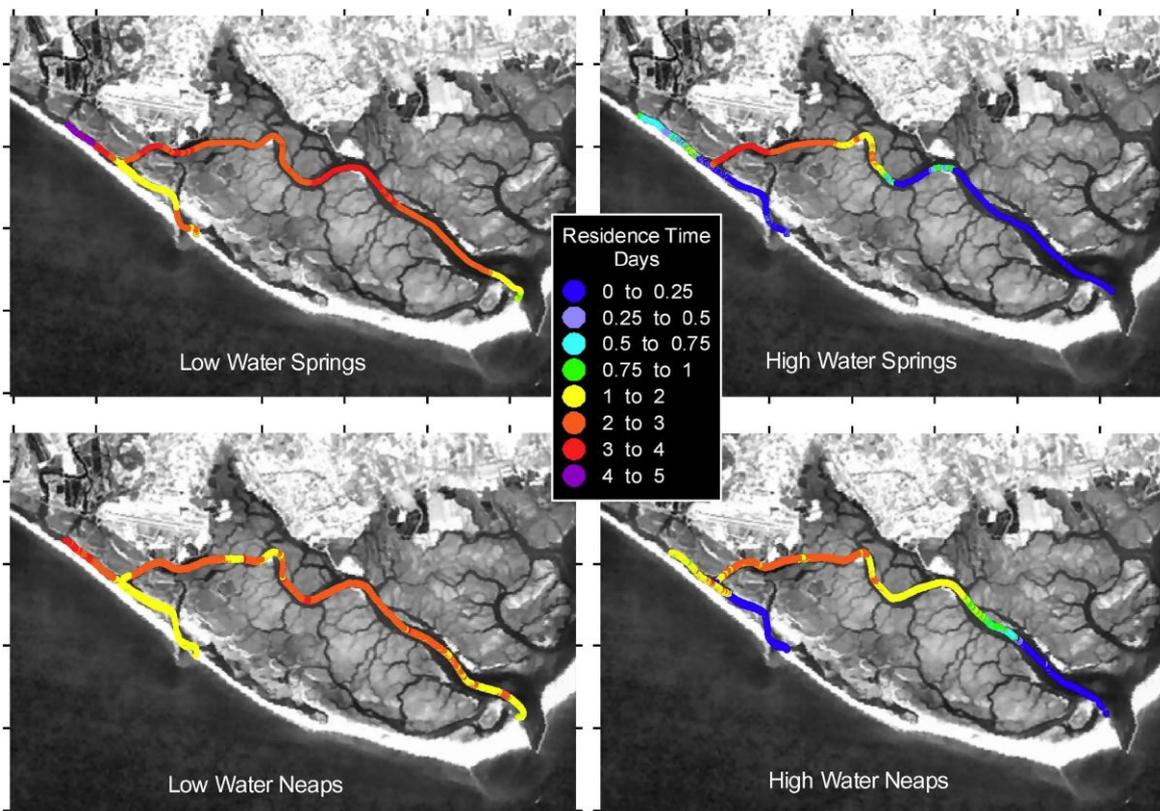


Figura 49 Tempos de Residência na Ria Formosa. Adaptado de Mugde et al. (2008)

Devido ao diminuto aporte de água doce na Ria Formosa, as trocas de água entre a lagoa e o oceano são fundamentais para a qualidade da água da lagoa, sendo o tempo de residência um parâmetro considerado em vários estudos (ver Nobre et al., 2005). Vários estudos focados em observações de correntes e a modelação numérica das trocas entre as barras e o oceano atribuem tempos de residência à Ria Formosa na ordem dos 0,5 dias (Tett et al., 2003). Mugde et al. (2008) usando diferenças de salinidade com a água do mar que entra na lagoa em Junho de 2004 estimaram um tempo médio de residência de 2,4 dias e um máximo de 7 dias nas regiões mais interiores (Figura 49).

Adicionalmente, na Tabela 9 são apresentadas as estimativas das áreas submersas e emersas da Ria Formosa em várias condições de maré.

Área submersa (km ²)	Área emersa (km ²)	Condição de Maré
63,1	16,9	Viva PM
14,1	65,9	Viva BM
49,0	31	Viva PM - BM
54,0	26	Morta PM
22,3	57,7	Morta BM
31,7	48,3	Morta PM - BM

Tabela 9 Estimativa das áreas submersas (Águas, 1986) e emersas da Ria Formosa (assumindo os valores das áreas submersas e uma área total de 80 km²) em diferentes situações de maré

B. Dados de Campo

Não estavam previstas neste projeto a execução de campanhas de observação para a Ria Formosa. O principal descritor em análise é o da cunha salina, compreendida aqui como a caracterização da salinidade na coluna de água e a sua eventual evolução devido ao efeito das alterações climáticas, nomeadamente a subida do nível médio do mar. O CIMA desenvolveu em 2005 uma série de campanhas de monitorização para a empresa Águas do Algarve (Martins et al., 2006). No contexto de uma análise a 100 anos do impacto das alterações climáticas estes dados podem considerar-se representativos da situação presente. Os resultados dessas campanhas permitiram caracterizar diversos descritores para a Ria Formosa, onde se inclui a salinidade. A campanha utilizou diversos métodos de amostragem: Amostragem com métodos clássicos laboratoriais e amostragem com recurso a sonda multiparamétrica (YSI 6600 EDS), efetuados em pontos fixos da Ria ao longo de um ciclo de maré e também de forma quasi-sinótica ao longo dos canais.



Figura 50 Salinidade ao longo dos canais principais da Ria Formosa em maio de 2005, obtida com sonda multiparamétrica YSI 6600 EDS a bordo de uma embarcação

Do ponto de vista da salinidade essas campanhas confirmaram o que se poderia depreender da caracterização geral do sistema. A salinidade da Ria Formosa é persistentemente constante e igual ao valor da salinidade da região costeira (exterior). A Figura 50 e Figura 51 mostram os valores de salinidade obtidos ao longo dos canais principais da Ria Formosa com recurso a uma sonda multiparamétrica YSI 6600 EDS a bordo de uma embarcação para os meses de maio e agosto de 2005, respetivamente. Pode-se verificar a manutenção do valor da salinidade em valores muito próximos de 36 em ambas as campanhas, mesmo para regiões interiores onde os efeitos de eventuais cursos de água doce poderiam ser visíveis.



Figura 51 Salinidade ao longo dos canais principais da Ria Formosa em agosto de 2005, obtida com sonda multiparamétrica YSI 6600 EDS a bordo de uma embarcação

Durante os meses de inverno não foi possível utilizar esta técnica, mas foram efetuadas campanhas contínuas em pontos fixos ao longo de um ciclo de maré, utilizando técnicas laboratoriais clássicas (Standard Methods for Examination of Water and Wastewater - SMEWW 2520B). A Figura 52 indica a localização das estações de amostragem para as campanhas contínuas em pontos fixos ao longo de um ciclo de maré.

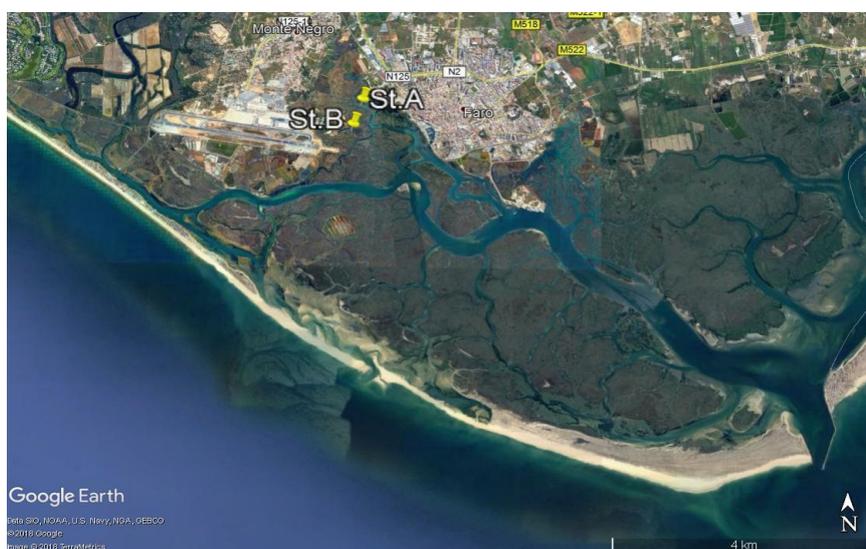


Figura 52 Localização das estações de amostragem para as campanhas contínuas em pontos fixos ao longo de um ciclo de maré

Da Figura 53 à Figura 56 é mostrada a evolução da salinidade e elevação em cada uma das estações consideradas para uma situação de inverno e verão.

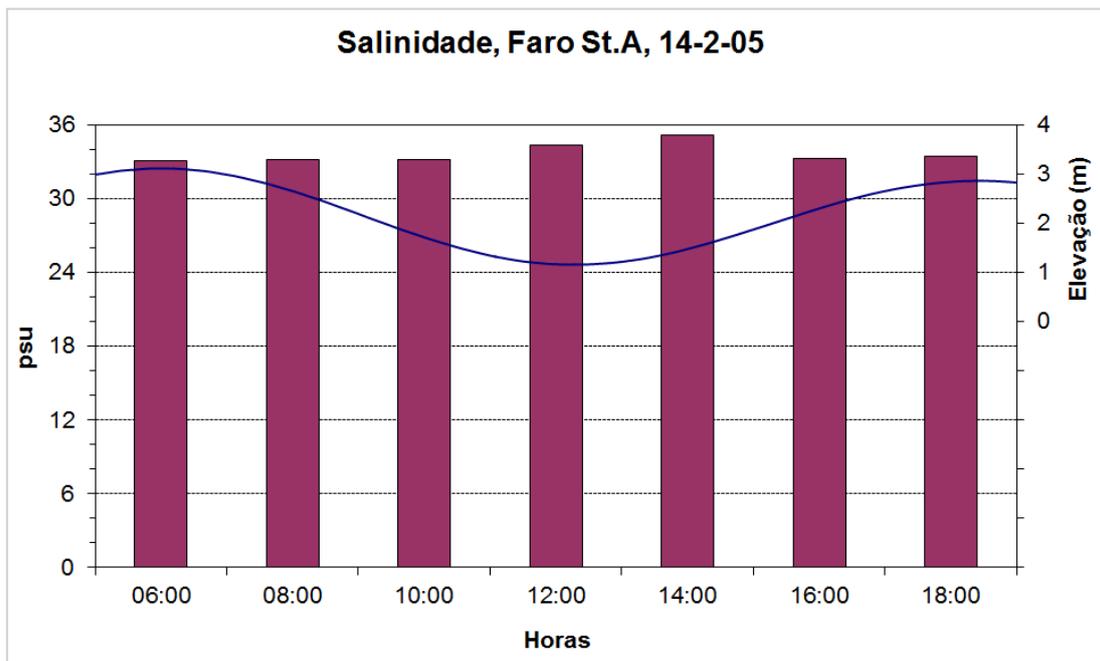


Figura 53 Evolução dos valores da salinidade e do nível da água na estação A ao longo de um ciclo de maré em 14/02/2005

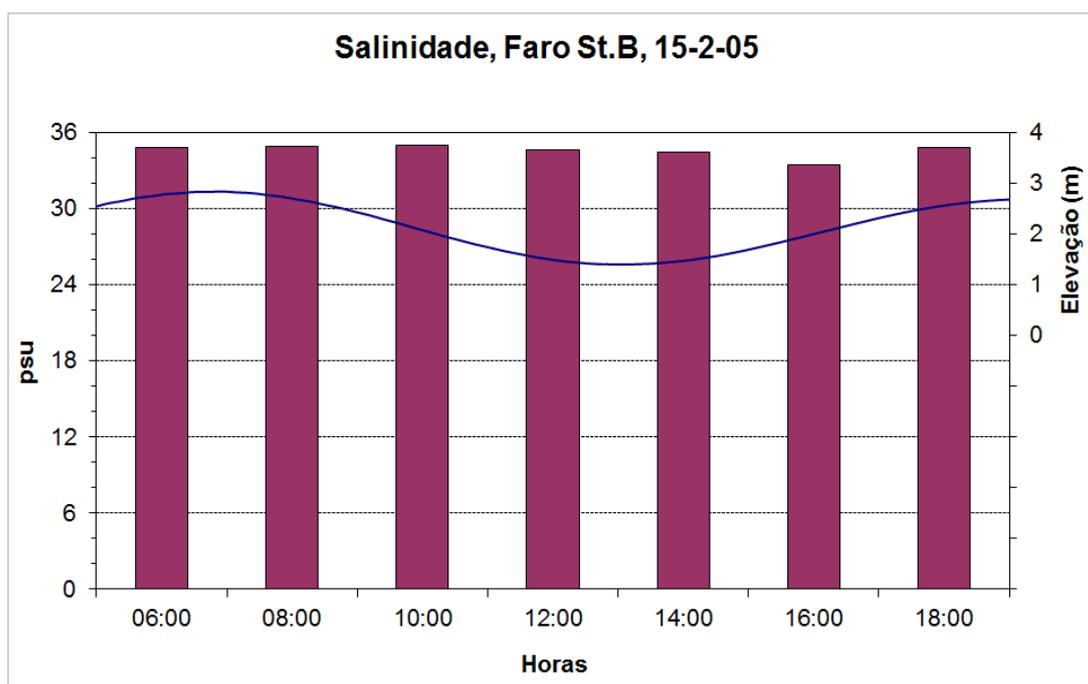


Figura 54 Evolução dos valores da salinidade e do nível da água na estação B ao longo de um ciclo de maré em 15/02/2005

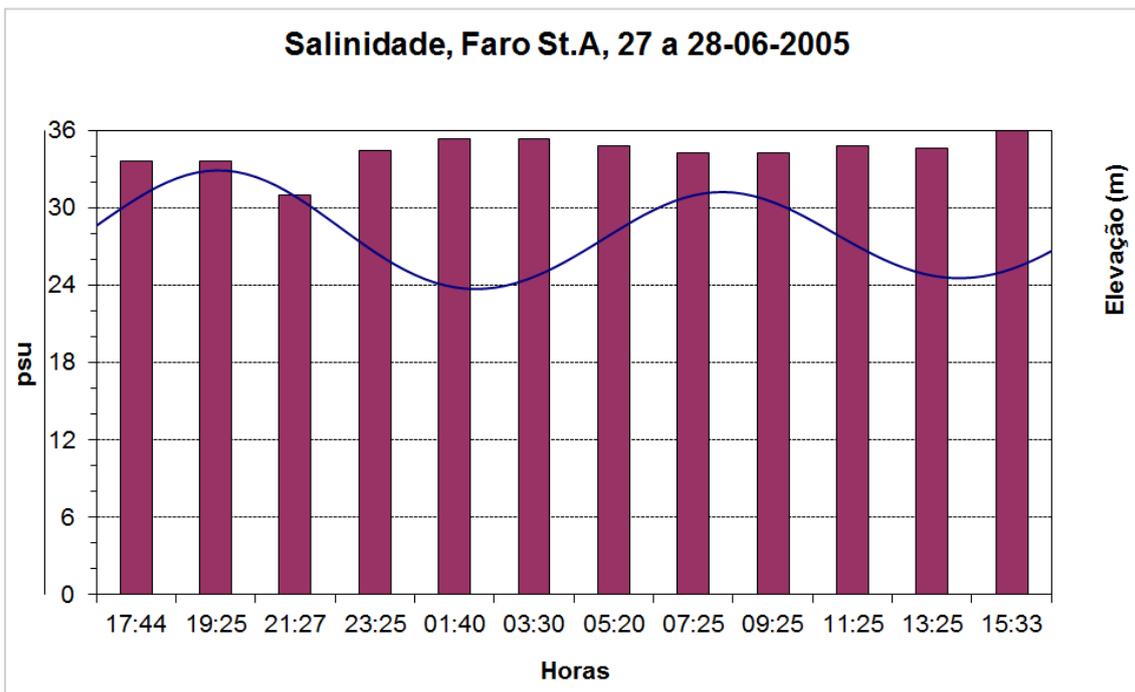


Figura 55 Evolução dos valores da salinidade e do nível da água na estação A ao longo de dois ciclos de maré em 27/06/2005 e 28/06/2005

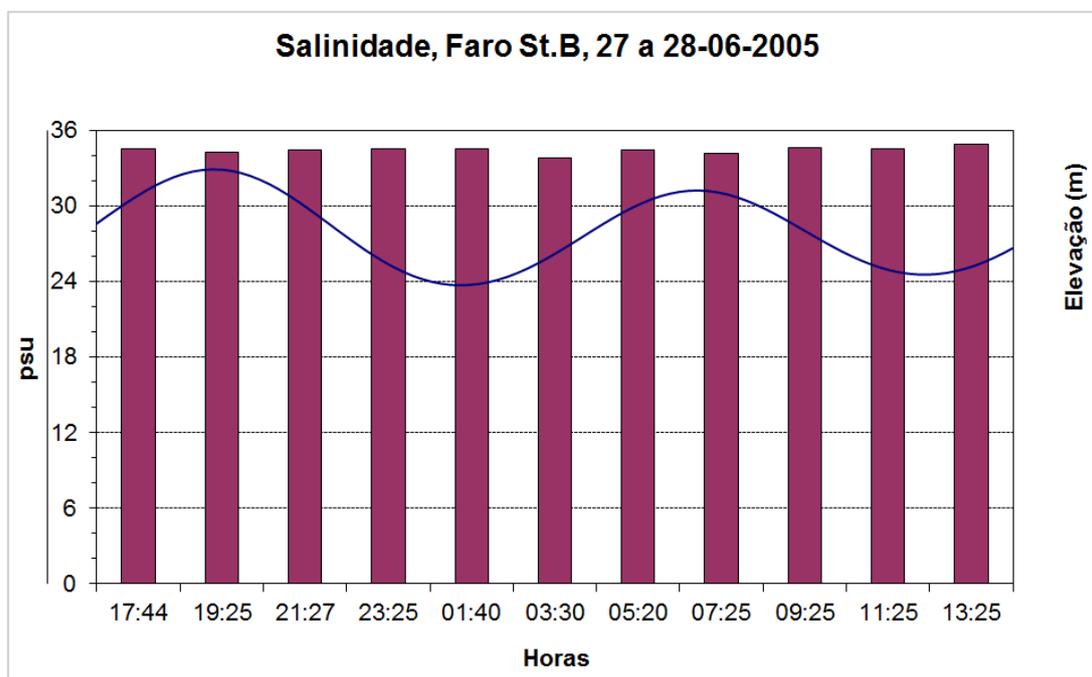


Figura 56 Evolução dos valores da salinidade e do nível da água na estação B ao longo de dois ciclos de maré em 27/06/2005 e 28/06/2005

Os pontos de amostragem encontram-se localizados longe das barras em canais na vizinhança de cursos temporários de água doce. Nomeadamente, a estação A estava localizada na continuação da Ribeira do Biogal, numa localização com um elevado tempo de residência. Apesar disso os valores

da salinidade, mesmo em condições de inverno, encontram-se sempre muito próximo do valor 36 correspondente em termos médios à salinidade na região costeira exterior.

C. Modelação

Nos trabalhos de modelação foi utilizado o sistema de modelação MOHID (Martins et al., 2001; Martins, 2000; Neves, 1985; Vaz et al., 2018). Os modelos 2D hidrodinâmicos e de transporte são implementados usando o método dos volumes finitos numa malha computacional genérica sendo as equações de Navier-Stokes e de transporte resolvidas por um método ADI. Para simular a hidrodinâmica da zona de estudo foi criada uma malha computacional (Figura 57) com uma resolução variável compreendida entre os 200 m na zona com menor resolução (exterior da ria), e os 25 m na zona de maior resolução (interior da ria). Esta metodologia foi preferida em detrimento da de modelos encaixados pois o tempo de computação resultante é significativamente inferior para a mesma ordem de grandeza da resolução espacial. Esta malha teve por base batimetrias históricas desenvolvidas no âmbito de outros projetos de investigação desenvolvidos no grupo, bem como levantamentos mais recentes principalmente nas zonas das barras e linha de costa.

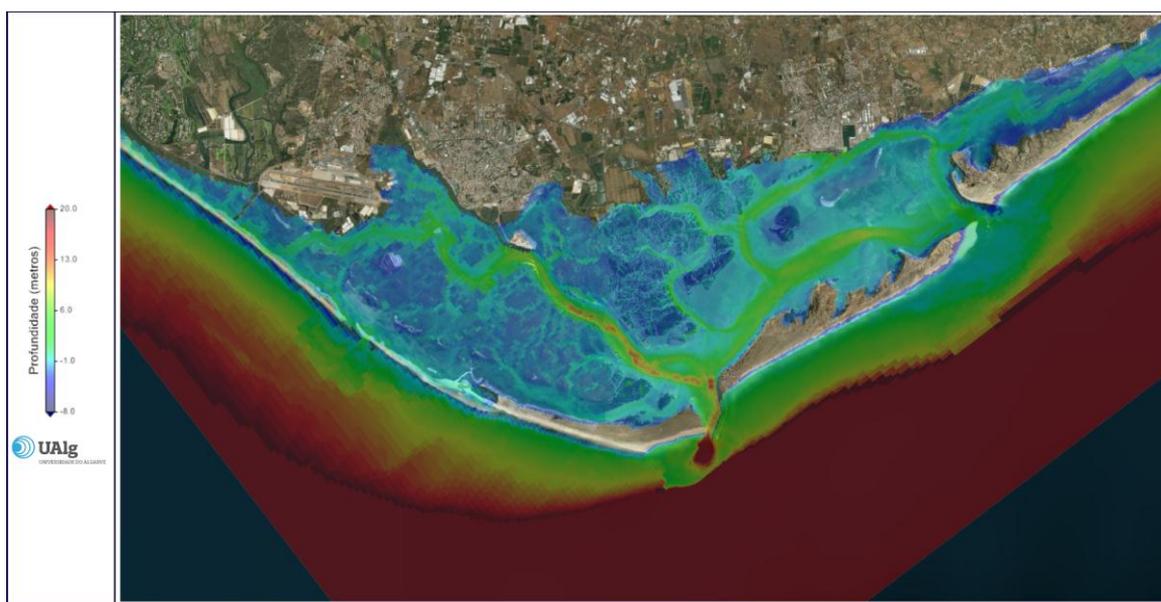


Figura 57 Malha computacional de 345x400 células, usada para as simulações numéricas na Ria Formosa

Como condição fronteira, impôs-se a elevação da maré através de uma harmónica M2 com 1m de amplitude, sendo que os cenários simulados não estão associados a nenhum evento de maré específico, representando antes condições típicas do sistema. A temperatura e a salinidade são mantidas constantes por este se tratar de um sistema verticalmente homogéneo como anteriormente descrito. A duração da simulação foi de 48 horas correspondente a 4 ciclos de maré. A Tabela 10 resume os valores dos restantes parâmetros numéricos usados nas simulações hidrodinâmicas.

Parâmetro	Valor utilizado
Rugosidade de fundo	0,00025
Viscosidade horizontal	0,050
Vento	Não foi considerado
Massa específica da água	1026,7
Temperatura	18
Salinidade	36

Tabela 10 Parâmetros usados nas simulações hidrodinâmicas e respectivos valores considerados

Os resultados das observações da salinidade, descritos no capítulo anterior, sustentam a decisão de não simular a evolução da propriedade salinidade neste domínio. Por outro lado, as características geomorfológicas da Ria Formosa, com uma percentagem elevada da área ocupada por regiões inter-marés, sugerem que as percentagens de tempo de imersão de cada região se alterem de forma significativa com o aumento do nível do mar. Decidiu-se por isso analisar esse descritor que não estava definido inicialmente na proposta. É também expectável que o aumento do nível do mar tenha influência na hidrodinâmica do sistema, nomeadamente nos valores das velocidades das correntes de maré. Esse descritor será por isso também analisado.

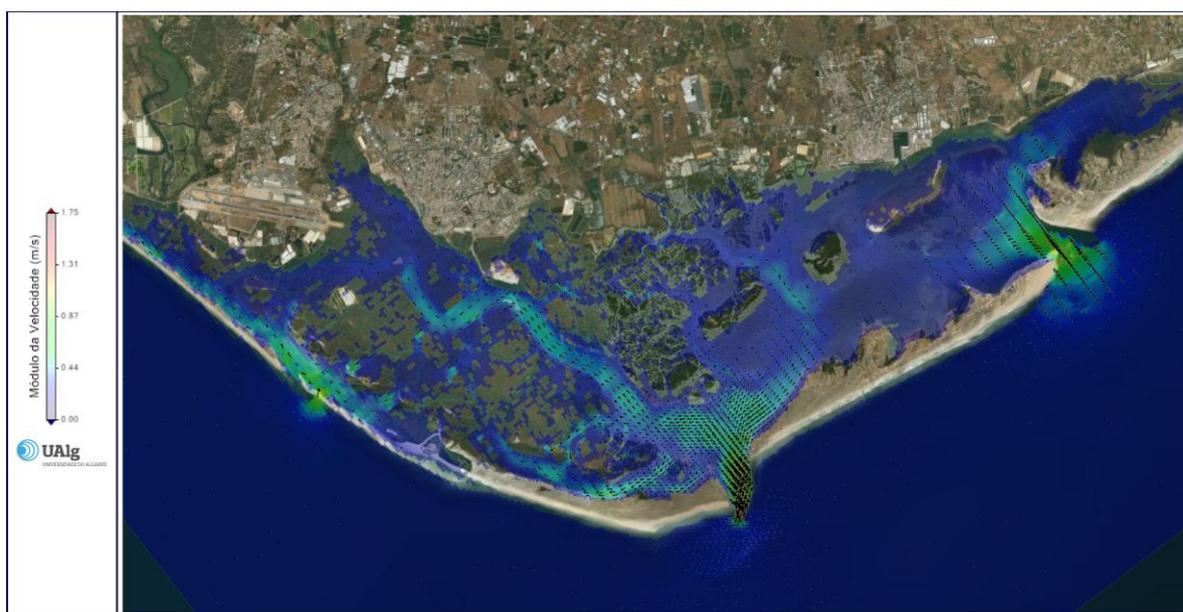


Figura 58 Campo de Velocidades Transientes, representativo de situação de enchente



Figura 59 Campo de Velocidades Transientes, representativo de situação de vazante

Para calibrar a hidrodinâmica usou-se como parâmetros de calibração a rugosidade do fundo e viscosidade turbulenta horizontal, os quais foram considerados constantes em todo domínio. O campo das velocidades durante a enchente e vazante encontram-se representados na Figura 58 e Figura 59 respetivamente. Na Figura 60 são apresentadas as variações do módulo da velocidade nas principais barras da Ria Formosa (Ancão, Faro e Armona) durante 48 horas.

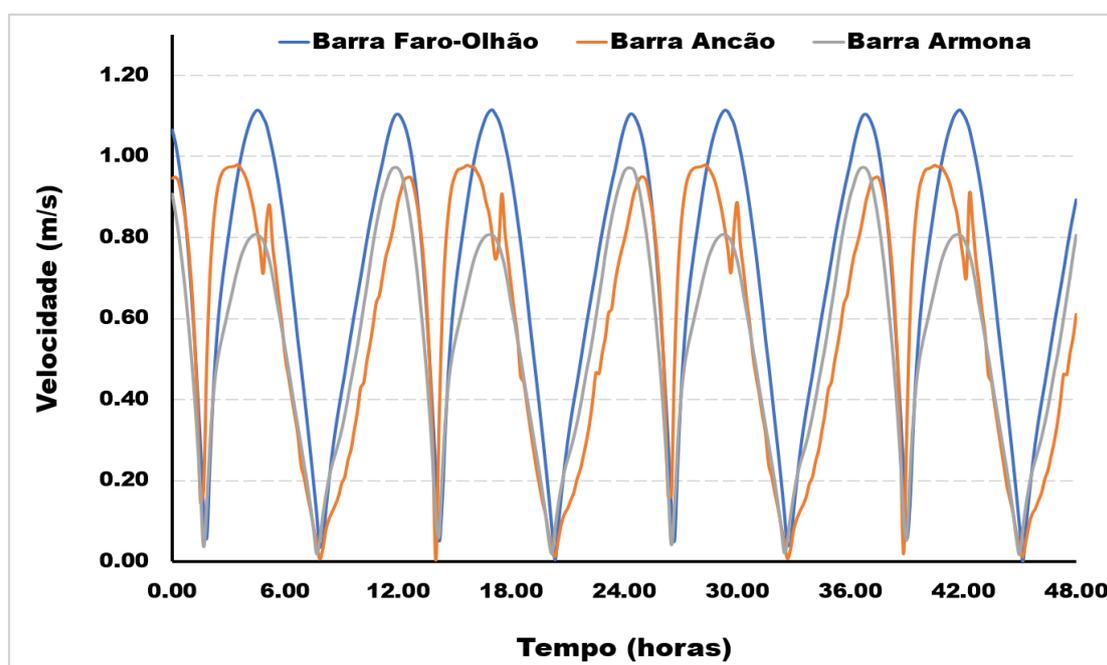


Figura 60 Evolução do módulo da velocidade estimada nas principais barras da Ria Formosa durante uma simulação de 48 horas

As percentagens de áreas imersas foram consideradas um descritor a considerar neste estudo. Para um ciclo de maré (12.24h) foram calculadas as áreas de sapal imersas dentro da Ria Formosa nas condições hidrodinâmicas consideradas no modelo. As áreas permanentemente inundadas não foram consideradas. A Tabela 11 resume os resultados obtidos.

Classe	Intervalo em horas	Área (km ²)
1	0 – 1,2	2,37
2	1,2 – 2,4	1,96
3	2,4 – 3,7	8,94
4	3,7 – 4,9	3,97
5	4,9 – 6,1	5,79
6	6,1 – 7,3	9,03
7	7,3 – 8,6	3,04
8	8,6 – 9,8	3,35
9	9,8 - 11	0,66
10	11 – 12,2	0,32

Tabela 11 Distribuição de áreas de sapal da Ria Formosa em função número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré

Para melhor visualização dos resultados obtidos para este descritor do estudo, as classes de tempo de imersão são também apresentadas na forma de histograma na Figura 61.

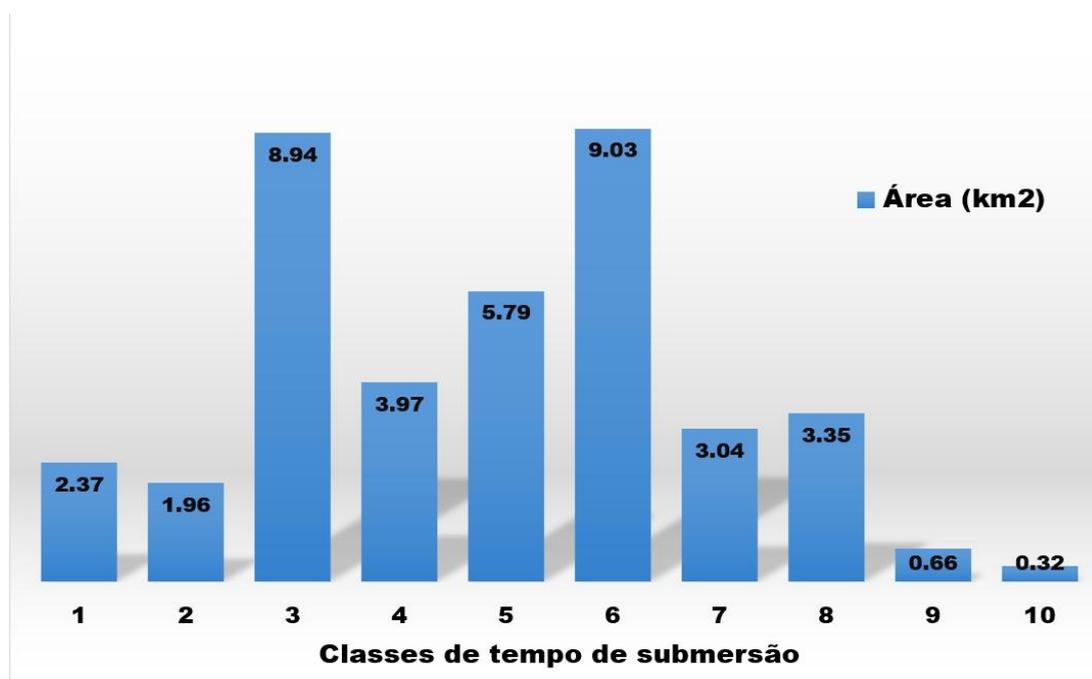


Figura 61 Histograma com a distribuição das áreas de sapal imersas por classe de tempo (classes definidas na Tabela 11)

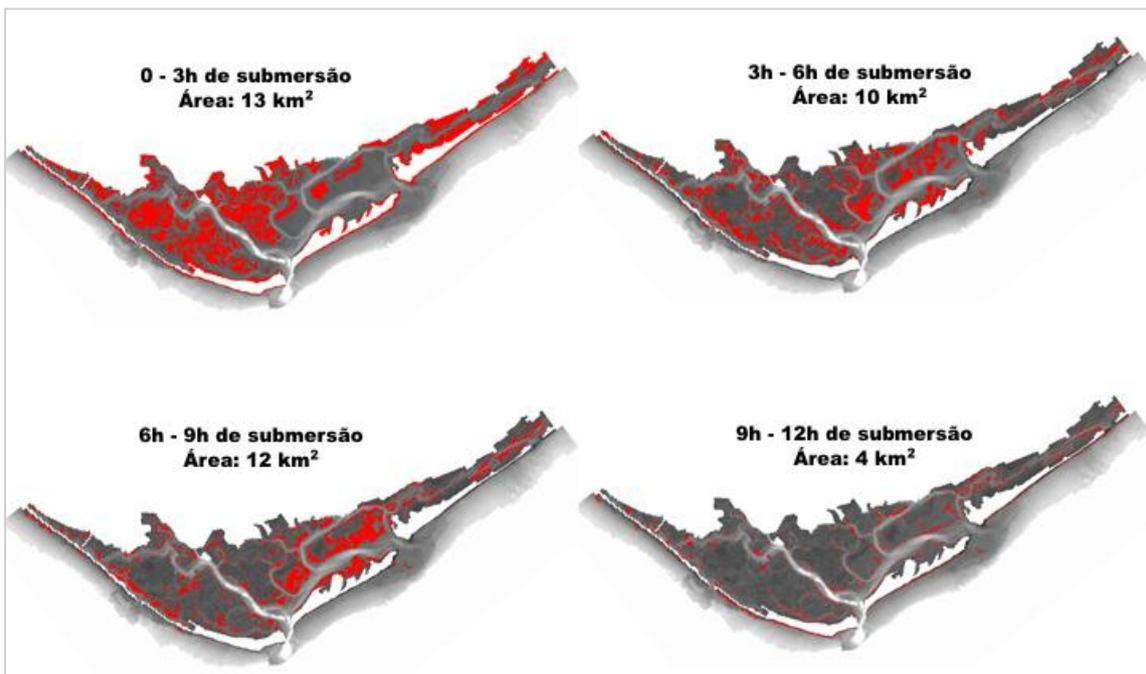


Figura 62 Distribuição espacial cumulativa das áreas de sapal imersas em intervalos de 3 horas e área total estimada para cada um dos intervalos temporais considerados

Adicionalmente, a Figura 62 apresenta a distribuição espacial dos resultados obtidos de uma forma cumulativa para intervalos de imersão de 3 horas. Chama-se a atenção para o fato de a malha do modelo não ser regular, o que implica que as áreas de cada célula computacional variam consoante a resolução da malha.

Na secção seguinte discutem-se os resultados do ponto de vista físico, tendo principal atenção aos fatores e indicadores que sejam suscetíveis de uma alteração significativa com o aumento do nível do mar. Dentro de estes referem-se aqueles que poderão ter impacto na segurança, nas atividades humanas e na qualidade ambiental.

D. Discussão

Como descrito anteriormente cerca de 90% do volume de água é trocado no setor ocidental, nomeadamente através das barras do Ancão, Faro-Olhão e Armona. Os campos de velocidades transientes (Figura 58 e Figura 59) mostram que as maiores velocidades são encontradas na zona das barras enquanto as menores velocidades ocorrem nas zonas confinadas e nos esteiros. Durante a simulação de 48 horas a Barra de Faro apresenta as maiores velocidades de escoamento em geral superior a 1 m/s sendo a velocidade média para o período considerado de 0,7 m/s. A velocidade média do escoamento nas Barras da Armona e do Ancão foi, respetivamente, 0,54 e 0,58 m/s. Nos dois principais canais da Ria Formosa, o Canal de Faro e o Canal de Olhão, que concentram grande parte do escoamento em direção às barras, as velocidades médias obtidas são respetivamente, 0,27 m/s e 0,15 m/s. Estes são os locais mais dinâmicos da Ria Formosa nos quais o transporte é mais eficiente, originando tempos de residência mais curtos. Estes valores contrastam com os obtidos

para as zonas dos sapais, cujas velocidades são em geral uma ordem de grandeza abaixo (tipicamente entre 0 e 0,05 m/s).

Como visto anteriormente devido aos baixos caudais de água doce que chegam à lagoa e a uma circulação de água principalmente impulsionada pela maré, a Ria Formosa é verticalmente bem misturada, sem evidência de estratificação térmica ou halina, sendo este fato comprovado por vários trabalhos de investigação (Jacob et al., 2013; Mudge et al., 2008; Newton and Mudge, 2005) e pelos resultados apresentados no capítulo anterior.

Por outro lado, as características geomorfológicas da Ria Formosa, com uma percentagem elevada da área ocupada por regiões inter-marés, sugerem que as percentagens de tempo de imersão de cada região se alterem de forma significativa com o aumento do nível do mar. Este parâmetro é de vital importância para as culturas de bivalves, uma das principais atividades económicas da Ria Formosa. Decidiu-se por isso analisar esse descritor que não estava definido inicialmente na proposta.

Dos resultados obtidos na modelação das áreas imersas, a partir da Figura 62 é possível observar que a maior área de sapal da Ria Formosa, cerca de 13 Km², se encontra imersa menos de 3 horas num ciclo de maré. Esta área compreende a maioria dos sapais localizados nas margens do Canal de Faro. As zonas de sapal junto às margens do Canal de Olhão permanecem imersas durante mais tempo do ciclo de maré entre 3 e 9 horas. Áreas de sapal imersas mais de 9h de um ciclo de maré resumem-se apenas a pequenas zonas juntos aos canais principais e junto às Barras, numa área total de 4 km².

2.2.3 CONCLUSÕES

A caracterização das vulnerabilidades atuais utiliza modelos matemáticos para o cálculo das variáveis hidrodinâmicas no Estuário do Rio Guadiana e na Ria Formosa assim como para a evolução da salinidade no Estuário do Rio Guadiana. O objetivo parcial desta primeira fase do estudo é estabelecer a situação presente em ambos os sistemas. Essa situação forma a base para a análise a efetuar no capítulo seguinte relativa ao impacto das alterações climáticas nesses sistemas.

Relativamente ao Guadiana a análise incide sobre o setor final (de jusante) do rio, o seu estuário assim como os esteiros da Carrasqueira e da Lezíria localizados entre Castro Marim e Vila Real de Santo António, portanto perto da foz e do lado português da fronteira. De forma genérica os resultados mostram que este sistema depende de um equilíbrio delicado entre o caudal de água doce proveniente do rio e o forçamento de maré proveniente da região costeira adjacente. O nível médio da superfície da água no sistema aumenta para montante, em resposta à necessidade de equilíbrio com o atrito do fundo. Este aumento é maior para caudais de descarga do rio maiores e afeta sobretudo as regiões de montante. A este fator acresce o nível médio da água do mar. Assim num cenário de aumento desta variável espera-se um aumento das elevações média e máxima em todo o sistema, com efeitos especialmente evidentes para montante e para caudais mais elevados. Esta hipótese é testada no seguinte capítulo deste estudo. A distribuição atual de salinidade ao longo do sistema é um fator importante para a manutenção dos serviços que este ecossistema disponibiliza. As atividades económicas desenvolvidas no estuário (pesca, aquicultura, maricultura, salicultura, etc.) dependem também da correta distribuição e dinâmica do campo de salinidades.

Este depende do caudal de água doce proveniente do rio, do nível médio da água do mar e da correspondente maré. Os resultados mostram que a mistura e transporte da salinidade obedece a uma dinâmica complexa que faz com que o setor inferior do estuário e os esteiros adjacentes alternem entre água puramente doce para grandes caudais de descarga do rio e água de diferentes salinidades para caudais intermédios ou baixos, situação na qual a maré modula a salinidade com um padrão semi-diurno. Num cenário de aumento do nível médio da água do mar espera-se uma variação deste comportamento, especialmente para os valores de caudal médio e baixo, com um aumento das salinidades no canal principal do estuário e nos esteiros, podendo comprometer as atividades e a qualidade ambiental do sistema. Esta hipótese é também testada no capítulo seguinte.

No que diz respeito à Ria Formosa, esta é uma lagoa com uma hidrodinâmica controlada pela maré, a qual controla a renovação da água da Ria a cada 2,4 a 7 dias dependendo da distância a uma das Barras principais. As Barras do Ancão, Faro-Olhão e Armona são responsáveis por cerca de 90% das trocas com o exterior. Estas barras em conjunto com o Canal de Faro e o Canal de Olhão são os locais onde se verificam correntes mais fortes e, portanto, menores tempos de residência. Utilizando-se uma abordagem que incluiu pesquisa bibliográfica e observações concluiu-se que, apesar de incluído na proposta inicial, o descritor cunha salina não deveria ser considerado para este sistema devido à Ria Formosa apresentar consistentemente valores de salinidade perto dos valores do exterior. Este descritor foi substituído pela hidrodinâmica do sistema e pela estimativa das suas áreas imersas, que são considerados como descritores mais importantes que a cunha salina para a Ria Formosa, uma vez que ambos têm um papel preponderante quer na ecologia quer na principal atividade económica da Ria Formosa, a maricultura de bivalves.

2.3 IMPACTOS E VULNERABILIDADES FUTURAS

2.3.1 METODOLOGIA

Os estudos efetuados para as vulnerabilidades futuras baseiam-se na mesma metodologia de modelação desenvolvida para as vulnerabilidades atuais no capítulo anterior. O modelo matemático utilizado foi igualmente o sistema MOHID, com os mesmos pressupostos e com as mesmas malhas computacionais. As batimetrias utilizadas são diferentes em função dos cenários como referido nas secções posteriores.

De acordo com a proposta, os cenários de subida do nível médio do mar analisados derivam dos valores inscritos no 5º relatório do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5 para os períodos (2011-2040), (2040-2070) e (2070-2100). As projeções de subida do nível médio do mar, indicadas nesse relatório são as constantes da Tabela 12.

		RCP4.5	Cenário PIAAC	RCP8.5	Cenário PIAAC
2046-2065	P95	0,30		0,38	
	Median.	0,26		0,30	← 0,24
	P05	0,19		0,22	← 0,79
2081-2100	P95	0,63	← 0,24	0,82	
	Median.	0,47	← 0,48	0,63	← 0,48
	P05	0,32		0,45	
2100	P95	0,71		0,98	
	Median.	0,53	← 0,48	0,74	← 0,79
	P05	0,36		0,52	

Tabela 12 Projeções de subida do nível global médio do mar, em metros, relativo ao período 1986-2005 (Adaptado do 5º Relatório IPCC - Church et al., 2013) e comparação com os cenários utilizados

Conforme já tinha sido mencionado na análise de vulnerabilidades atuais, o custo computacional das simulações é muito elevado. Este facto é especialmente gravoso para o caso do Guadiana onde, devido ao elevado tempo de residência, a estabilização da salinidade obriga a simulação de pelo menos dois meses (com um tempo de cálculo de cerca de quinze dias). Como é proposto simular diversas situações de caudal para cada cenário de subida do nível médio do mar, a consideração isolada de todas as possibilidades da Tabela 12 tornava-se proibitiva na escala de tempo deste estudo. Além disso, como se pode observar na tabela, os valores de subida do nível médio do mar obtidos pelo IPCC sobrepõem-se para os diversos cenários RCP. Assim, optou-se por considerar três cenários de subida do nível médio do mar que cobrissem todas as possibilidades dentro da banda de confiança dos cenários IPCC. Estes cenários encontram-se indicados pelas setas na tabela e designam-se, por simplicidade “2040”, “2070” e “2100” para os valores impostos de subida do nível médio do mar na fronteira exterior do modelo de 0,24 m, 0,48 m e 0,78 m respetivamente.

Com estes cenários é analisada a evolução das variáveis hidrodinâmicas (elevação e módulo da velocidade) e das áreas de submersão (inundação) em ambos os sistemas. É ainda avaliado o efeito da cunha salina no sistema Guadiana e o efeito da sobre-elevação do nível médio do mar como resposta a situações de tempestade (*Storm Surge*) no sistema Ria Formosa.

Como ambos os sistemas são dominados pela maré, a análise dos efeitos que a elevação do nível médio do mar produz nas áreas de submersão é efetuada do ponto de vista de tempos de submersão durante um ciclo de maré. Para essa análise consideram-se dez classes de tempo de submersão de acordo com a Tabela 13.

Classe	Intervalo em horas de inundação
1	0 – 1,2
2	1,2 – 2,4
3	2,4 – 3,7
4	3,7 – 4,9
5	4,9 – 6,1
6	6,1 – 7,3
7	7,3 – 8,6
8	8,6 – 9,8
9	9,8 – 11,0
10	11,0 – 12,2

Tabela 13 Classes de tempos de submersão (inundação) durante um ciclo de maré considerados na análise

Para cada uma dessas classes são calculadas as áreas inundadas e construído um histograma de distribuição dessas áreas para os diversos cenários. São ainda traçados mapas de distribuição das áreas inundadas para quatro classes de tempos de inundação (0 a 3 horas), (3 a 6 horas), (6 a 9 horas) e (9 a 12,2 horas). De seguida apresentam-se os resultados para os dois sistemas em Estudo: Guadiana e Ria Formosa.

2.3.2 GUADIANA

Para o caso do Guadiana, os cenários referidos anteriormente de subida do nível médio do mar vão ser combinados com os cenários de descarga do rio já usados anteriormente na primeira fase do estudo: $Q = 10 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q = 50 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q = 100 \text{ m}^3/\text{s}$ e $Q = 500 \text{ m}^3/\text{s}$, para produzir um total de 16 cenários, onde se inclui a situação “presente”.

Para a batimetria consideraram-se duas alternativas radicalmente opostas. Na primeira considerou-se intervenção humana máxima, no sentido de manter a linha de costa inalterada, mantendo-se assim a batimetria inicial, sem capacidade de inundação, apresentada na Figura 63.

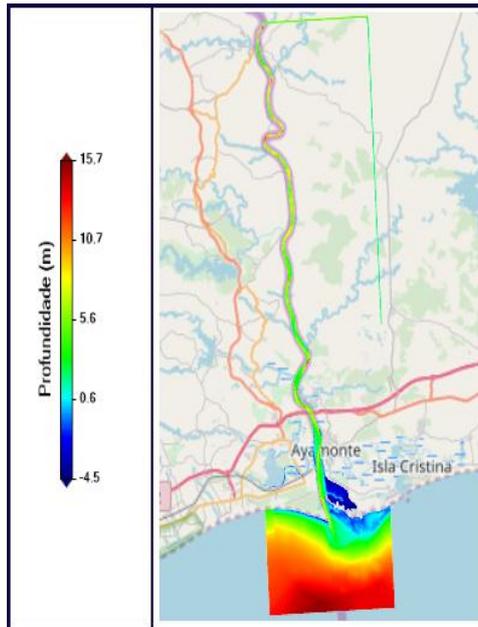


Figura 63 Batimetria computacional para o Estuário do Guadiana, mantendo-se a linha de costa (1400x350 células com um passo espacial de 30 metros)

Numa segunda alternativa considerou-se intervenção humana reduzida ou nula, permitindo-se assim inundações dos sapais e das áreas de cota baixa, considerando-se ainda a alteração morfodinâmica de longo prazo da bacia do Estuário do Guadiana. Os estudos de morfodinâmica de longo prazo não podem ser feitos com o recurso a modelos baseados em processos como é o caso do MOHID. Assim utilizou-se para batimetria os resultados de um modelo orientado para o comportamento, produzido anteriormente por este grupo de investigação (Sampath et al., 2011), como apresentado na Figura 64. Com esta batimetria efetuou-se a avaliação das áreas e tempos de submersão ao longo do ciclo de maré para os vários cenários de subida do nível médio do mar.

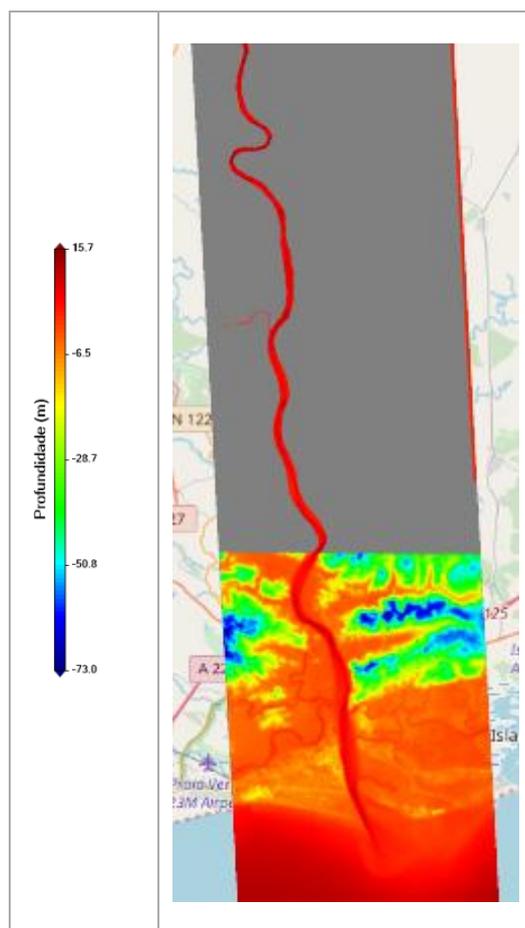


Figura 64 Batimetria computacional para o Estuário do Guadiana, permitindo inundação (1400x350 células com um passo espacial de 30 metros)

A. Resultados

Os resultados são apresentados sob a forma de séries temporais e de mapas de distribuição horizontal de propriedades. A localização dos pontos utilizados para extração de séries temporais são os indicados na Figura 65. De forma semelhante à utilizada no capítulo anterior, opta-se por seguir a recomendação UNESCO de não atribuir unidades à grandeza salinidade.

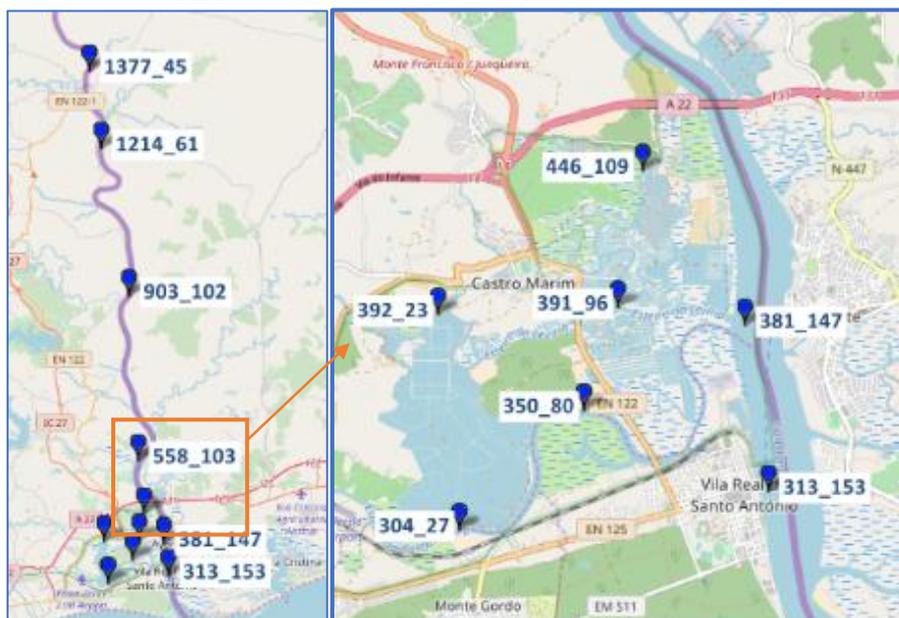


Figura 65 Localização e nomenclatura dos pontos utilizados para as séries temporais

Devido ao elevado número de gráficos e figuras, os mesmos são apresentados nos anexos 4.1 a 4.7 deste relatório.

No anexo 4.2 apresentam-se os resultados relativos à evolução temporal do módulo da velocidade nos diversos pontos da Figura 65, ao longo de dois ciclos de maré, para os diversos cenários de subida do nível médio do mar e de caudal.

Verifica-se genericamente uma diminuição do módulo da velocidade no canal principal com o aumento do nível médio do mar. Esta diminuição está possivelmente associada ao aumento da profundidade e o aumento de volume de água a ele associado. A variação é mais notória na passagem da situação presente para o cenário identificado como “2040” (subida do nível médio do mar na fronteira exterior do modelo de 0,24 m) e na zona de jusante do estuário (a jusante da confluência com a Ribeira de Beliche), onde o valor da redução de velocidade é da ordem dos 5 cm/s para um caudal de descarga de 10m³/s (Figura 76).

Nos esteiros a evolução é semelhante, mas a redução dá-se em menor grau, uma vez que a velocidade nestes locais é também mais baixa. Nas regiões mais interiores dos esteiros a velocidade é muito baixa devido ao atrito, tornando essa variação pouco apreciável.

Com o aumento do caudal a variabilidade é menor no canal principal, mas torna-se mais sensível nos esteiros, especialmente no troço inicial do Esteiro da Lezíria, como se pode apreciar nos mapas da Figura 77 à Figura 79.

No anexo 4.3 apresentam-se os resultados relativos à evolução temporal do nível da água nos diversos pontos da Figura 65, ao longo de dois ciclos de maré, para os diversos cenários de subida do nível médio do mar e de caudal.

Verifica-se que no canal principal a amplitude e a distorção da onda de maré se mantêm aproximadamente iguais às da situação de referência (presente), com uma translação vertical

semelhante à da subida do nível médio do mar. A não atenuação desta translação vertical para os pontos de montante faz com que o sinal de subida do nível médio do mar seja adicionado à subida devida ao aumento de caudal. Assim os níveis máximos ocorrerão a montante e para caudais elevados. A variação máxima no ponto 1377_45, localizado a montante de Alcoutim, é de aproximadamente 1,5 m medido entre a preia-mar do cenário “presente” com uma descarga de 10 m³/s (Figura 80) e a preia-mar do cenário “2100” com uma descarga de 500 m³/s (Figura 83).

Nos esteiros o nível da água em situação de preia-mar aumenta com uma taxa semelhante à da subida do nível médio do mar, mas a elevação de baixa-mar evolui de forma menos significativa, traduzindo-se isso num aumento da amplitude da onda e num aumento de nível de preia-mar superior ao da elevação do nível médio do mar. Este efeito é especialmente visível no esteiro da carrasqueira onde o nível de preia-mar no ponto 350_80 para o cenário de descarga de 500 m³/s (Figura 83), passa de 3,02 m no cenário “presente” para 3,88 m no cenário “2100”, representando assim um aumento de 86 cm quando o aumento do nível médio do mar imposto na fronteira do modelo é de 78 cm.

No anexo 4.4 apresentam-se os resultados relativos à evolução temporal da salinidade nos diversos pontos da Figura 65, ao longo de dois ciclos de maré, para os diversos cenários de subida do nível médio do mar e de caudal.

Para caudais de descarga baixos (cenários de caudal igual a 10 m³/s), no canal principal, na zona baixa do estuário (especialmente até à confluência com a ribeira do Beliche), verifica-se um aumento de salinidade com a subida do nível médio do mar na situação de baixa-mar. A montante desse ponto o aumento de salinidade já se faz sentir tanto em baixa-mar como em preia-mar, sendo as diferenças de salinidade de aproximadamente 6.

Nos esteiros a influência do transporte advectivo é mais reduzida, como observado nas séries temporais de velocidade. Desta forma o transporte de sal entre o canal principal e os esteiros faz-se principalmente por difusão, especialmente nas regiões mais interiores dos esteiros, onde não se deteta o sinal da maré. Este resultado está em concordância com as reduzidas velocidades obtidas nessa região. Do ponto de vista da salinidade verifica-se igualmente um aumento do seu valor com o aumento do nível médio do mar, mas mais ligeiro do que no canal principal, com valores de variação de aproximadamente 4 na confluência dos dois ramos do Esteiro da Lezíria e de 2 no Esteiro da Carrasqueira.

Para caudais de descarga intermédios (cenário de caudal igual a 50 m³/s), as variações são semelhantes, mas com diferenças de salinidade mais reduzidas, podendo-se identificar variações de 2 no canal principal até à confluência com a Ribeira do Beliche. Nos esteiros a evolução é contrária, com uma diminuição de salinidade de cerca de 4. Esta inversão deve-se possivelmente à maior facilidade de penetração da água doce proveniente de montante do canal principal durante a vazante, devido ao aumento da profundidade da água nos esteiros.

Para caudais mais elevados (cenários de caudal de 100 m³/s e de 500 m³/s), as variações de salinidade tornam-se muito pequenas, uma vez que todo o sistema se encontra dominado pela água doce proveniente de montante do canal principal.

No anexo 4.5 apresentam-se mapas de distribuição horizontal de salinidade para a situação de preia-mar e para os diversos cenários de subida do nível médio do mar e de caudal.

Para caudais de descarga baixos (cenário de caudal de 10 m³/s) e em situação de preia-mar, no canal principal a salinidade progride para montante com a subida do nível médio do mar. Tomando como referência a isopícnica de salinidade igual a 20, esta encontra-se na confluência do canal principal com a Ribeira de Beliche para o cenário “presente”, movendo-se cerca de 2000 metros para montante quando se passa para o cenário 2040. Após essa data o aumento da cunha salina continua a dar-se para montante, mas é bastante mais moderado.

Para caudais mais elevados (Cenários de caudal de 50 m³/s, 100 m³/s e 500 m³/s) a influência do caudal de água doce prepondera sobre o aumento do nível médio do mar, pelo que as variações da distribuição horizontal de salinidade com o aumento do nível médio do mar são muito reduzidas.

No anexo 4.6 apresentam-se mapas de distribuição horizontal de salinidade para a situação de baixa-mar e para os diversos cenários de subida do nível médio do mar e de caudal.

Para caudais de descarga baixos (cenário de caudal de 10 m³/s) e em situação de baixa-mar, no canal principal a salinidade progride igualmente para montante com a subida do nível médio do mar. Tomando como referência a isopícnica de salinidade igual a 20, esta encontra-se na confluência do canal principal com os esteiros da Carrasqueira e da Lezíria no cenário “presente”, movendo-se cerca de 3100 metros para montante quando se passa para o cenário 2040. Após essa data o aumento da cunha salina continua a dar-se para montante, mas é bastante mais moderado.

A evolução da salinidade nos esteiros é menos dramática, como referido na análise das séries temporais, podendo, no entanto, verificar-se uma evolução no sentido da cunha salina de algumas dezenas ou mesmo centenas de metros.

No anexo 4.7 a Tabela 14 apresenta a distribuição de áreas de inundação em função do número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré, nos diversos cenários de subida do nível médio do mar. Esta análise foi efetuada para o cenário de caudal de descarga mais gravoso do ponto de vista de elevação (500 m³/s). No entanto, como se referiu nos resultados anteriores, a região de jusante do estuário onde estão localizadas as maiores áreas de emersão, não é tão afetada pela subida do nível com o caudal como a região de montante. Os Histogramas representados na Figura 96 Histograma de distribuição das áreas de inundação em função número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100) complementam esta informação. Deve-se ter em atenção na interpretação destes resultados que os valores das áreas dizem respeito à totalidade da região entremarés do estuário, incluindo por isso a parte em território Espanhol. As conclusões em termos de tendências são aplicáveis tanto ao território Português como ao Espanhol pois a morfologia de ambas as margens, é semelhante.

De uma forma geral observa-se que as áreas submersas aumentam com o aumento do nível médio do mar. A área total da região entremarés passa de um valor de cerca de 10 km² na situação atual para cerca de 14 km² no cenário “2100”, com uma progressão aproximadamente linear ao longo do tempo. Além disso a distribuição de áreas inundadas por classes altera-se com o aumento do nível médio do mar na direção de uma maior preponderância de áreas com maior tempo de imersão. A moda que no cenário “presente” se encontra na classe 4 (3,7 a 4,9 horas de submersão), no cenário “2100” passa para a classe 6 (6,1 a 7,3 horas de submersão).

Os mapas apresentados da Figura 97 à Figura 100 permitem identificar as regiões inundadas nos diversos cenários, por classe de tempos de submersão. Pode-se observar que o Esteiro da Carrasqueira apresenta uma evolução maior com o aumento do nível médio do mar, acomodando uma área maior de região inundável. Esta evolução é mais visível na margem Norte do esteiro, que não se encontra confinada pelos limites da cidade de Vila Real de Santo António. O Esteiro da Lezíria apresenta um aumento de área inundável mais reduzido, sendo os efeitos, no entanto sentidos mais no seu troço Norte após a bifurcação, especialmente na área localizada a Este, entre esse troço do esteiro e o canal principal do Guadiana. Um outro local que apresenta aumento de áreas de submersão é a região de sapal circundante ao troço terminal da Ribeira de Beliche. A batimetria disponível não possui áreas inundáveis a montante desse ponto pelo que não é possível retirar conclusões para as regiões mais a montante. O rio, no entanto, apresenta um perfil mais encaixado para montante, pelo que se espera que os valores das áreas afetadas sejam mais reduzidos.

2.3.3 RIA FORMOSA

Para a Ria Formosa, os cenários de subida do nível médio do mar definidos anteriormente na Tabela 12, foram usados com o objetivo de estimar os seus impactos quer na elevação quer no módulo da velocidade dentro da Ria, bem como determinar a variação das áreas submersas na Ria Formosa ao longo de um ciclo de maré. Para tal, e atendendo ao fato de a malha computacional considerada na caracterização das vulnerabilidades atuais conter um elevado número de células não inundáveis em áreas da Ria Formosa com elevada probabilidade de inundação em cenários de elevação do nível médio do mar (e.g. barras, dunas, construções costeiras), uma nova batimetria foi desenvolvida usando dados LIDAR mais recentes, de forma a melhor representar todo o sistema para este estudo. O número de células computacionais utilizado permaneceu inalterado. A diferença entre a nova malha computacional e a antiga é apresentada na Figura 66. Devido à alteração na malha computacional, o cenário “Presente” foi novamente calculado para posterior comparação com os restantes cenários em estudo.

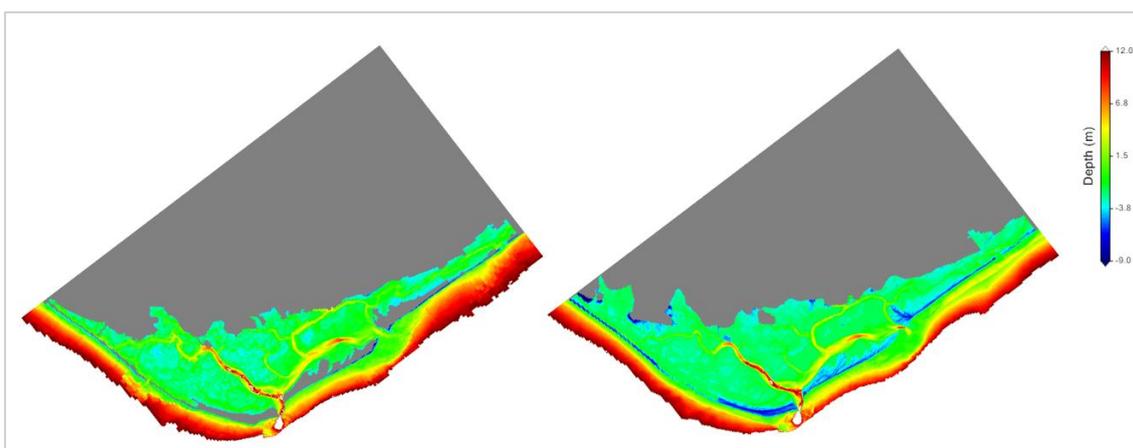


Figura 66 Esquerda: Malha computacional usada para a caracterização das vulnerabilidades atuais; Direita: nova malha computacional (ambas com 345x400 células computacionais) desenvolvida para o estudo dos cenários de subida do nível médio do mar e caracterização das vulnerabilidades futuras. Valores acima dos 12 m de profundidade são mantidos transparentes para melhor contraste das menores profundidades no interior da ria. A cinzento são ilustradas as células não inundáveis consideradas

Ainda de notar que a nova malha computacional, como a sua antecessora, não é regular, isto é, existem diferentes resoluções para diferentes troços da Ria Formosa. A maior resolução encontra-se na zona da Barra de Faro-Olhão (20 m), indo a resolução progressivamente aumentado para fora destas zonas até chegar aos 200 m fora da Ria. Esta é uma estratégia destinada a baixar o custo computacional das simulações e que se traduz em células com áreas diferentes dependendo da região do domínio considerada.

No sistema de ilhas-barreira da Ria Formosa, a morfodinâmica é muito intensa, sendo função do clima de agitação marítima e das correntes de maré (Pilkey et al., 1989). Como consequência desta dinâmica, o sistema é muito vulnerável, respondendo de forma rápida e intensa quer a alterações locais (e.g. construção de obras de engenharia litoral (Dias, 1988)), quer a alterações globais (e.g. subida do nível médio do mar (Ferreira et al., 2008)). Assim, estimar a resposta da Ria Formosa a alterações no nível do mar comporta um elevado grau de complexidade, a qual apenas se consegue resolver recorrendo a um modelo morfodinâmico de alta resolução espacial e temporal. Este tipo de abordagem sai fora do âmbito deste estudo pois, atualmente, não existe um modelo morfodinâmico desenvolvido para a Ria Formosa nem o seu desenvolvimento faz parte do caderno de encargos deste trabalho. Atendendo a isto, os resultados apresentados de seguida não consideram a resposta dinâmica da Ria Formosa aos cenários de subida do nível médio do mar impostos. Assim, os resultados das simulações apresentados para a Ria Formosa consideram que existirá intervenção humana ao longo do tempo para tentar manter o sistema igual à situação presente, e a sua interpretação deve considerar este fato.

Um outro fator relevante quando se estuda os efeitos do nível médio do mar em sistemas costeiros é o *storm surge*. Este é definido como a subida do nível médio da água do mar durante uma tempestade e é medido como a altura do nível acima da maré astronómica prevista. Este fenómeno é causado pelo efeito de “barómetro invertido” causado pela redução de pressão atmosférica, a que se adiciona o empilhamento da água junto à costa como resposta à tensão do vento. A intensidade do *storm surge* depende da orientação da costa em relação à direção do vento, à sua intensidade e à depressão associada, bem como da batimetria local. Dada a sua importância, o *storm surge* foi considerado nas simulações dos cenários de subida do nível médio do mar na Ria Formosa. O seu valor foi assumido constante para todos os cenários simulados e igual a 0,52 m, valor máximo de sobre-elevação registado pelo marégrafo de Lagos para o período 1986/2000 (Andrade et al., n.d.). Com base nestas considerações foram criadas um total de 8 simulações: “Presente”, 2040, 2070 e 2100 com e sem *storm surge*.

A. Resultados

Os resultados obtidos são apresentados sob a forma de séries temporais e de mapas de distribuição horizontal das propriedades elevação e módulo da velocidade ao longo de vários pontos da malha computacional. A Figura 67 mostra a localização dos pontos considerados.

Devido ao elevado número de gráficos e figuras os mesmos são apresentados nos anexos 4.8 a 4.11 deste relatório.

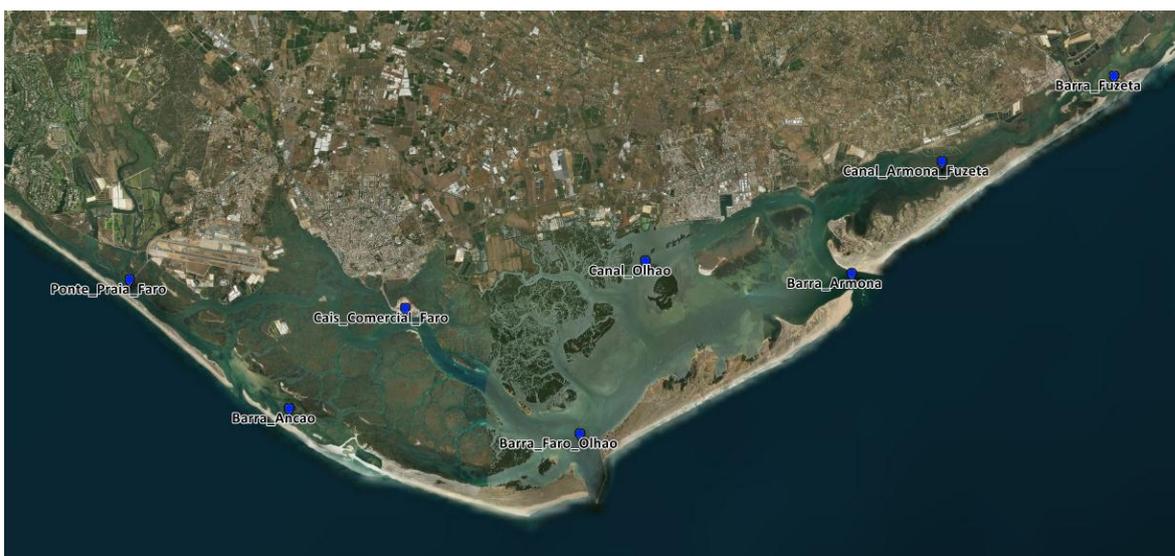


Figura 67 Localização e nomenclatura dos pontos utilizados para as séries temporais consideradas para a Ria Formosa

No Anexo 4.8 apresentam-se os resultados relativos à evolução temporal da elevação nos diversos pontos da Figura 67, ao longo de dois ciclos de maré, para os diversos cenários de subida do nível médio do mar. Pela observação da Figura 101 e Figura 102 verifica-se, de uma forma geral, para todos os pontos considerados, que a amplitude e a distorção da onda de maré se mantêm aproximadamente iguais às da situação de referência (presente), com uma translação vertical semelhante à da subida do nível médio do mar considerada em cada cenário. Isto traduz-se, considerando a média do valor máximo de elevação para todas as estações consideradas, num máximo de elevação de 3,03 m no cenário “Presente”, 3,34 m no cenário 2040, 3,59 m no cenário 2070 e 3,85 m no cenário 2100. Para a estação Ponte Praia de Faro (Figura 102), estas diferenças de elevações traduzem-se na sua inundação permanente durante os ciclos de maré considerados, logo a partir do cenário 2040.

No anexo 4.9 são ilustrados os resultados da evolução temporal do módulo da velocidade para as mesmas estações e cenários calculados no anexo 4.8. Observando a Figura 103, que ilustra a evolução temporal do módulo da velocidade para as Barras do Ancão, Armona, Faro-Olhão e Fuzeta observa-se que a subida do nível médio do mar provoca um aumento no módulo da velocidade durante a enchente quando comparado com o cenário “Presente”. Este resultado é transversal às várias barras em estudo e está relacionado com o aumento da área que é inundada durante a enchente nos vários cenários de subida do nível médio do mar considerados. Aqui, e devido à falta de um modelo morfodinâmico, não se considera qualquer erosão com o galgamento oceânico das barras, apenas a submersão e emersão destas, consoante a altura da maré. Esta perturbação é também sentida nas estações dentro da Ria Formosa (Figura 104), nas quais o mesmo padrão se verifica, com a exceção da estação Canal de Olhão. No Canal de Olhão o módulo da velocidade não aumenta de forma semelhante ao observado nas outras estações, possivelmente devido à tendência de redirecionamento do escoamento para o Canal de Faro que os resultados mostram nos cenários futuros.

No anexo 4.10 apresentam-se os resultados para as séries temporais de elevação nas estações definidas na Figura 67, considerando a sobre-elevação associada ao *storm surge* para cada um dos cenários de subida do nível médio do mar, e comparando com a situação “presente” (Figura 105 a

Figura 112). Em todas as estações a sobre-elevação do *storm surge* traduz-se numa translação vertical do nível para cada cenário simulado, resultando num nível próximo dos 4 metros para todas as estações consideradas nos cenários 2040 e 2070 e aproximadamente 4,5 metros para o cenário de 2100. A diferença de elevação entre os resultados obtidos para o cenário “Presente” e o cenário 2100 com *storm surge* (caso mais gravoso) é de cerca de 1 metro. Esta diferença é particularmente evidente na Figura 110, na qual se observa que para a estação “Canal Armona-Fuzeta” passaria a estar permanentemente submerso no cenário 2100 em evento de *storm surge*.

No anexo 4.11 são apresentados os resultados obtidos para as áreas de inundação. A Tabela 16 apresenta a distribuição de áreas de inundação em função do número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré, nos diversos cenários de subida do nível médio do mar sem considerar o efeito do *storm surge*. Comparando com a situação “Presente”, todos os cenários de subida de nível médio do mar simulados traduzem-se no aumento progressivo das áreas submersas para as classes de tempo de inundação mais elevadas. Estes resultados são ilustrados na Figura 113 onde são apresentados os histogramas obtidos para os vários cenários considerados. Para o cenário “Presente” a moda obtida encontra-se na classe 6 (6,1 a 7,3 horas de submersão) com um total de 14,82 km² submersos, sendo as classes anteriores (1 -5) aquelas que apresentam a maior parte da área submersa. Para o cenário 2040, embora a moda obtida se mantenha na classe 6, o aumento do nível médio do mar traduz-se, de uma maneira geral, na diminuição das áreas submersas para as classes anteriores (1-5) e um aumento das classes posteriores (7-10) quando comparado com o cenário “presente”. A mesma tendência é verificada para os restantes 2 cenários considerados (2070 e 2100), os quais possuem a moda na classe 8 (8,6 a 9,8 horas de submersão) e 9 (9,8 a 11 horas de submersão) respetivamente. Olhando para a área total obtida para cada cenário, notamos a diminuição progressiva desta com a subida média do nível do mar a partir de 2040 (51,40 km²), sendo de 51,24 km² para o cenário “Presente”, 51,04 km² para o cenário 2070 e de 48,48 km² para o cenário 2100. Estes valores refletem o conseqüente aumento da área permanentemente submersa em cada ciclo de maré para cada um dos cenários de subida do nível médio do mar considerados.

Os mapas apresentados da Figura 114 à Figura 117 permitem identificar as regiões inundadas nos diversos cenários, por classe de tempos de submersão. O aumento progressivo das áreas com maior tempo de submersão é visível. O cenário 2040 é, dos cenários simulados, aquele que apresenta uma distribuição das zonas inundadas por período considerado mais próxima da situação presente, podendo por isso ser considerado o valor de subida do nível médio do mar 0,24 m o *threshold* para este descritor. Aqui é importante notar que a malha computacional usada nas simulações não é regular, o que se traduz em áreas diferentes para cada zona da Ria Formosa. Este fato explica as diferenças visuais em termos de número de células inundadas/área total obtida.

Os resultados obtidos para os cenários simulados considerando a sobre-elevação associada ao *storm surge* neste descritor carecem de uma interpretação cautelosa. Ao contrário da subida do nível médio do mar, o *storm surge* não é uma sobre-elevação permanente, sendo apenas característica de períodos de tempestade. Assim, os resultados apresentados para o descritor áreas de inundação considerando o *storm surge* deverão ser considerados apenas nessas situações. Observando os resultados da Tabela 16 e Figura 118 é visível a diminuição das áreas totais entre-marés para os cenários 2040, 2070 e 2100 (47,83 km², 39,45 km² e 29,34 km² respetivamente) comparativamente aos cenários “Presente”. Isto deve-se, como visto em cima, ao aumento do número de células permanentemente inundadas em cada um dos cenários simulados em situação de *storm surge*. As distribuições das áreas submersas por intervalos horários de submersão também

refletem esta diferença. Comparando os Mapas de distribuição das áreas inundadas para os vários intervalos horários (Figura 119 a Figura 122), com os mesmos mapas sem considerar *storm surge* (Figura 114 a Figura 117), observam-se diferenças significativas entre as áreas, o que demonstra a importância de considerar este fenómeno.

2.3.4 CONCLUSÕES

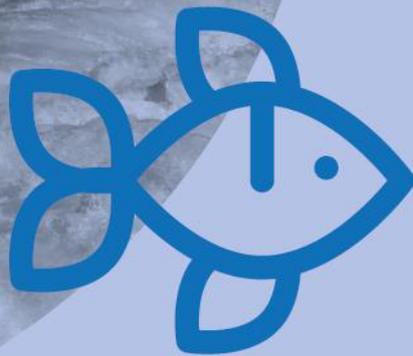
Este capítulo sobre a Cunha Salina, apresenta os trabalhos de caracterização atual dos sistemas através da utilização de modelos matemáticos efetuados, estendidos para análise da evolução futura dos mesmos face à subida do nível médio do mar. Com base no 5º Relatório do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas, para os cenários RCP4.5 e RCP8.5 e para os períodos (2011-2040), (2040-2070) e (2070-2100), três valores de subida de nível do mar foram impostos na fronteira exterior do modelo, os quais foram usados para analisar os descritores, elevação, módulo da velocidade, salinidade e áreas de inundação para o estuário do Guadiana e Sapal de Castro Marim, e os descritores, elevação e módulo da velocidade e áreas de inundação para a Ria Formosa onde, se considerou ainda o forçamento adicional na fronteira exterior produzido pelo fenómeno de *storm surge*.

Para o estuário do Guadiana e Sapal de Castro Marim a subida do nível médio do mar resulta em geral numa diminuição do módulo da velocidade no canal principal e nos esteiros associada possivelmente ao aumento da profundidade e do volume de água associado à subida do nível médio do mar. No que diz respeito ao nível da água, verificou-se no canal principal uma translação vertical semelhante à considerada nos vários cenários de subida do nível médio do mar, mantendo-se a amplitude e distorção da onda de maré inalteradas. Adicionalmente foi observado que o sinal de subida do nível médio do mar parece ser adicionado à subida devido ao aumento de caudal. Nos esteiros o nível da água em situação de preia-mar aumenta com uma taxa semelhante à da subida do nível do mar, mas a elevação de baixa-mar evolui de forma menos significativa, traduzindo-se isso num aumento da amplitude da onda e num aumento de nível de preia-mar superior ao da elevação do nível médio do mar. No que diz respeito à distribuição da salinidade no estuário, os resultados obtidos para baixa-mar mostram a sua dependência com o cenário de descarga de água doce considerado. Se para cenários de caudal de descarga baixos a penetração de água doce no canal principal pode ser observada para montante da zona de confluência com a ribeira do Beliche, para cenários de descarga intermédios e elevados esta penetração diminui e as variações de salinidade tornam-se muito baixas, sendo o sistema dominado pela água doce. Nos esteiros verifica-se que a influência do transporte advectivo é mais reduzida sendo o processo de transporte de sal do canal principal para os esteiros feito por difusão. Assim, para caudais de descarga mais baixos verifica-se um aumento da salinidade com o aumento do nível médio do mar, mas mais ligeiro do que no canal principal. Para caudais de descarga intermédios, o aumento do nível da água provocado pela subida do nível do mar parece induzir uma maior penetração da água doce proveniente de montante diminuindo a salinidade nos esteiros. Para caudais de descarga elevados apenas água doce é observada. Olhando a distribuição das áreas de inundação verificou-se que as áreas submersas aumentam com o aumento do nível médio do mar, estimando-se um aumento de 4 km² para a área total entremarés da situação “presente” para o cenário 2100. O Esteiro da Carrasqueira e a região de sapal circundante ao troço terminal da Ribeira de Beliche são as zonas onde esse aumento é mais significativo.

Para a Ria Formosa a inexistência de um modelo morfodinâmico limitou esta componente do trabalho ao estudo de um cenário em que se considera que existirá intervenção humana ao longo do tempo para tentar manter o sistema igual à situação presente. Os resultados obtidos para as séries temporais de elevação mostram que a amplitude e a distorção da onda de maré se mantêm aproximadamente iguais às do cenário “presente” com uma translação vertical semelhante à da subida do nível médio do mar considerado em cada cenário. Esta situação mantém-se quando se considera o *storm surge* no modelo, sendo que a diferença de sobre-elevação entre o cenário “presente” e o cenário mais gravoso (2100 + *storm surge*) é de 1 metro. Para o módulo da velocidade, os resultados obtidos mostram um aumento das velocidades na maioria das estações monitorizadas, que se relacionou com aumento da área inundada nas barras. No que diz respeito às áreas de inundação para todos os cenários de subida do nível médio do mar foi obtido um aumento progressivo das áreas submersas nas maiores classes de tempo de inundação consideradas quando comparado com a situação presente. O cenário 2040 é, dos cenários simulados, aquele que apresenta uma distribuição das zonas inundadas por período considerado mais próxima da situação presente, podendo por isso ser considerado o valor de subida do nível médio do mar 0,24 m o *threshold* para este descritor. Em períodos em que o *storm surge* assume preponderância, as áreas permanentemente inundadas aumentam consideravelmente para cada um dos cenários identificados.

3.

Bibliografia



- Águas, M.P.N., 1986. Simulação da circulação hidrodinâmica na Ria Formosa, in: Os Sistemas Lagunares Do Algarve. Universidade do Algarve, Faro, pp. 78–90.
- Andrade, C., 1990. O ambiente de barreira da Ria Formosa, Algarve-Portugal. Universidade de Lisboa.
- Andrade, C., Pires, H.O., Silva, P., Taborda, R., Freitas, M. da C., n.d. Zonas Costeiras, in: Santos, F.D., Miranda, P. (Eds.), Alterações Climáticas Em Portugal Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação, Projecto SIAM II. Gradiva, Lisboa, pp. 169–208.
- Antunes, C., 2014. Eventos extremos e a variação do nível do mar, in: 3as Jornadas de Engenharia Hidrográfica, Instituto Hidrográfico. Lisboa, pp. 33–36.
- Antunes, C., Taborda, R., 2009. Sea Level at Cascais Tide Gauge: Data, Analysis and Results. *J. Coast. Res.* 56, 218–222.
- Basos, N., 2013. GIS as a tool to aid pre- and post-processing of hydrodynamic models. Application to the Guadiana Estuary. Universidade do Algarve.
- Battjes, J.A., 1971. Run-Up Distributions of Waves Breaking on Slopes. *J. Waterw. Harb. Coast. Eng. Div.* 97, 91–114.
- Bettencourt, A., Ramos, 2003. Estuários Portugueses.
- Bezerra, M.M., Moura, D., Ferreira, Ó., Taborda, R., 2011. Influence of Wave Action and Lithology on Sea Cliff Mass Movements in Central Algarve Coast, Portugal. *J. Coast. Res.* 27, 162–171. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00004.1>
- Chua, V.P., Xu, M., 2014. Impacts of sea-level rise on estuarine circulation: An idealized estuary and San Francisco Bay. *J. Mar. Syst.* 139, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.05.012>
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D., Unnikrishnan, A.S., 2013. Sea Level Change, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Costa, M., Silva, R., Vitorino, J., 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa, in: 2as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária, International Navigation Association PIANC, Aveiro, Portugal. p. 20.
- Cravo, A., Cardeira, S., Pereira, C., Rosa, M., Alcântara, P., Madureira, M., Rita, F., Luis, J., Jacob, J., 2014. Exchanges of nutrients and chlorophyll a through two inlets of Ria Formosa, South of Portugal, during coastal upwelling events. *J. Sea Res.* 93, 63–74. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2014.04.004>
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium Beach Profiles - Characteristics and Applications. *J. Coast. Res.* 7, 53–84.
- Dias, J.A., 1988. Aspectos geológicos do Litoral Algarvio. *Geonovas* 10, 113–128.

- Dias, J.A., Taborda, R., 1992. Tidal Gauge Data in Deducing Secular Trends of Relative Sea Level and Crustal Movements in Portugal. *J. Coast. Res.* <https://doi.org/10.2307/4298014>
- Ferreira, Ó., Dias, J.A., Taborda, R., 2008. Implications of Sea-Level Rise for Continental Portugal. *J. Coast. Res.* 24, 317–324. <https://doi.org/10.2112/07A-0006.1>
- Ferreira, Ó., Garcia, T., Matias, A., Taborda, R., Dias, J.A., 2006. An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Cont. Shelf Res.* 26, 1030–1044. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.016>
- Ferreira, Ó., Matias, A., Pacheco, A., 2016. The East Coast of Algarve: a Barrier Island Dominated Coast. *Thalass. An Int. J. Mar. Sci.* 32, 75–85. <https://doi.org/10.1007/s41208-016-0010-1>
- Fortunato, A.B., Oliveira, A., Alves, E.T., 2002. Circulation and Salinity Intrusion in the Guadiana estuary (Portugal/Spain). *Thalass. An Int. J. Mar. Sci.* 18, 43–65.
- Garcia, T., Ferreira, Ó., Matias, A., J.A., D., 2002. Recent evolution of Culatra Island, in: *Proceedings of 6th International Symposium Littoral 2002*. pp. 423–429.
- Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Mendes, I., 2004. Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). *Quat. Int.* 120, 133–144. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.012>
- Hanson, H., Kraus, N., 1988. GENESIS – GENERalized model for Simulating Shoreline change. US Army corps Engineers, Mississippi US.
- Hilton, T.W., Najjar, R.G., Zhong, L., Li, M., 2008. Is there a signal of sea-level rise in Chesapeake Bay salinity? *J. Geophys. Res. Ocean.* 113, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2007JC004247>
- Hong, B., Shen, J., 2012. Responses of estuarine salinity and transport processes to potential future sea-level rise in the Chesapeake Bay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 104–105, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.03.014>
- Horta, J., Oliveira, S., Moura, D., Ferreira, Ó., 2018. Nearshore hydrodynamics at pocket beaches with contrasting wave exposure in southern Portugal. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 204, 40–55. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.02.018>
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacob, J., Cardeira, S., Rodrigues, M., Bruneau, N., Azevedo, A., Fortunato, A.B., Rosa, M., Cravo, A., 2013. Experimental and numerical study of the hydrodynamics of the western sector of Ria Formosa. *J. Coast. Res.* 165, 2011–2016. <https://doi.org/10.2112/SI165-340.1>
- Lobo, F.J., Plaza, F., González, R., Dias, J.M.A., Kapsimalis, V., Mendes, I., del Río, V.D., 2004. Estimations of bedload sediment transport in the Guadiana Estuary (SW Iberian Peninsula) during low river discharge periods. *J. Coast. Res.* S1-41, 12–26.
- Marques, F., 2009. Sea cliff instability hazard prevention and planning: examples of practice in Portugal. *J. Coast. Res.* 856–860.
- Marques, F., 1997. *As arribas do litoral do Algarve*. Universidade de Lisboa.

- Marques, F.M.S.F., 2003. Landslide activity in Upper Palaeozoic shale sea cliffs: a case study along the western coast of the Algarve (Portugal). *Bull. Eng. Geol. Environ.* 62, 299–313. <https://doi.org/10.1007/s10064-003-0204-7>
- Martins, F., Janeiro, J., Brito, A., Venancio, A., Gabriel, S., Neves, R., 2006. Relatório do Programa de Monitorização na Área de atendimento das Águas do Algarve.
- Martins, F., Leitão, P., Silva, A., Neves, R., 2001. 3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach. *Oceanol. Acta* 24, 51–62. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)00092-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0399-1784(01)00092-5)
- Martins, F.J.P., 2000. Dimensionamento hidrológico e hidráulico de passagens inferiores rodoviárias para águas pluviais. Eng. Civ. Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Matias, A., Ferreira, Ó., Vila-Concejo, A., Garcia, T., Dias, J.A., 2008. Classification of washover dynamics in barrier islands. *Geomorphology* 97, 655–674. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.010>
- McLean, R., Tsyban, A., Burkett, V., Codignotto, J., Forbes, D., Mimura, N., Beamish, R., 2001. Coastal zones and marine ecosystems, in: McCarthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken, D.J., White, K.S. (Eds.), *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Morais, P., Martins, F., Chicharo, M.A., Lopes, J., Chicharo, L., 2012. Merging anchovy eggs abundance into a hydrodynamic model as an assessment tool for estuarine ecohydrological management. *River Res. Appl.* 28, 160–176. <https://doi.org/10.1002/rra.1443>
- Moura, D., Albardeiro, L., Veiga-Pires, C., Boski, T., Tigano, E., 2006. Morphological features and processes in the central Algarve rocky coast (South Portugal). *Geomorphology* 81, 345–360. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.014>
- Moura, D., Gabriel, S., Gamito, S., Santos, R., Zugasti, E., Naylor, L., Gomes, A., Tavares, A.M., Martins, A.L., 2012. Integrated assessment of bioerosion, biocover and downwearing rates of carbonate rock shore platforms in southern Portugal. *Cont. Shelf Res.* 38, 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.03.003>
- Moura, D., Gabriel, S., Jacob, J., 2011. Coastal morphology along the Central Algarve rocky coast: Driver mechanisms. *J. Coast. Res.* 790–794.
- Mudge, S.M., Icely, J.D., Newton, A., 2008. Residence times in a hypersaline lagoon: Using salinity as a tracer. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 77, 278–284. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.09.032>
- Muñoz, F.R., Montero, M.L.G.-R., González, J.A.M., 1996. Distribución y ecología de los foraminíferos y ostrácodos actuales del estuario mesomareal del río Guadiana (SO España). *Geobios* 29, 513–528. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(96\)80022-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(96)80022-2)
- Neves, R., 1985. Étude Experimentale et Modélisation des Circulations Transitoire et Résiduelle dans l'Estuaire du Sado. Liège.
- Newton, A., Mudge, S.M., 2005. Lagoon-sea exchanges, nutrient dynamics and water quality management of the Ria Formosa (Portugal). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 62, 405–414. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.09.005>

- Nicholls, R., Wong, P., Burkett, V., Codignotto, J., Hay, J., McLean, R., Ragoonaden, S., Woodroffe, C., 2007. Coastal systems and low-lying areas, in: Parry, M., Canziani, O., Palutikof, J., van der Linden, P., Hanson, C. (Eds.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 315–356.
- Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* (80-.). 328, 1517–1520.
- Nobre, A.M., Ferreira, J.G., Newton, A., Simas, T., Icelly, J.D., Neves, R., 2005. Management of coastal eutrophication: Integration of field data, ecosystem-scale simulations and screening models. *J. Mar. Syst.* 56, 375–390. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.03.003>
- Nunes, M., Ferreira, Ó., Schaefer, M., Clifton, J., Baily, B., Moura, D., Loureiro, C., 2009. Hazard assessment in rock cliffs at Central Algarve (Portugal): A tool for coastal management. *Ocean Coast. Manag.* 52, 506–515. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2009.08.004>
- Oliveira, S.C. de, Catalão, J., Ferreira, Ó., Dias, J.M.A., 2008. Evaluation of Cliff Retreat and Beach Nourishment in Southern Portugal Using Photogrammetric Techniques. *J. Coast. Res.* 24, 184–193. <https://doi.org/10.2112/06-0781.1>
- Oliveira, S., Moura, D., Horta, J., Nascimento, A., Gomes, A., Veiga-Pires, C., 2017. The morphosedimentary behaviour of a headland–beach system: Quantifying sediment transport using fluorescent tracers. *Mar. Geol.* 388, 62–73. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.02.010>
- Oliveira, T.C.A., Neves, M.G., Fidalgo, R., Esteves, R., 2018. Variability of wave parameters and H_{max}/H_s relationship under storm conditions offshore the Portuguese continental coast. *Ocean Eng.* 153, 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2018.01.080>
- Pacheco, A., Ferreira, Ó., Williams, J.J., Garel, E., Vila-Concejo, A., Dias, J.A., 2010. Hydrodynamics and equilibrium of a multiple-inlet system. *Mar. Geol.* 274, 32–42. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.03.003>
- Pais, J., Cunha, P.P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., da Silveira, A.B., Kullberg, J.C., González-Delgado, J.A., 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain BT - The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic record in the European Atlantic domain, in: Pais, J. (Ed.), *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal)*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 1–138. https://doi.org/10.1007/978-3-642-22401-0_1
- Pilkey, O.H., Neal, W.J., Monteiro, J.H., Dias, J.M.A., 1989. Algarve Barrier Islands: A Noncoastal-Plain System in Portugal. *J. Coast. Res.* 5, 239–261.
- Ponte Lira, C., Silva, A.N., Taborda, R., De Andrade, C.F., 2016. Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: An integrated approach. *Earth Syst. Sci. Data* 8, 265–278. <https://doi.org/10.5194/essd-8-265-2016>
- Sampath, D.M.R., Boski, T., 2016. Morphological response of the saltmarsh habitats of the Guadiana estuary due to flow regulation and sea-level rise. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 183, 314–326. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.07.009>

- Sampath, D.M.R., Boski, T., Loureiro, C., Sousa, C., 2015. Modelling of estuarine response to sea-level rise during the Holocene: Application to the Guadiana Estuary–SW Iberia. *Geomorphology* 232, 47–64. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.12.037>
- Sampath, D.M.R., Boski, T., Silva, P.L., Martins, F.A., 2011. Morphological evolution of the Guadiana estuary and intertidal zone in response to projected sea-level rise and sediment supply scenarios. *J. Quat. Sci.* 26, 156–170. <https://doi.org/10.1002/jqs.1434>
- Sunamura, T., 2015. Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs. *Proc. Japan Acad. Ser. B* 91, 481–500. <https://doi.org/10.2183/pjab.91.481>
- Teixeira, S.B., 2014. Coastal hazards from slope mass movements: Analysis and management approach on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Ocean Coast. Manag.* 102, 285–293. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2014.10.008>
- Teixeira, S.B., 2009. Demarcação do leito e da margem das águas do mar no litoral sul do Algarve. *Faro*.
- Teixeira, S.B., 2006. Slope mass movements on rocky sea-cliffs: A power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Cont. Shelf Res.* 26, 1077–1091. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.013>
- Tett, P., Gilpin, L., Svendsen, H., Erlandsson, C.P., Larsson, U., Kratzer, S., Fouilland, E., Janzen, C., Lee, J.-Y., Grenz, C., Newton, A., Ferreira, J.G., Fernandes, T., Scory, S., 2003. Eutrophication and some European waters of restricted exchange. *Cont. Shelf Res.* 23, 1635–1671. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.06.013>
- Vaz, N., Rodrigues, J.G., Mateus, M., Franz, G., Campuzano, F., Neves, R., Dias, J.M., 2018. Subtidal variability of the Tagus river plume in winter 2013. *Sci. Total Environ.* 627, 1353–1362. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.325>
- Vila-Concejo, A., Matias, A., Ferreira, Ó., Duarte, C., Dias, J.M.A., 2002. Recent Evolution of the Natural Inlets of a Barrier Island System in Southern Portugal. *J. Coast. Res.* 36, 741–752. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.741>
- Vila-Concejo, A., Matias, A., Pacheco, A., Ferreira, Ó., Dias, J.A., 2006. Quantification of inlet-related hazards in barrier island systems. An example from the Ria Formosa (Portugal). *Cont. Shelf Res.* 26, 1045–1060. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.014>
- Walkden, M., Dickson, M., 2008. Equilibrium erosion of soft rock shores with a shallow or absent beach under increased sea level rise. *Mar. Geol.* 251, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.003>
- Wiseman, W.J., Swenson, E.M., Power, J., 1990. Salinity Trends in Louisiana Estuaries. *Estuaries* 13, 265–271. <https://doi.org/10.2307/1351917>
- Yang, Z., Wang, T., Voisin, N., Copping, A., 2015. Estuarine response to river flow and sea-level rise under future climate change and human development. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 156, 19–30. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.08.015>

4.

Anexos



4.1 DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE OBSERVADA AO LONGO DO ESTUÁRIO DO RIO GUADIANA

4.1.1 VISÃO GERAL DO SISTEMA

A. Ambiente físico

O estuário do Guadiana situa-se na fronteira Sul entre Espanha e Portugal (Figura 68). O estuário estende-se por 78 km, desde a foz até ao açude do Moinho dos Canais, perto da cidade de Mértola, onde as oscilações significativas do nível da água devido à maré são canceladas. A largura do estuário varia entre ~ 800 m perto da foz a 70 m no seu limite superior. Durante a maior parte de seu curso, o estuário está confinado num vale profundo e estreito inciso no substrato rochoso. Apenas ao longo dos últimos 7 km, o estuário apresenta sedimentos mais finos, permitindo o desenvolvimento de sapais nas margens portuguesas e espanhola. Os sapais sofreram intensas transformações devido a deposição de sedimentos e à forte pressão antropogénica (por exemplo, urbanização, agricultura, aquacultura) e apresentam atualmente uma extensão reduzida (cerca de 23 km² de área).

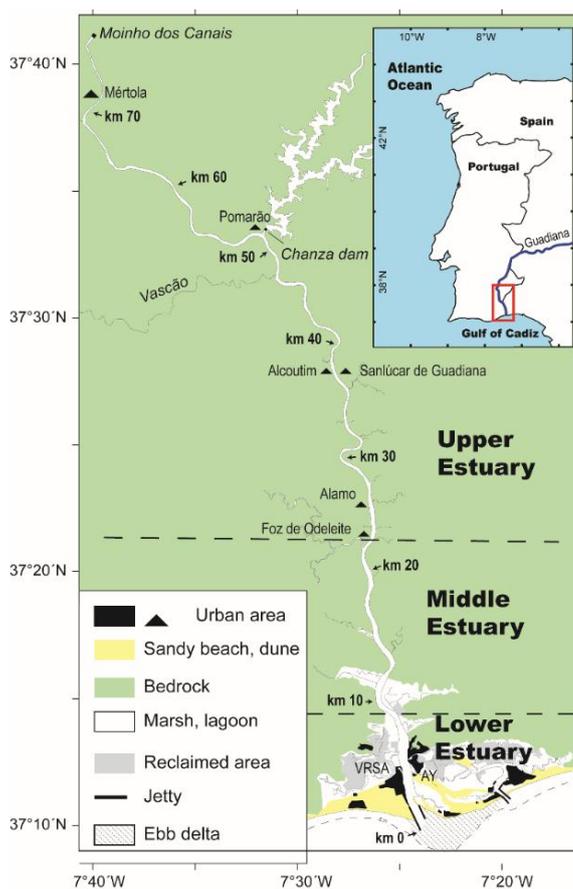


Figura 68 Mapa do Estuário do Guadiana (para localização geral, ver enquadramento), com indicação da distância à foz em km (setas) e principais municípios ao longo do estuário (VRSA: Vila Real de Santo António; AY: Ayamonte)

A água circula ao longo de um único canal profundo sinuoso, delimitado por áreas com pouca profundidade. A profundidade máxima da água ao longo do estuário é muito variável, sendo geralmente entre 7 e 11 m (em referência ao nível médio do mar (NMM), daqui em diante). A profundidade média de todo o estuário é de cerca de 5,5 m. Três setores com diferentes características ecológicas e hidrológicas são distinguidos (Figura 68). De montante para jusante, o estuário superior vai até Foz de Odeleite (km 23 da foz) e geralmente apresenta água doce; o estuário médio, da Foz de Odeleite à Ponte Internacional (km 7), é caracterizado por águas salobras; o estuário inferior inclui a secção terminal em direção ao mar, que é fortemente influenciada pela água do mar (os valores de salinidade são normalmente > 30 durante pelo menos uma parte do ciclo de maré). Tipicamente, a dinâmica da cunha salina é controlada pela interação entre as marés e a descarga do rio.

B. Marés

O Guadiana é um estuário mesotidal, com amplitude média das marés de ~ 2 m (Figura 69). As variações médias das marés são de 1,28 m em marés mortas e de 2,56 m em marés vivas (com um máximo de 3,44 m). O regime de maré é semidiurno com um período de 12h25 min em média. Como o canal estuarino é relativamente estreito, o fluxo é principalmente paralelo às margens. As velocidades máximas são geralmente observadas no canal profundo e perto da superfície, onde podem atingir até 1,4 m/s durante as maiores marés vivas. A média do fluxo ao longo da coluna de água é geralmente de cerca de 1 m/s em marés vivas e de cerca de 0,5 m/s em marés mortas.

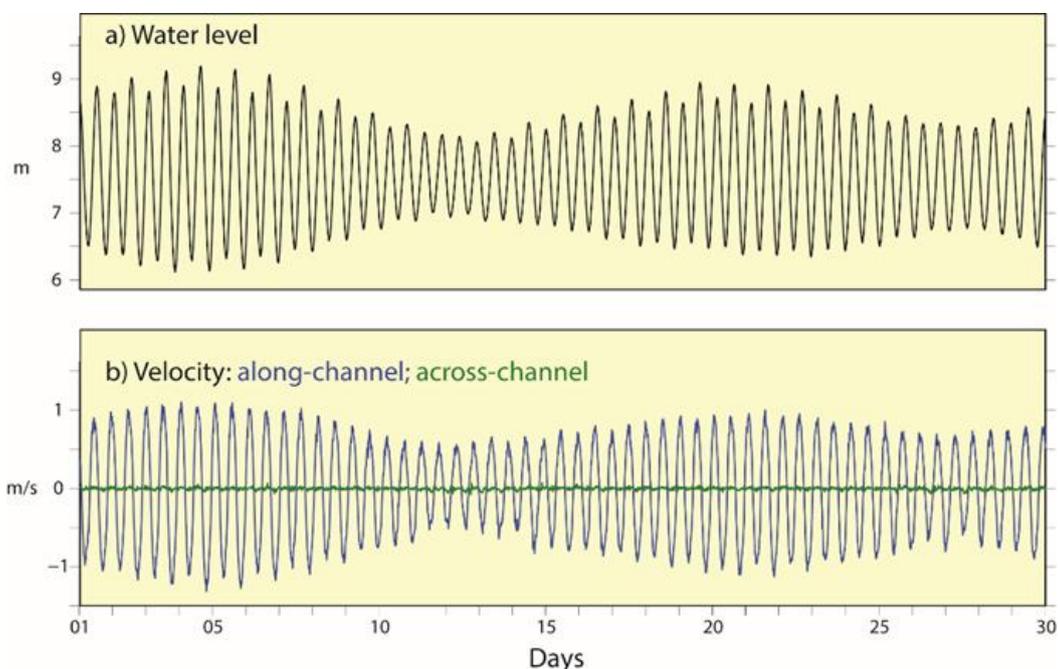


Figura 69 (a) Nível de água (m, referente ao NMM), e (b) variações de velocidade (m/s) (azul: componente longitudinal; verde: componente transversal) durante um mês no canal profundo do baixo estuário do Guadiana

C. Descargas Fluviais

A bacia de drenagem do rio Guadiana é a quarta maior da Península Ibérica. O escoamento do Guadiana está fortemente relacionado com os padrões regionais de precipitação, com uma forte variabilidade sazonal e inter-anual, caracterizada por períodos prolongados de seca e cheias esporádicas no Inverno e na Primavera (Figura 70).

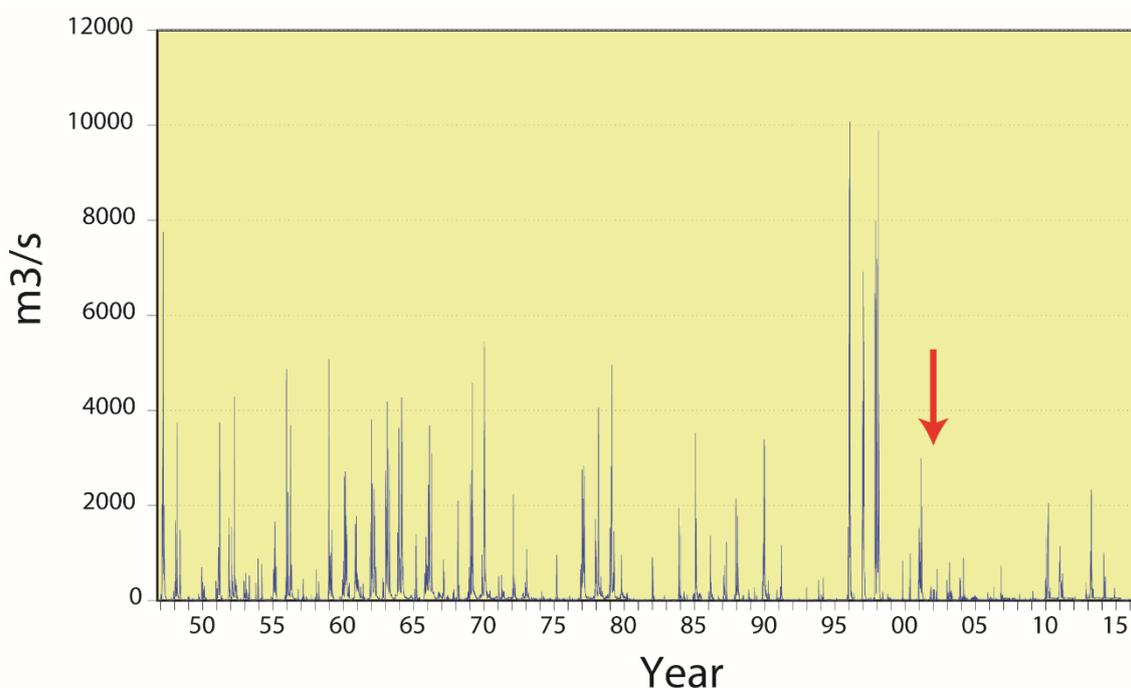


Figura 70 Descargas médias diárias (m^3/s) para o Estuário do Guadiana, entre 1947 e 2017. A seta vermelha indica o início das operações da barragem de Alqueva em fevereiro de 2002

Desde fevereiro de 2002, a descarga de água doce no estuário foi fortemente regulada pela barragem de Alqueva, localizada a 60 km a montante do limite superior do estuário. A descarga atual é caracterizada por períodos longos (semanas a meses) com valores baixos, interrompidos por eventos de influxo moderados a altos (até $2.500 m^3/s$) ocorrendo nas estações de inverno ou primavera. Os baixos valores correspondem ao fluxo ecológico mínimo para manutenção do ecossistema, normalmente até $50 m^3/s$. Os eventos de descarga moderados a elevados correspondem a períodos de libertação de água da barragem do Alqueva e a períodos de chuvas intensas na região.

De 2002 a 2017, ocorreram apenas 4 episódios de libertação significativa de água da barragem do Alqueva, durante os primeiros meses de 2010, 2011, 2013 e 2014, com descarga aproximadamente entre 1.000 e $2.500 m^3/s$ (Figura 70). A descarga devido a eventos de chuva é geralmente mais fraca, até $\sim 1.000 m^3/s$.

4.1.2 OBSERVAÇÕES

A. Propagação da maré

A amplitude média das marés é aproximadamente constante ao longo da maior parte do estuário (Figura 71, linha preta). A redução significativa da altura da onda de maré é observada apenas perto do seu limite superior (a montante do km 60-70) devido ao truncamento do baixo nível de água por obstáculos rochosos transversais ao canal.

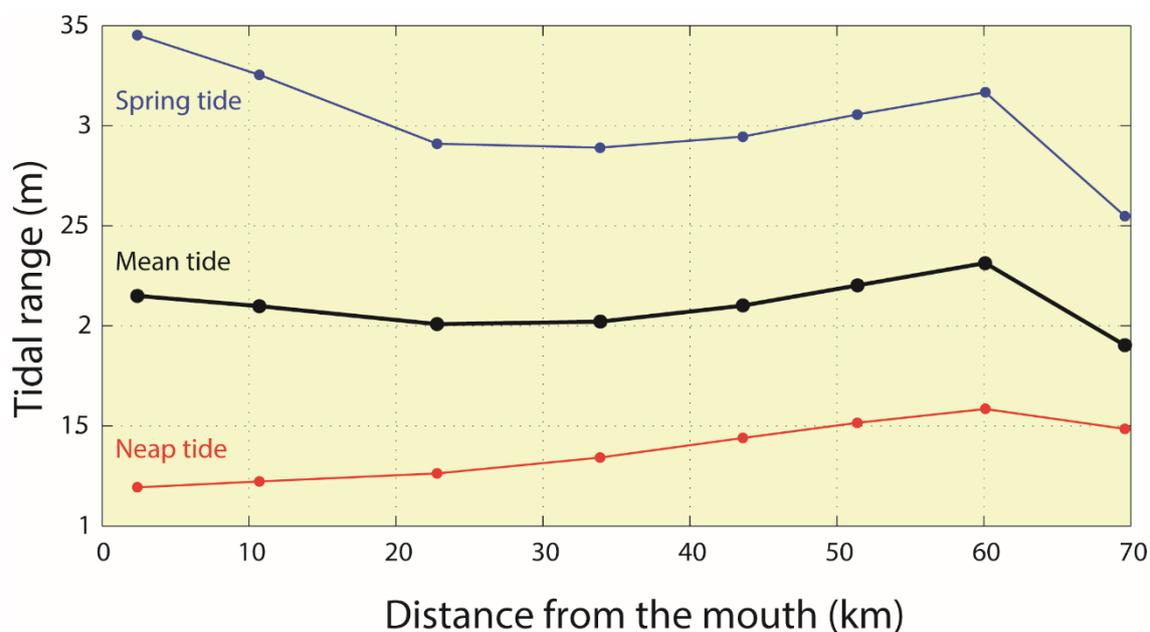


Figura 71 Amplitude da maré (m) ao longo do estuário do Guadiana na maré viva (azul), maré morta (vermelha) e maré média (preto). Km 0 corresponde à extremidade Sul do molhe Oeste. Os pontos indicam a localização das estações de medição

Em detalhe, algumas diferenças na propagação da altura das marés são observadas entre as marés vivas e as marés mortas (Figura 71, linhas azuis e vermelhas). Em particular, ao longo do estuário inferior e médio (isto é, entre a foz e ~ 20 km), a amplitude da onda é significativamente reduzida na maré viva, mas ligeiramente amplificada na maré morta. Por outro lado, uma amplificação semelhante é observada no estuário superior para todas as fases de maré.

B. Distribuição da salinidade

A distribuição da salinidade ao longo do estuário foi amostrada em marés vivas e mortas, durante duas campanhas:

(1) Em novembro de 2001, tanto em baixa-mar quanto em preia-mar sob condições de baixa descarga do rio, após alguns eventos de chuva moderada ocorrido nas semanas anteriores.

(2) No verão de 2017, em situação de preia-mar, durante um período prolongado (vários meses) de seca.

Em 2001, a frente de salinidade localizava-se a cerca de 25 km da foz (perto de Foz de Odeleite) em baixa-mar e a cerca de 40 km a montante (perto de Alcoutim) em preia-mar (Figura 72). A água era verticalmente bem misturada na maré viva, mas parcialmente estratificada durante a maré morta (Figura 72).

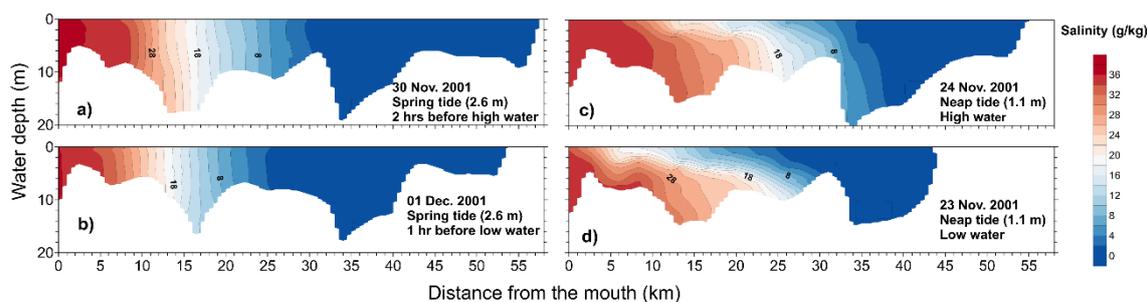


Figura 72 Variação vertical da salinidade ao longo do estuário, durante maré viva (a, b) e durante maré morta (c, d), durante a baixa e preia-mar. A vazão do rio é <math><10\text{ m}^3/\text{s}</math> para todos os casos. O intervalo de contorno isohalino é de 2 (exceto para salinidades de 34 a 35)

Em 2017, o estuário estava bem misturado tanto em marés vivas como em marés mortas, com uma frente de salinidade a mais de 45 km a montante da foz (Figura 73).

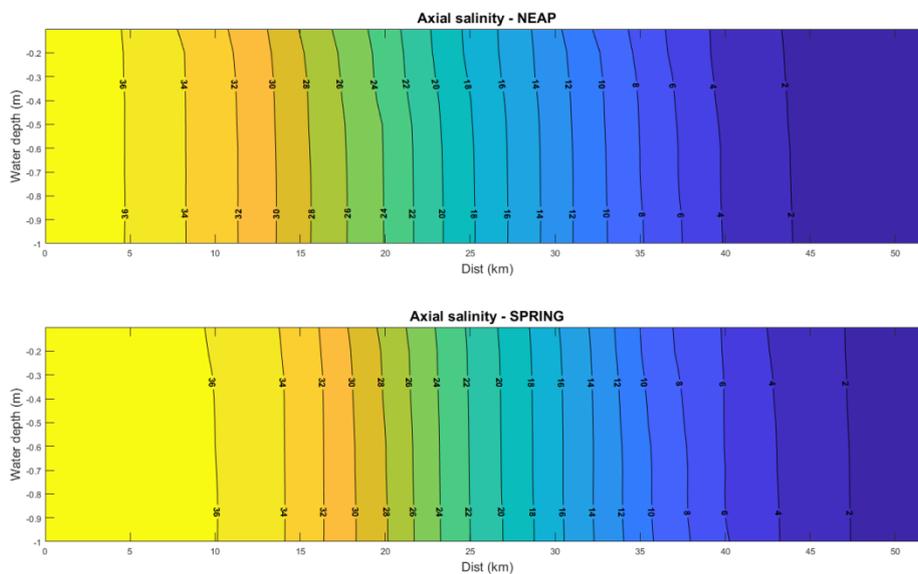


Figura 73 Variação vertical da salinidade ao longo do estuário, em marés mortas (superior) e em marés vivas (inferior), em agosto de 2017 durante a preia-mar

A estratificação vertical dentro do estuário é altamente sensível à descarga do rio. As diferenças na estratificação vertical entre as observações de 2001 e 2017 estão provavelmente relacionadas a pequenas diferenças na descarga do rio durante ambos os levantamentos, em particular os eventos de chuva ocorridos durante as semanas anteriores da campanha de 2001.

Em contrapartida, a migração da frente de salinidade de mais de 10 km a montante entre 2001 e 2017 (Figura 74) é provavelmente o resultado da seca prolongada em 2017.

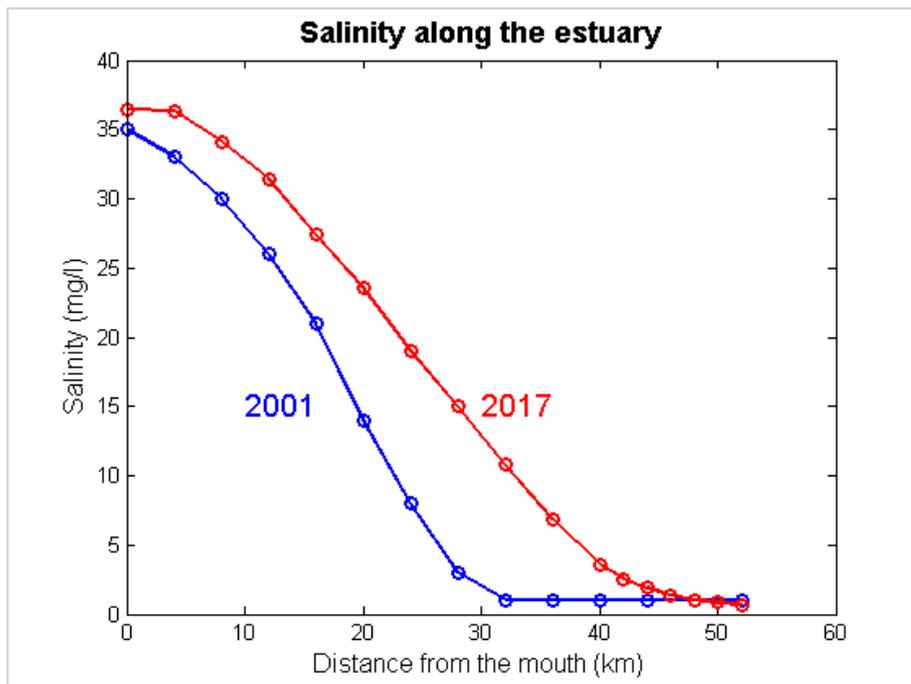


Figura 74 Diferença na distribuição de salinidade ao longo do estuário em 2001 (azul) e 2017 (vermelho)

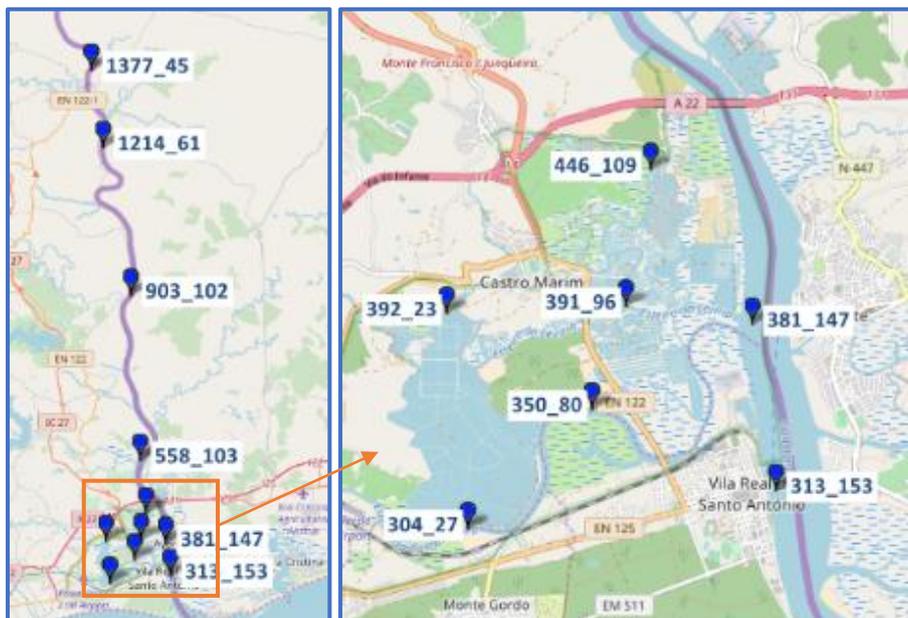


Figura 75 Localização e nomenclatura dos pontos utilizados para as séries temporais

4.2 GUADIANA - SÉRIES TEMPORAIS DE EVOLUÇÃO DO MÓDULO DA VELOCIDADE

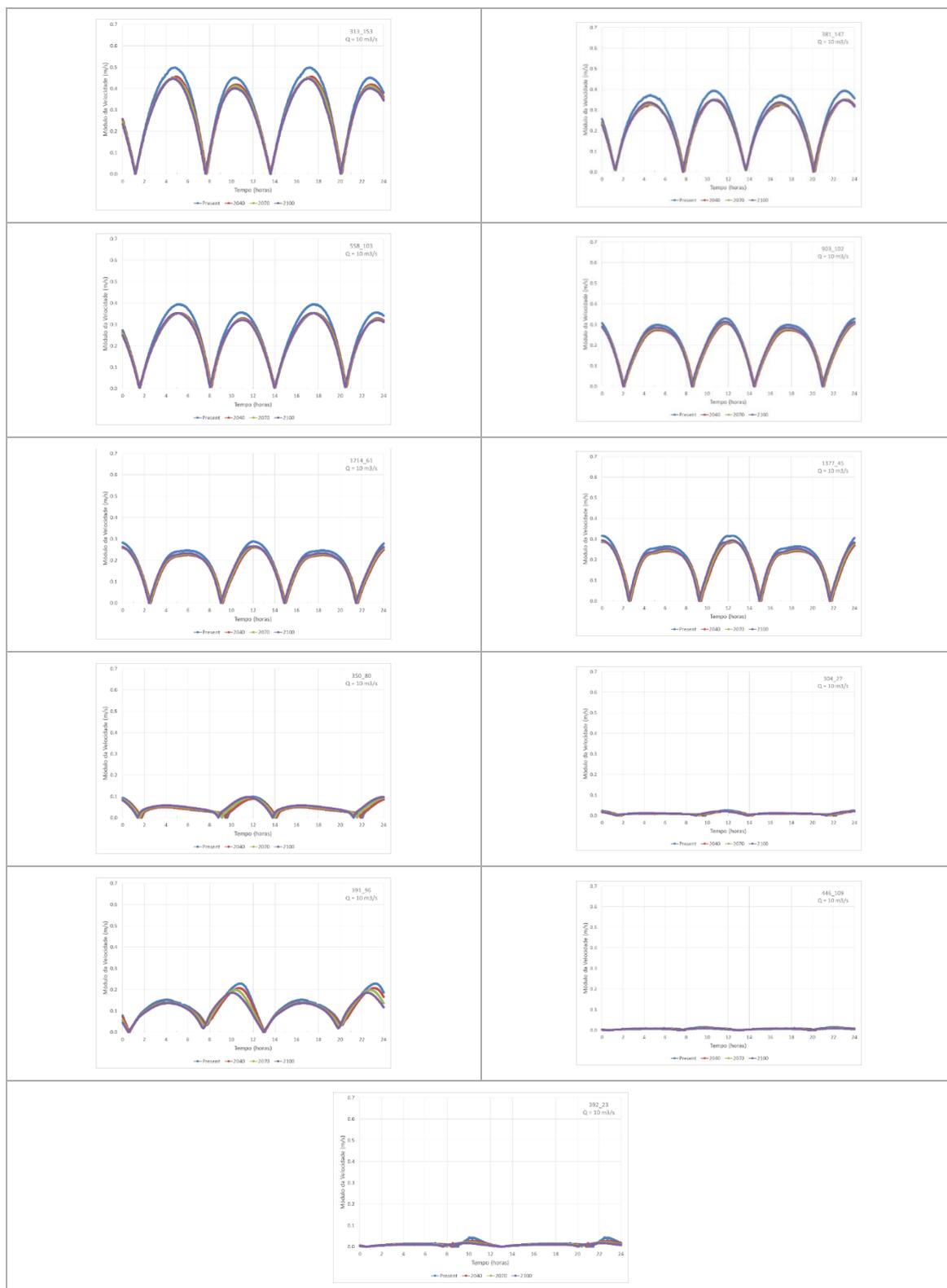


Figura 76 Evolução temporal do módulo da velocidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

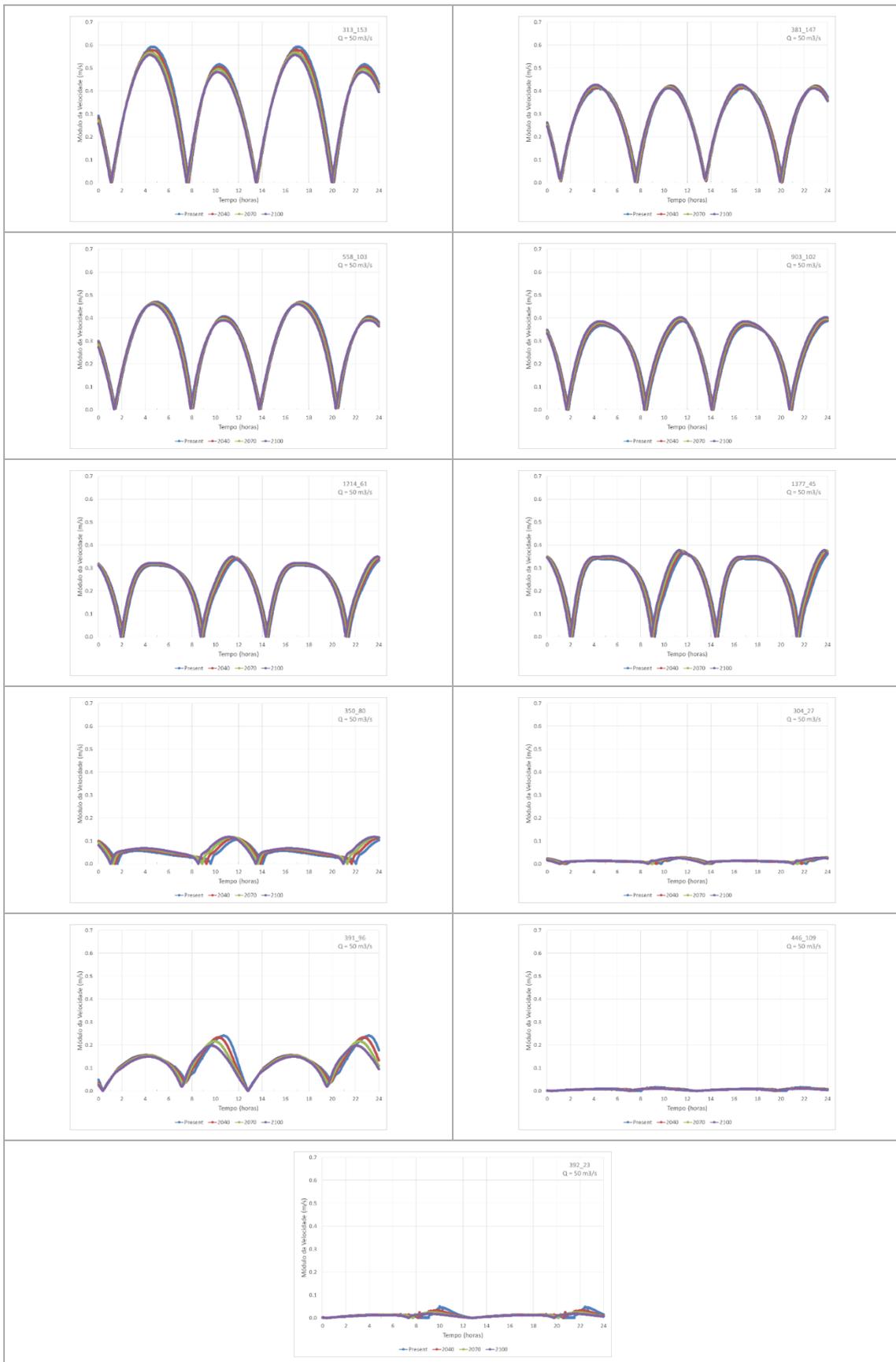


Figura 77 Evolução temporal do módulo da velocidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de 50 m³/s nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

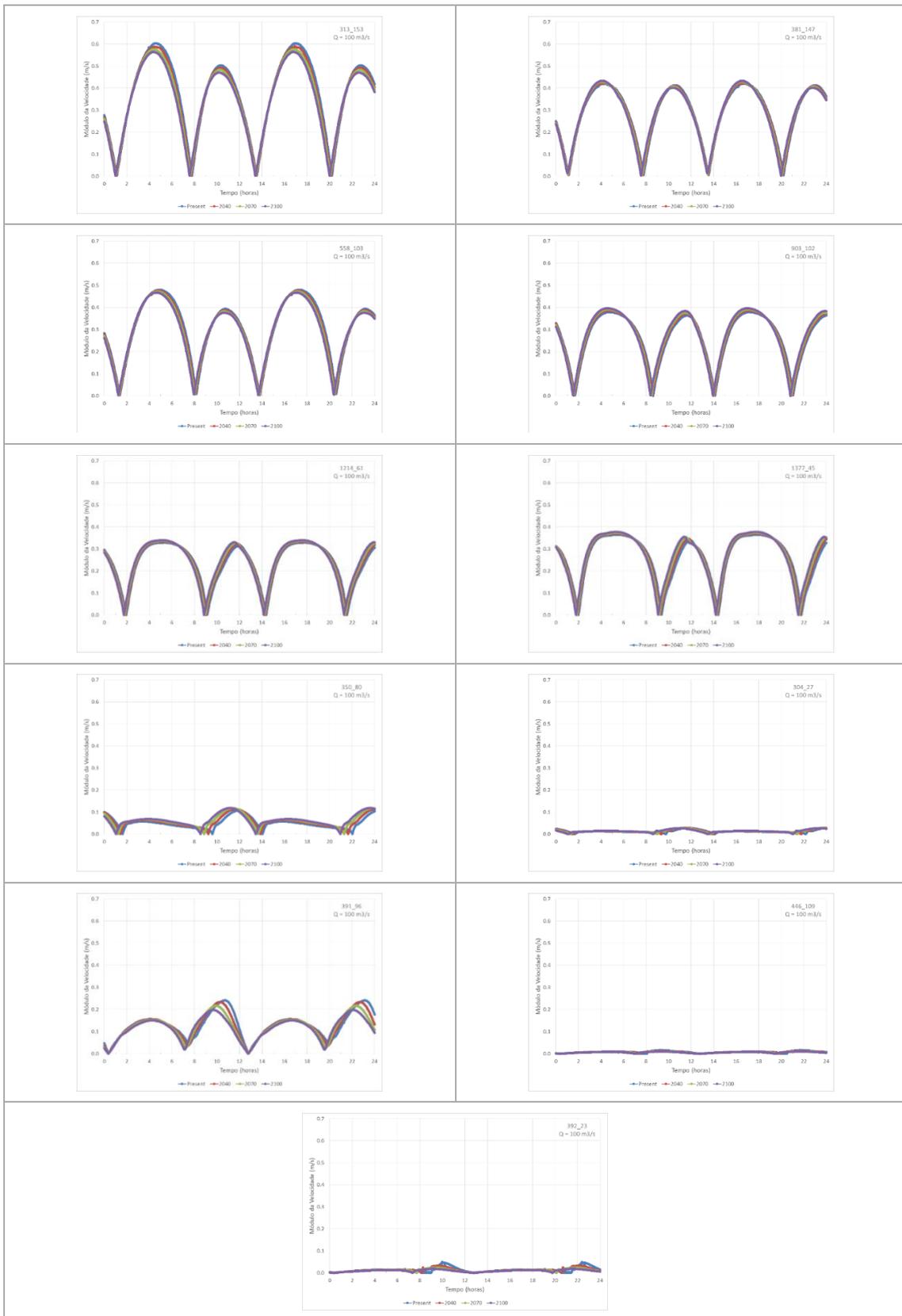


Figura 78 Evolução temporal do módulo da velocidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

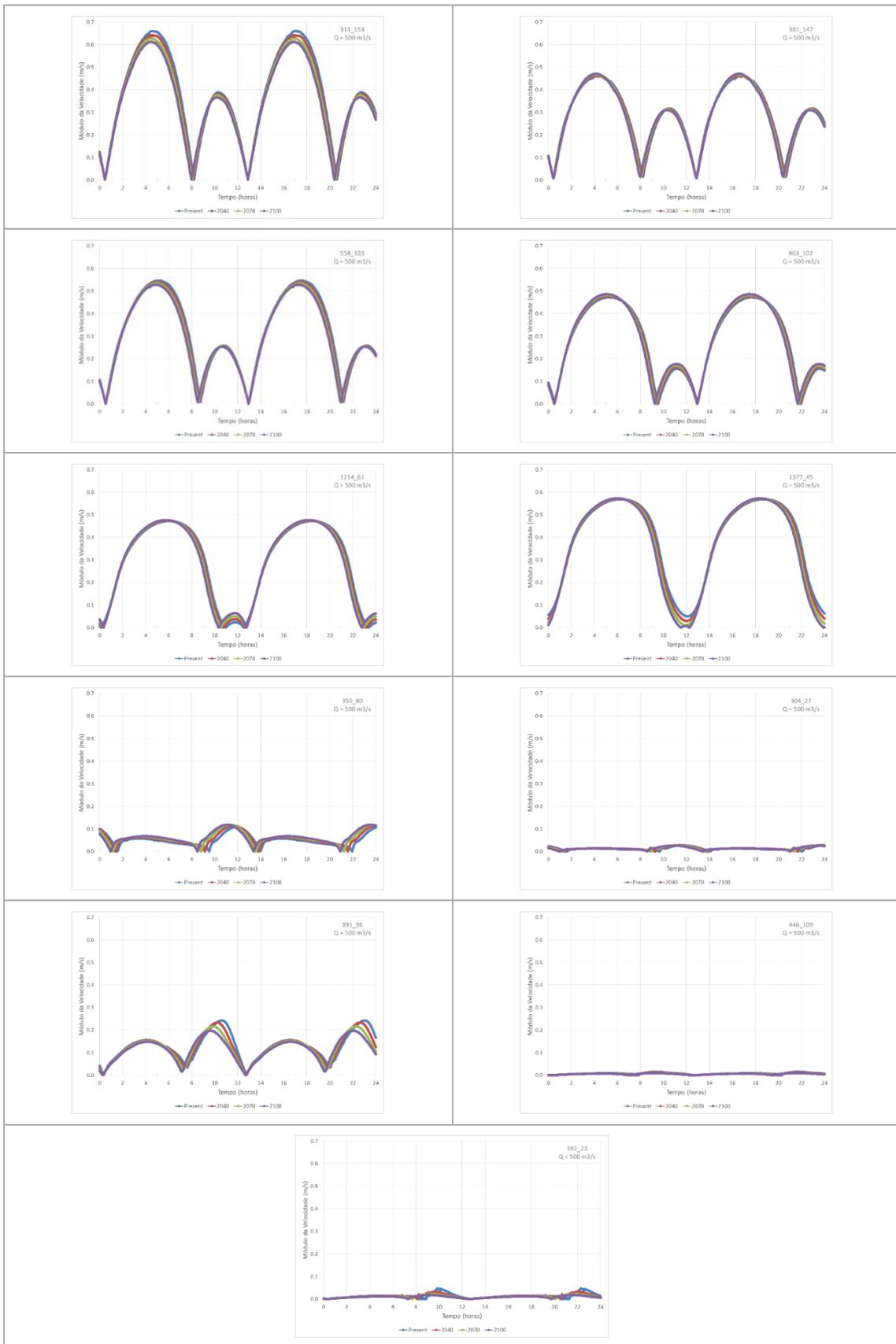


Figura 79 Evolução temporal do módulo da velocidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

4.3 GUADIANA - SÉRIES TEMPORAIS DE EVOLUÇÃO DA ELEVAÇÃO

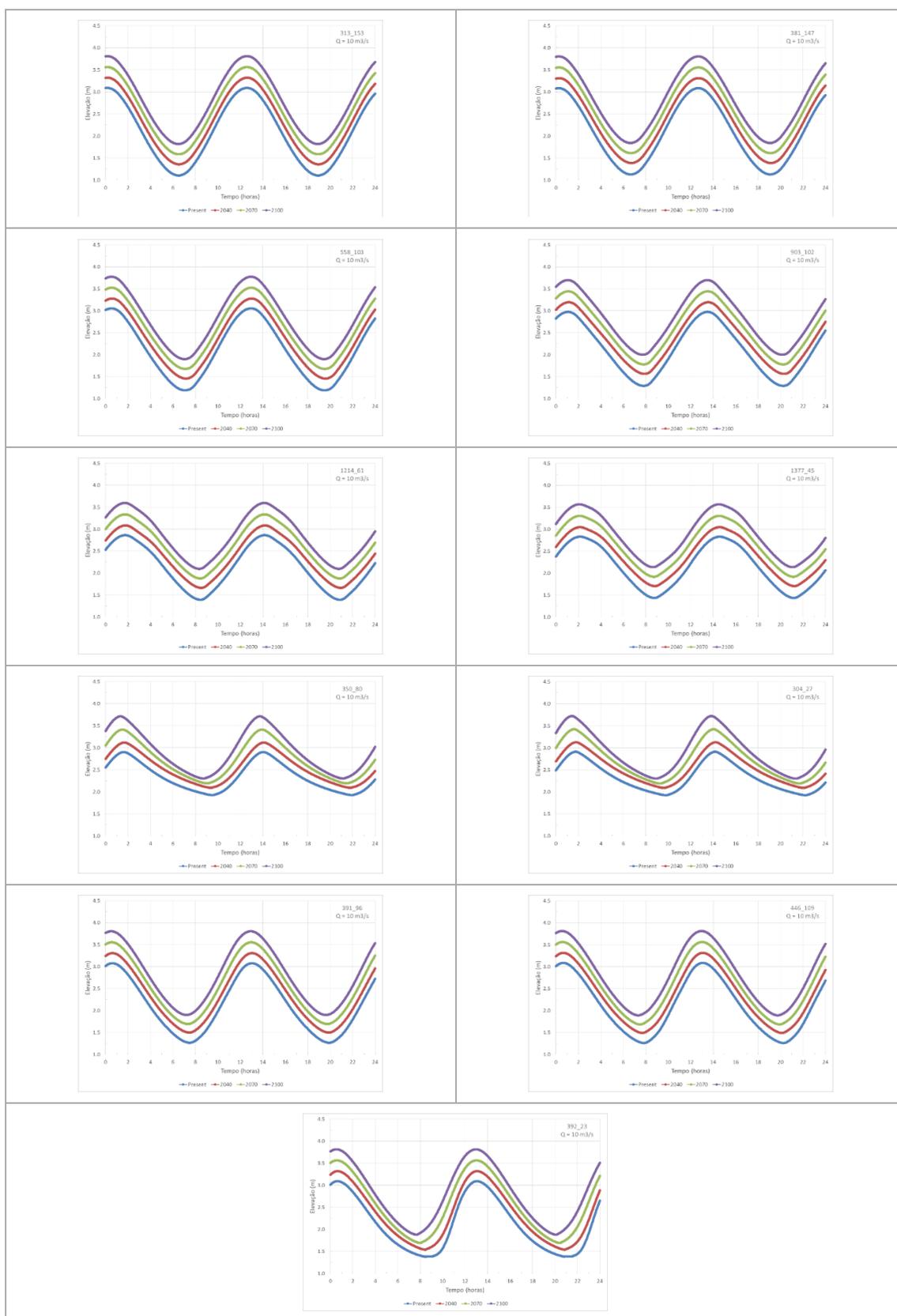


Figura 80 Evolução temporal da elevação ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de 10 m³/s nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

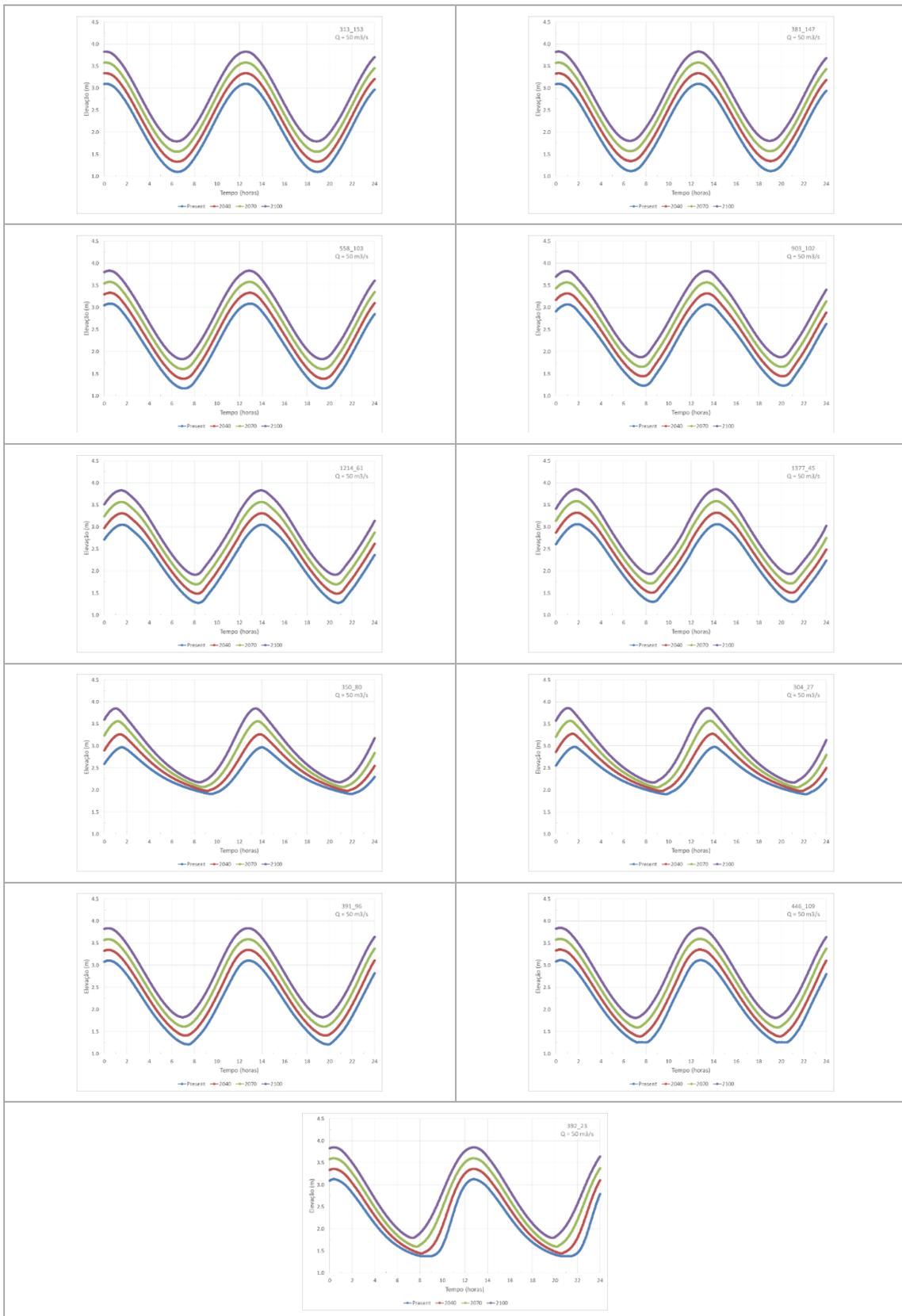


Figura 81 Evolução temporal da elevação ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

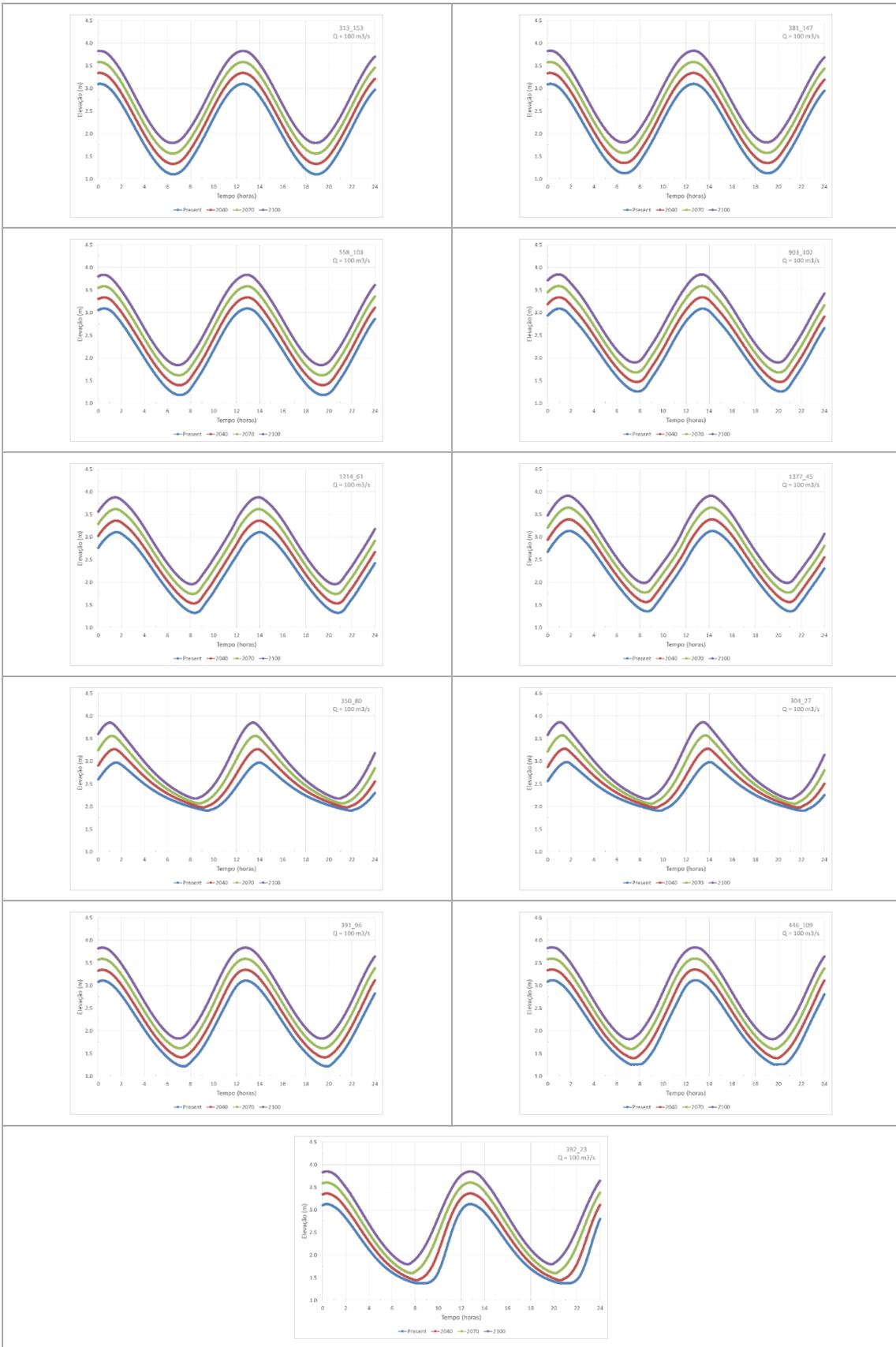


Figura 82 Evolução temporal da elevação ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

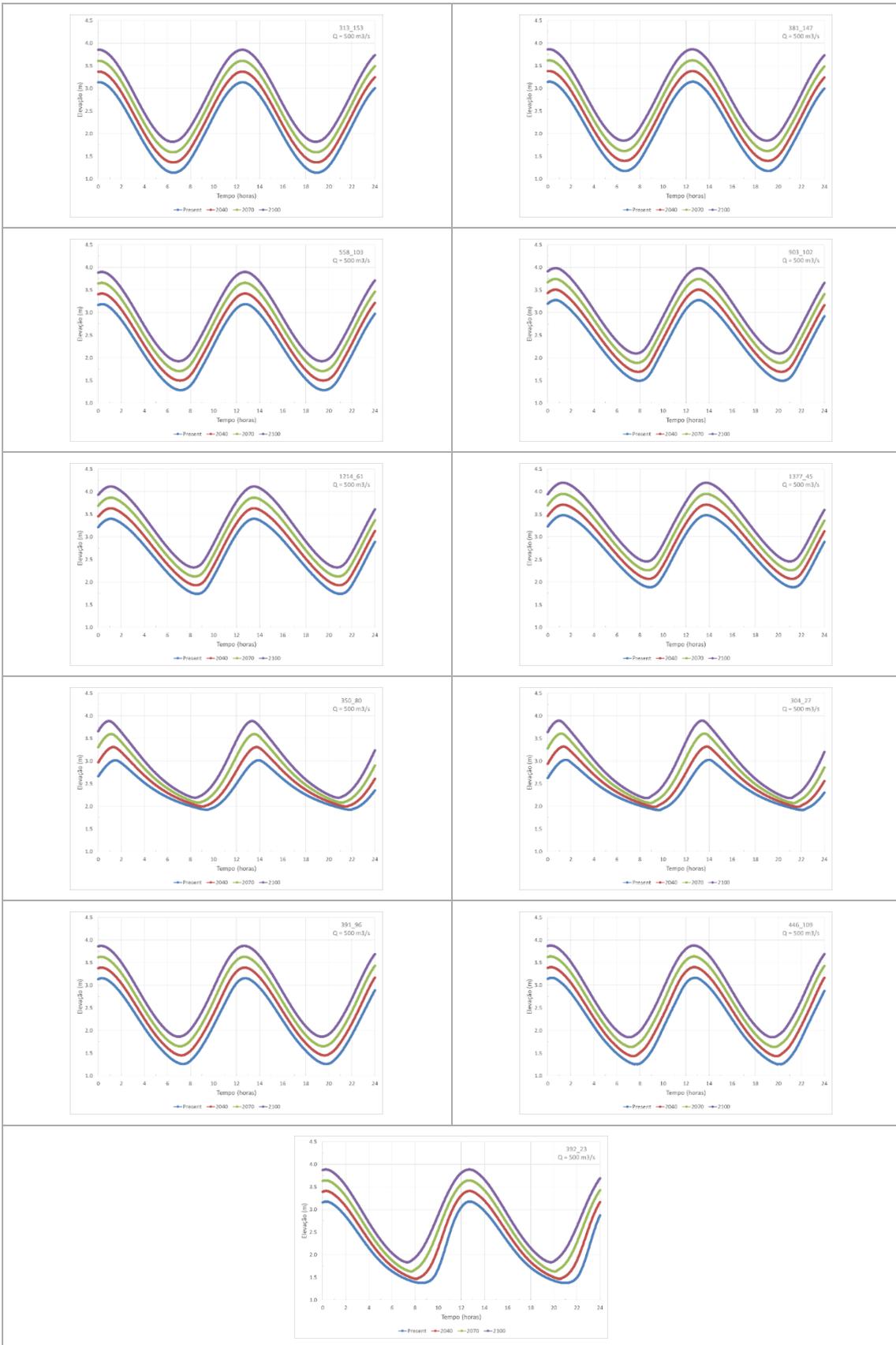


Figura 83 Evolução temporal da elevação ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de 500 m³/s nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

4.4 GUADIANA - SÉRIES TEMPORAIS DE EVOLUÇÃO DE SALINIDADE

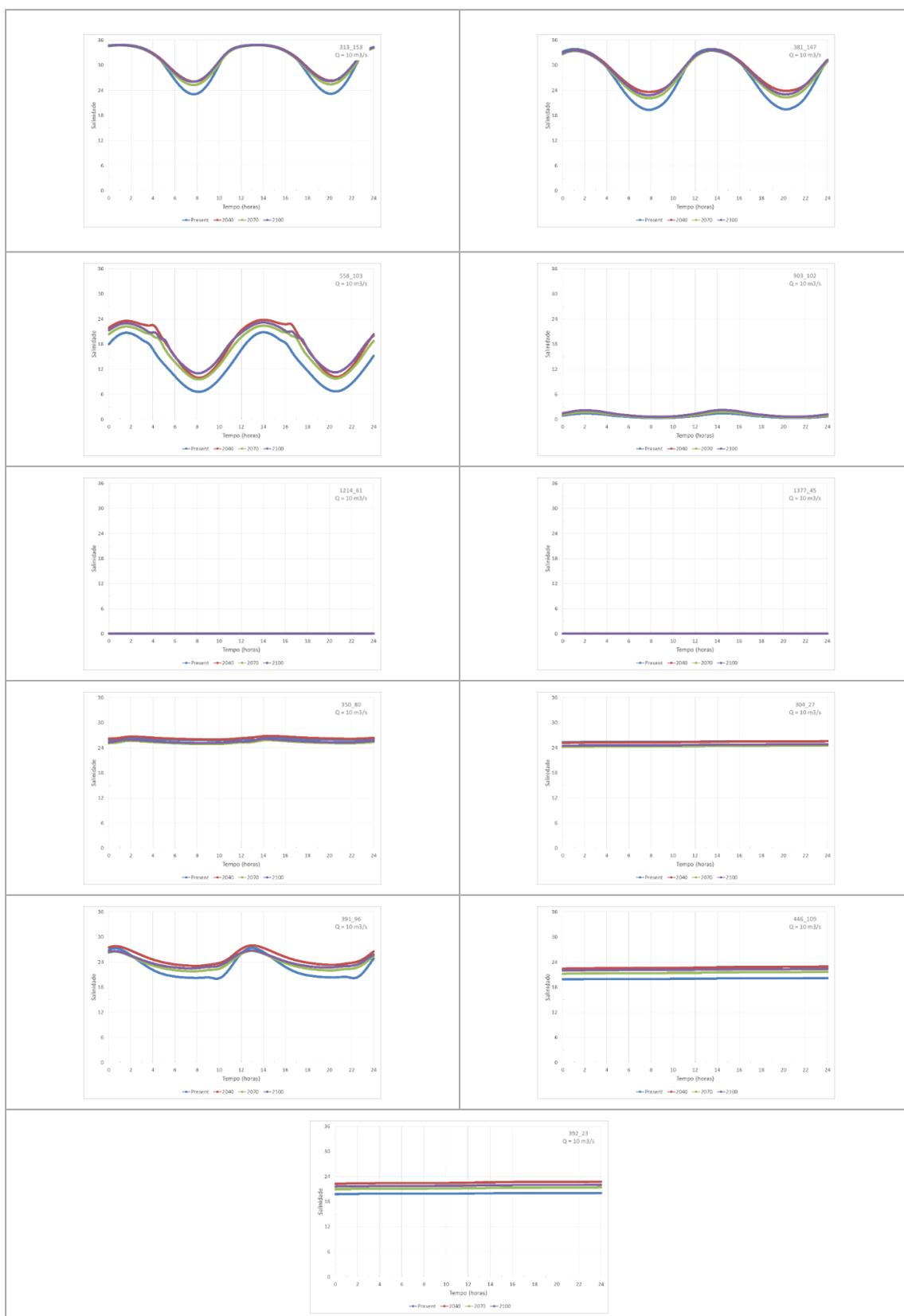


Figura 84 Evolução temporal da salinidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

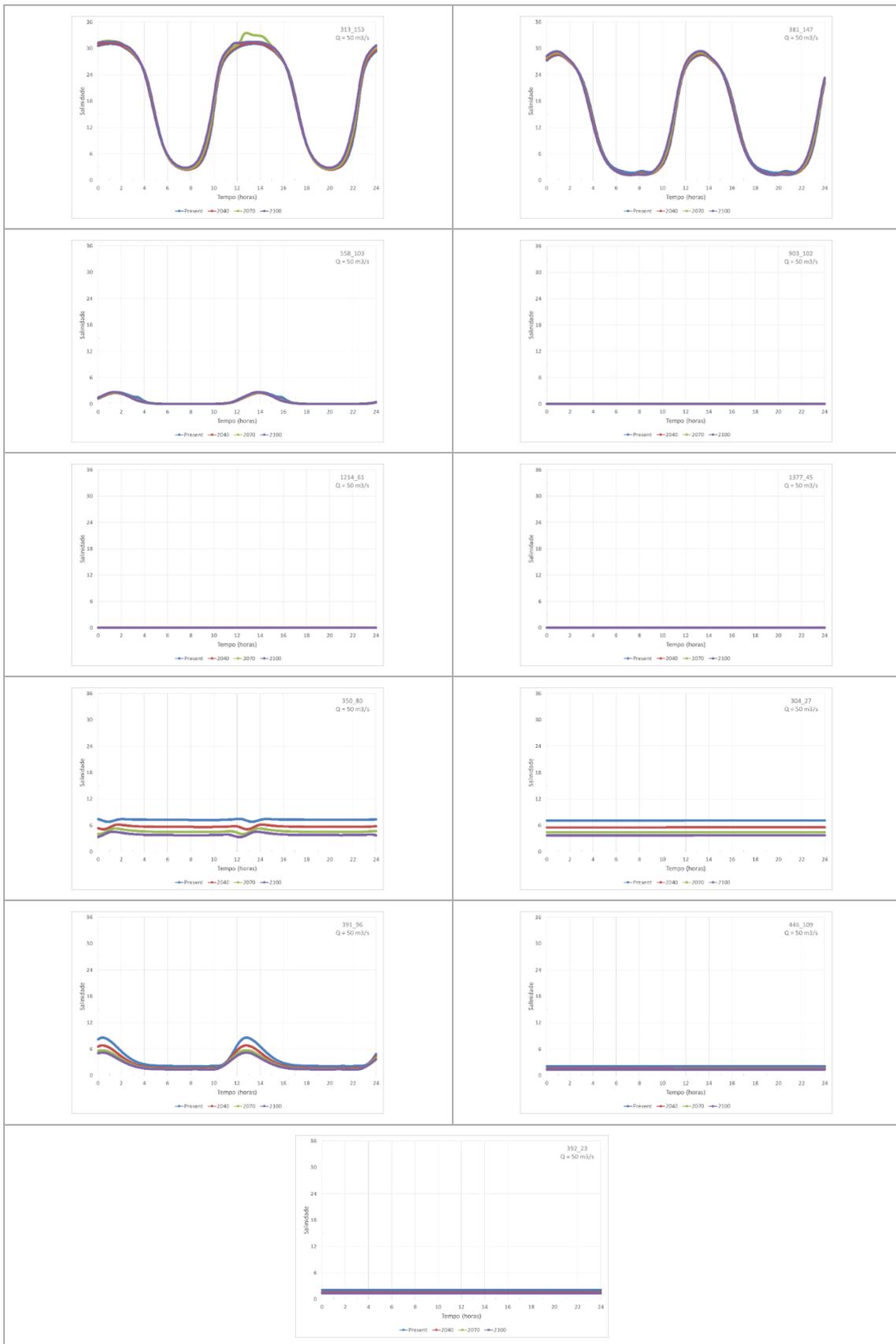


Figura 85 Evolução temporal da salinidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

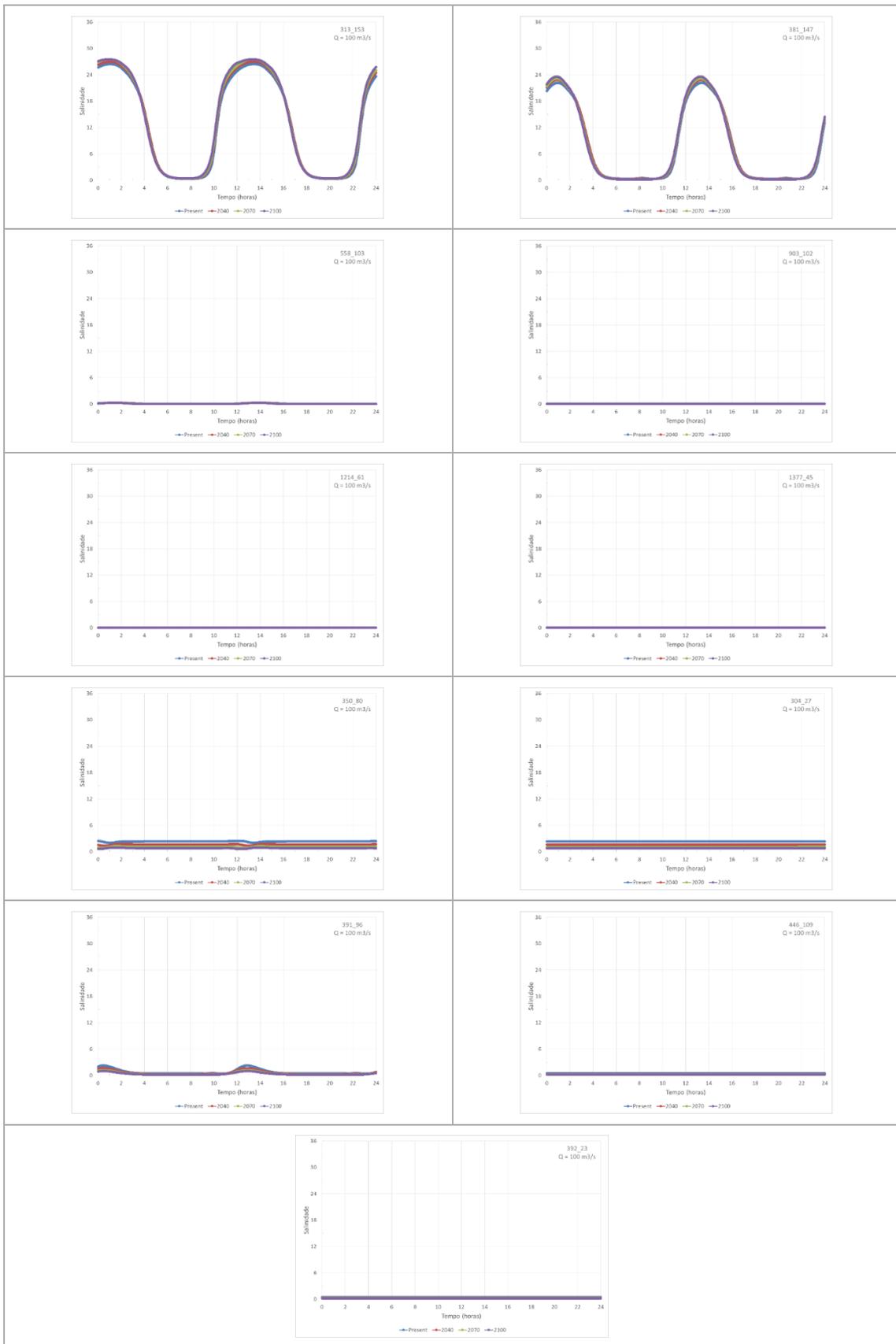


Figura 86 Evolução temporal da salinidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar



Figura 87 Evolução temporal da salinidade ao longo de dois ciclos de maré para um caudal de descarga de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

4.5 GUADIANA - MAPAS DISTRIBUIÇÃO DE SALINIDADES PREIA-MAR

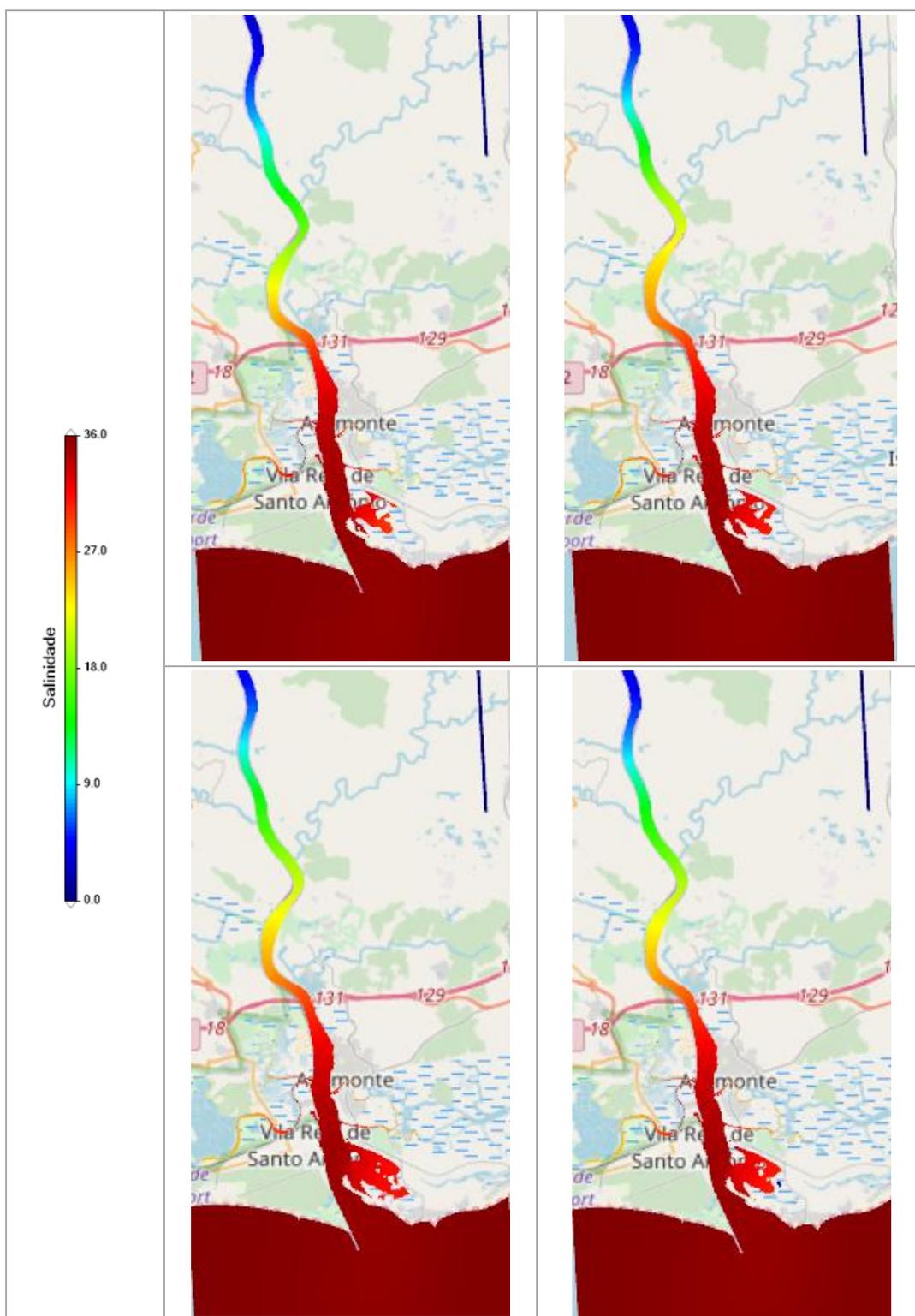


Figura 88 Mapas de distribuição de salinidade em situação de preia-mar para um caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

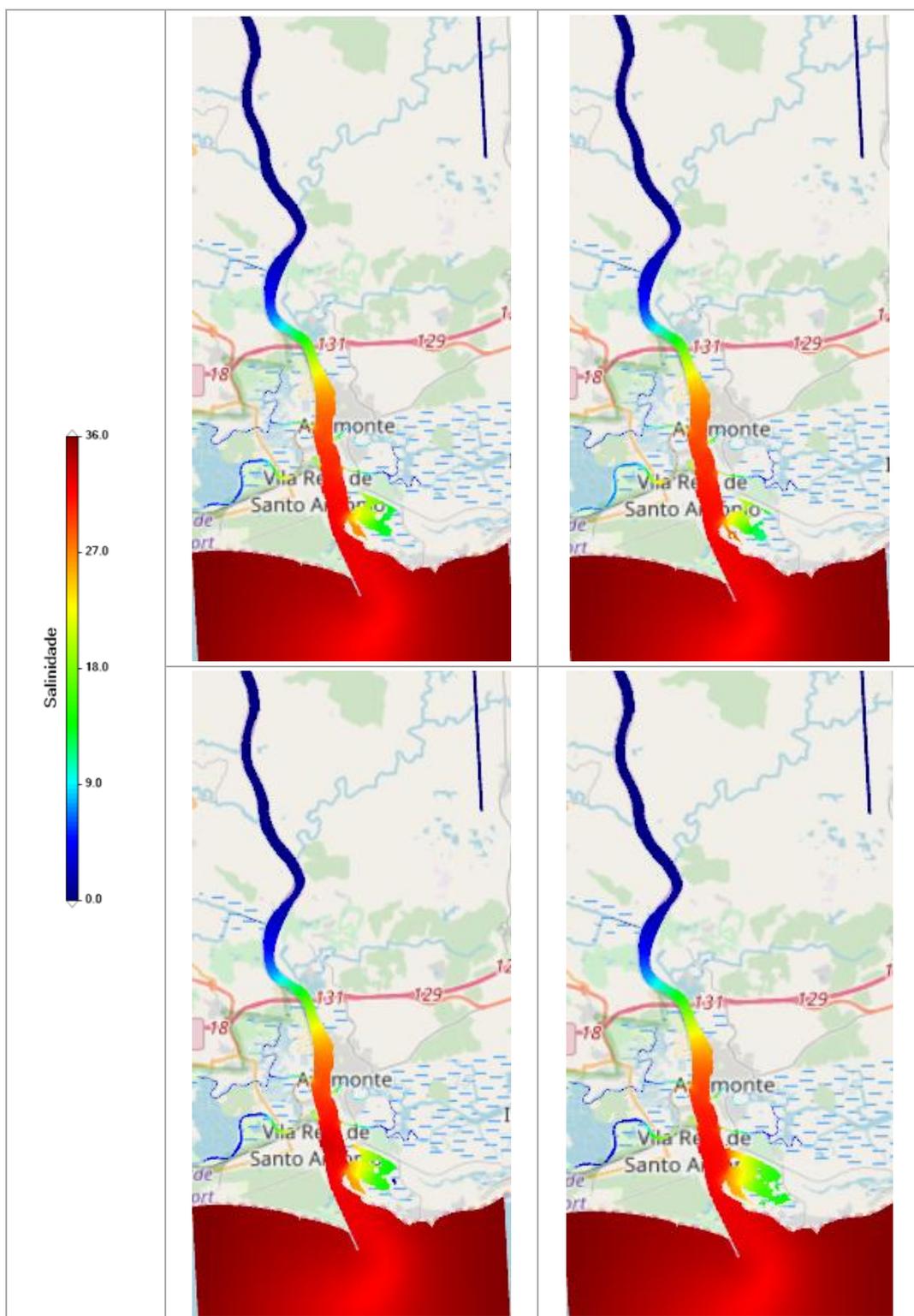


Figura 89 Mapas de distribuição de salinidade em situação de preia-mar para um caudal de descarga de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

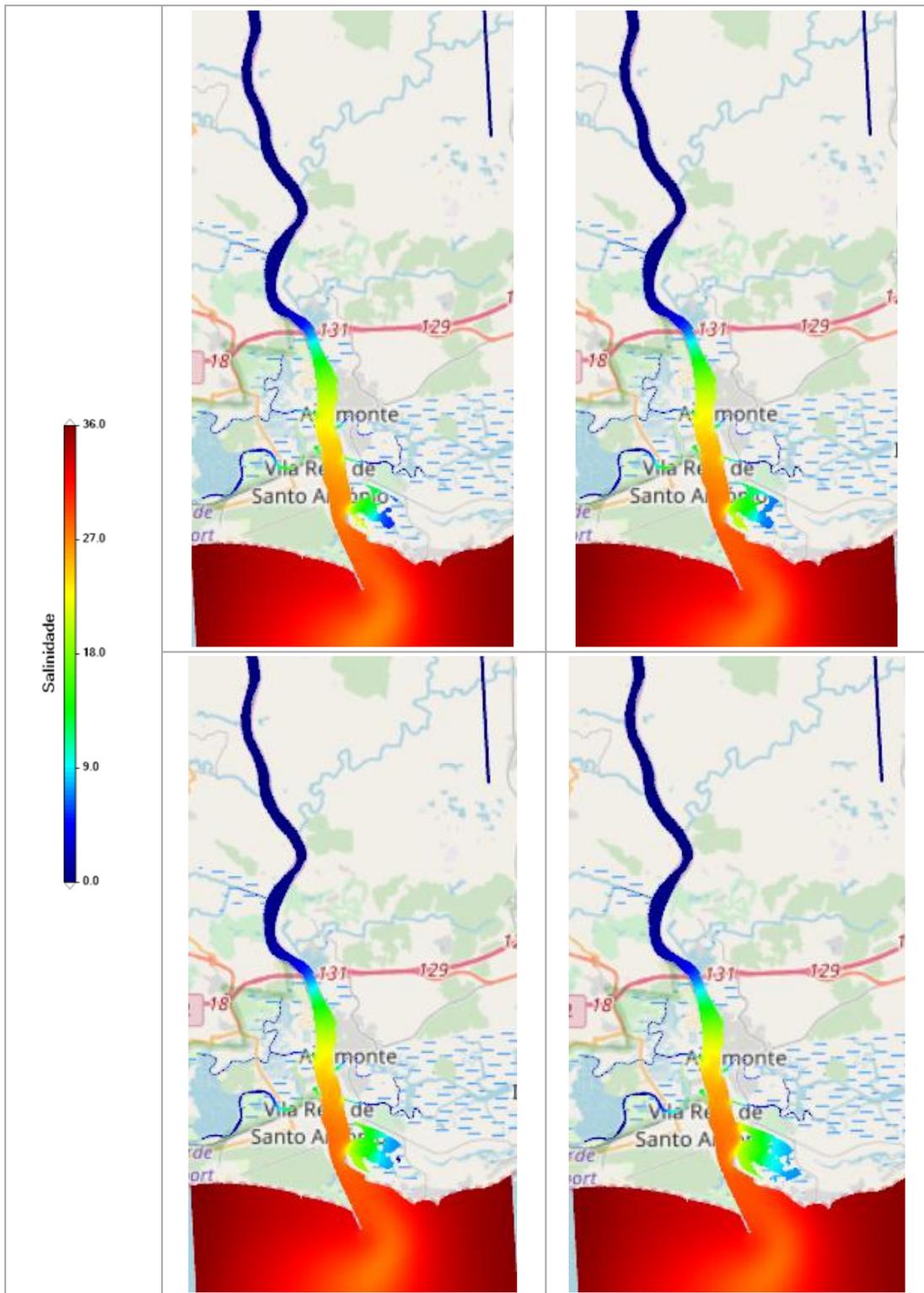


Figura 90 Mapas de distribuição de salinidade em situação de preia-mar para um caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

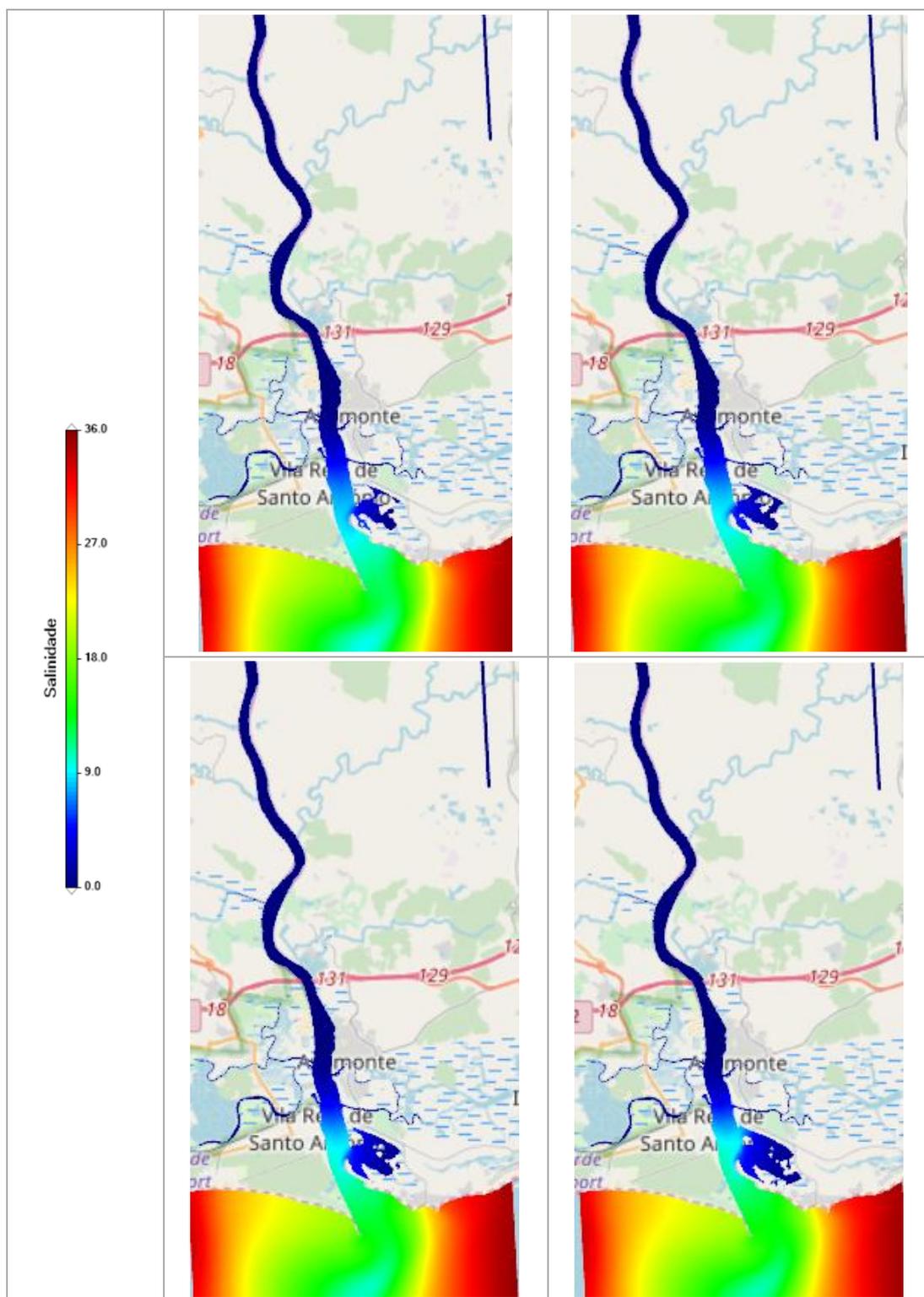


Figura 91 Mapas de distribuição de salinidade em situação de preia-mar para um caudal de descarga de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

4.6 GUADIANA - MAPAS DISTRIBUIÇÃO DE SALINIDADES BAIXA-MAR

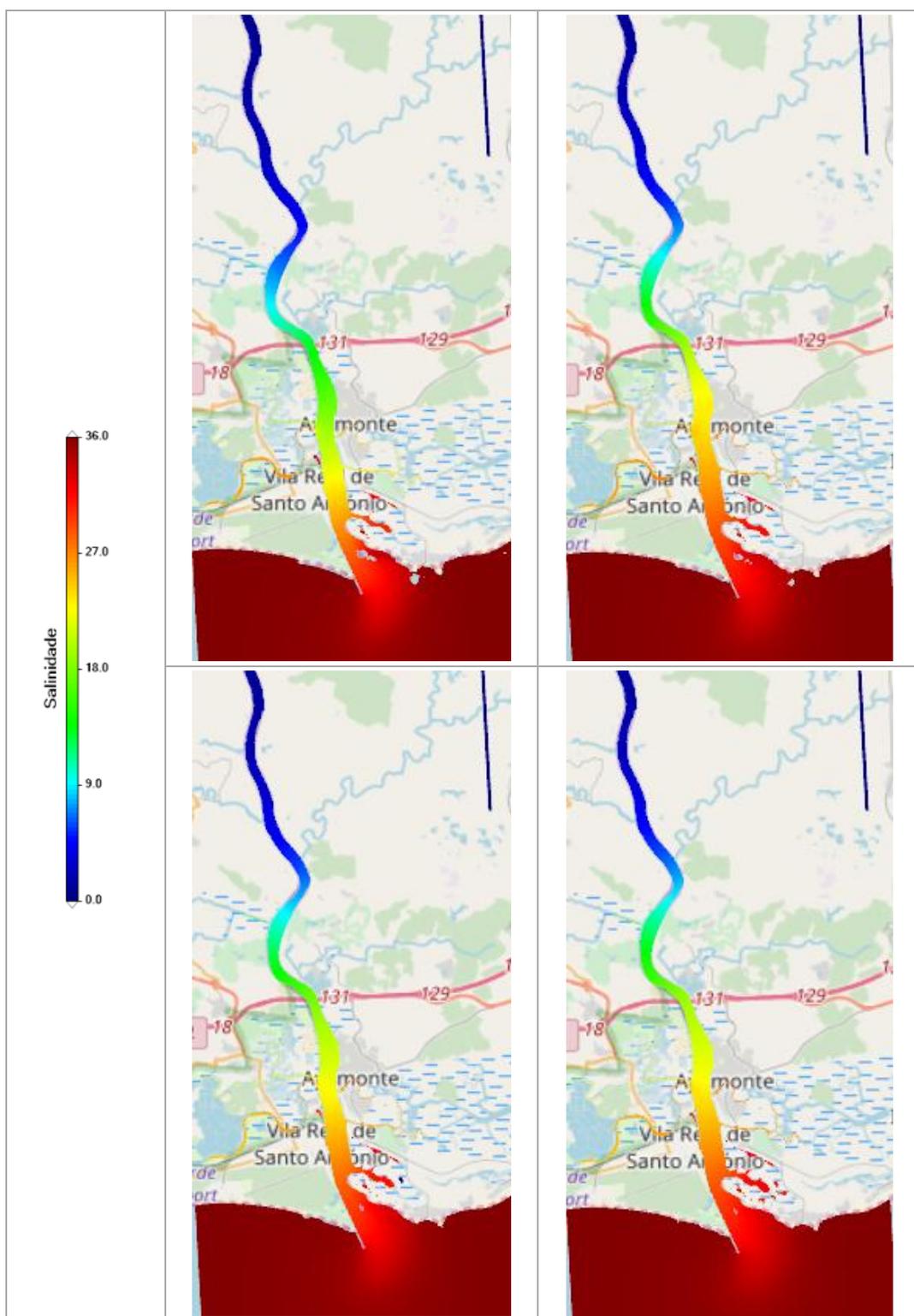


Figura 92 Mapas de distribuição de salinidade em situação de baixa-mar para um caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

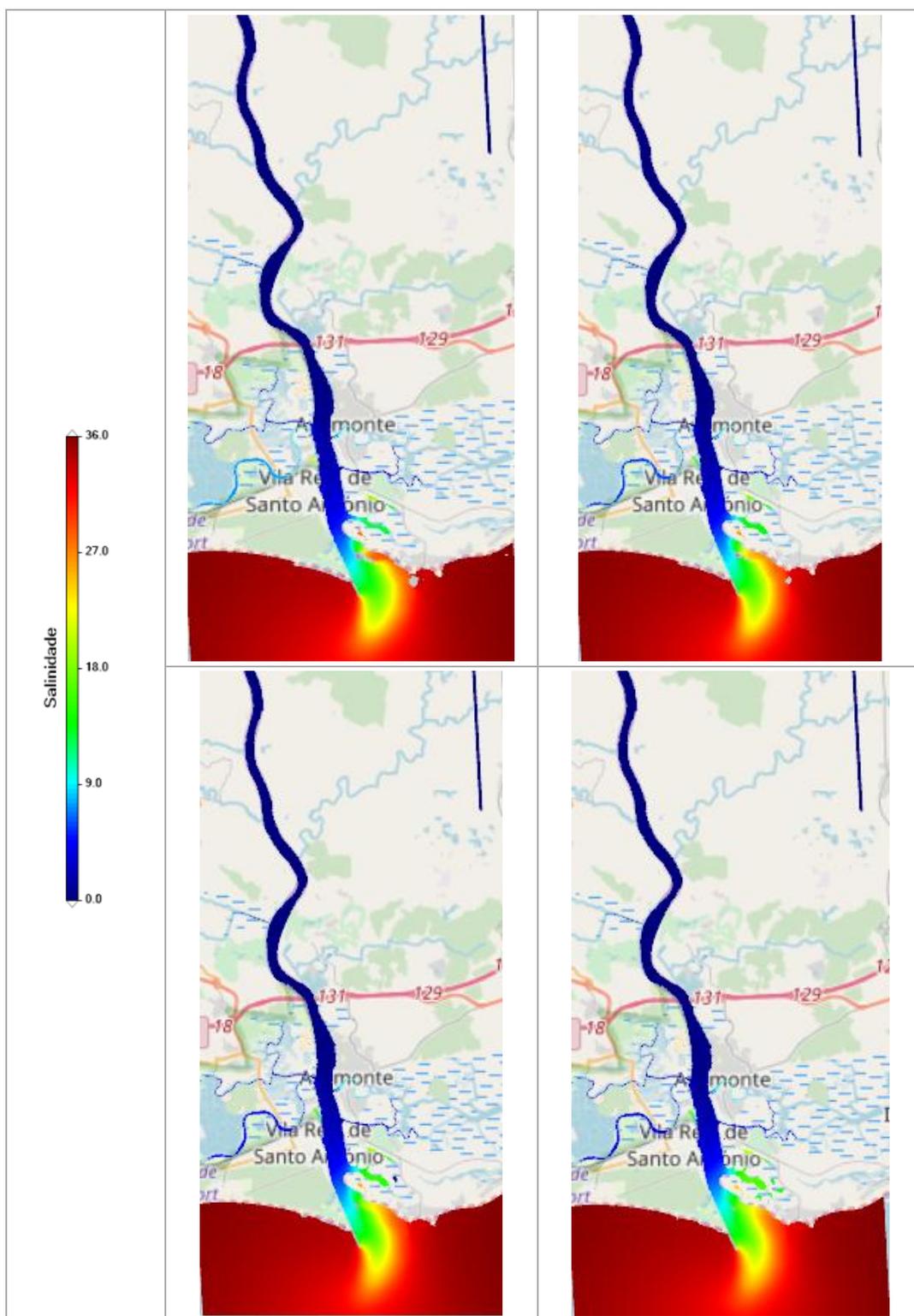


Figura 93 Mapas de distribuição de salinidade em situação de baixa-mar para um caudal de descarga de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

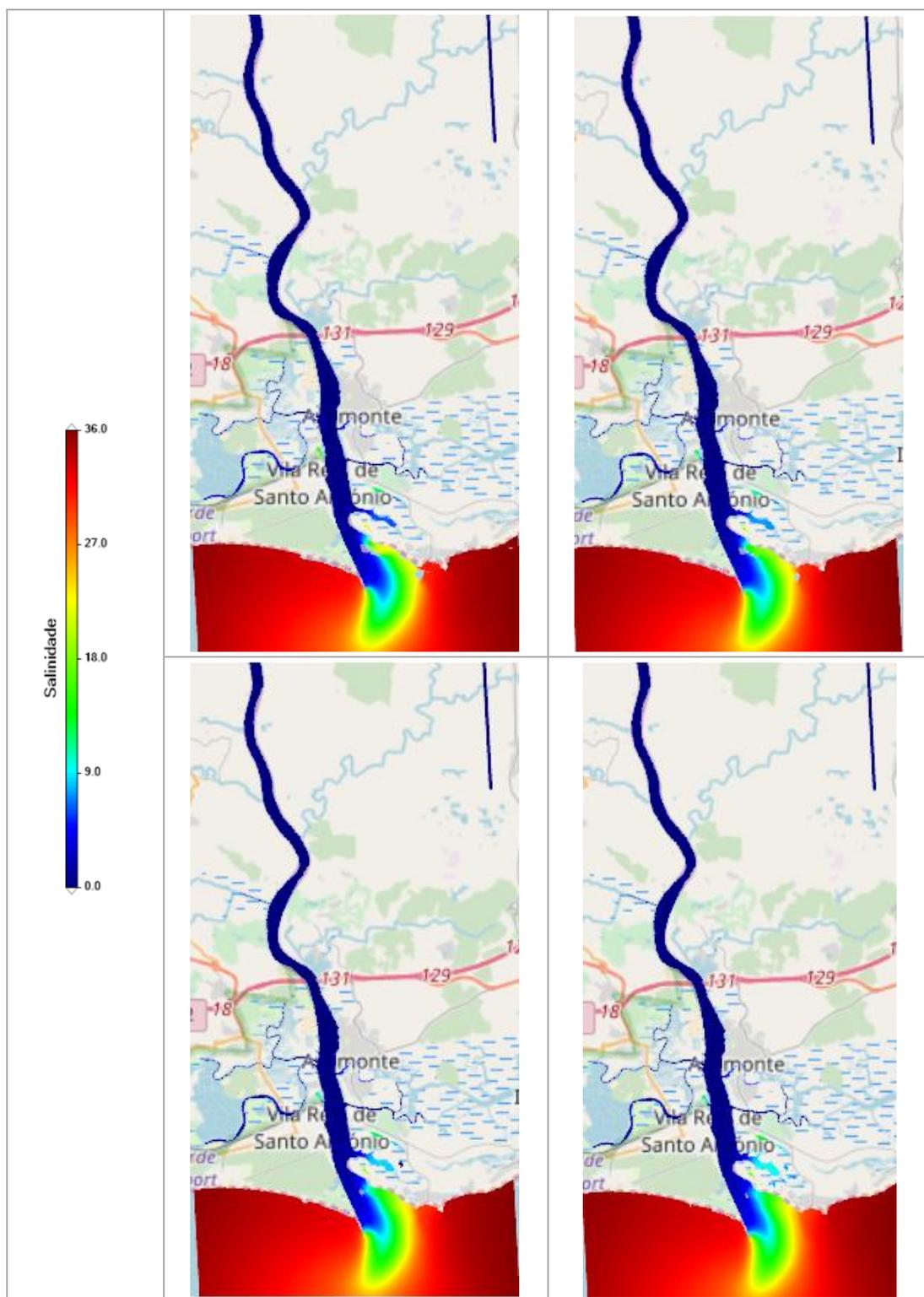


Figura 94 Mapas de distribuição de salinidade em situação de baixa-mar para um caudal de descarga de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

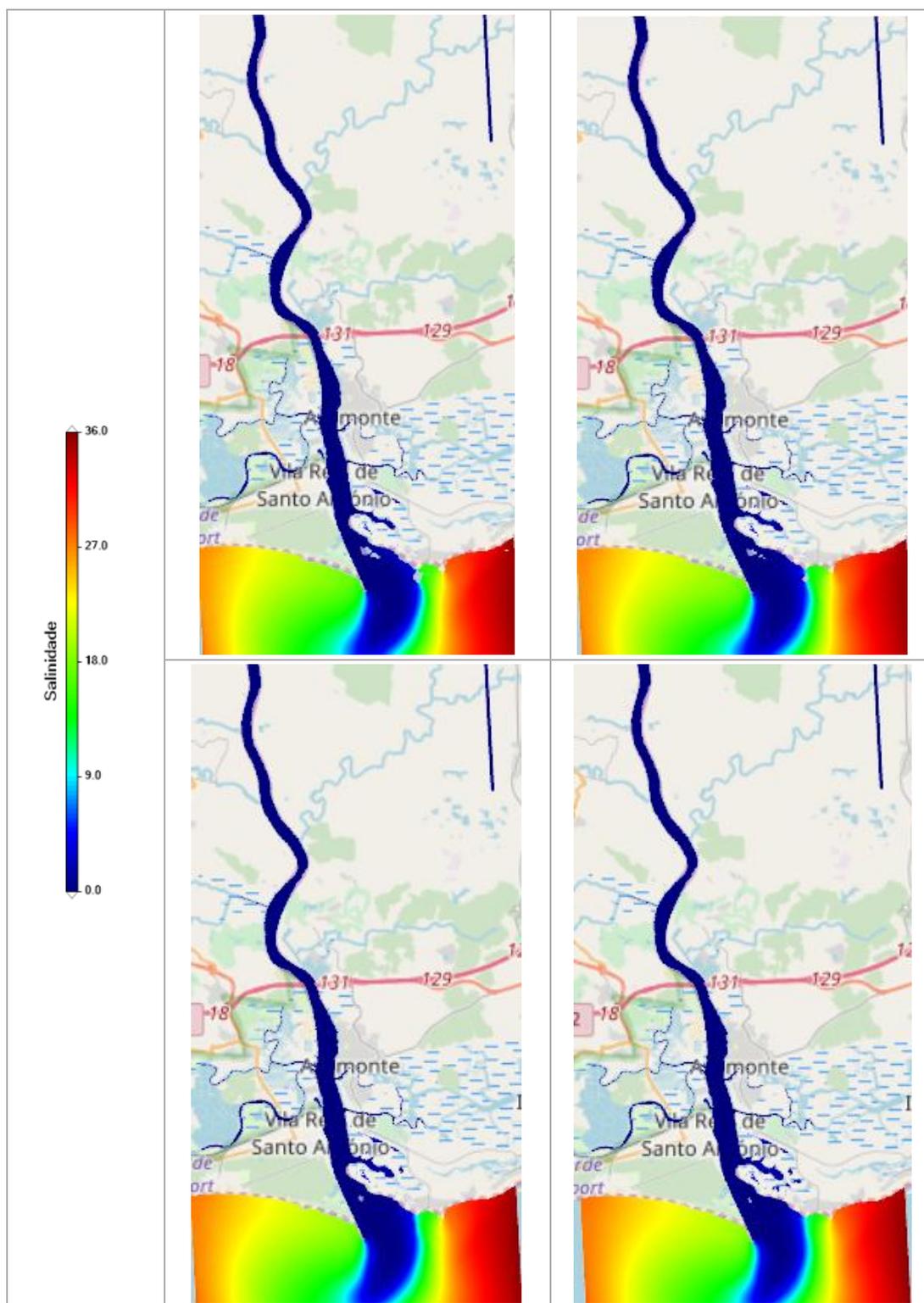


Figura 95 Mapas de distribuição de salinidade em situação de baixa-mar para um caudal de descarga de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

4.7 GUADIANA - ÁREAS DE INUNDAÇÃO

Classe	Intervalo em horas de inundação	Área (km ²)			
		Presente	2040	2070	2100
1	0 – 1,2	0,57	0,56	0,60	0,59
2	1,2 – 2,4	1,39	1,45	1,65	1,45
3	2,4 – 3,7	1,46	1,59	1,54	1,86
4	3,7 – 4,9	1,82	1,93	2,04	2,11
5	4,9 – 6,1	1,19	1,63	1,69	1,86
6	6,1 – 7,3	1,29	1,46	1,97	2,17
7	7,3 – 8,6	0,81	1,03	1,18	1,38
8	8,6 – 9,8	0,82	0,99	0,97	1,22
9	9,8 - 11	0,63	0,54	0,72	0,85
10	11 – 12,2	0,24	0,24	0,31	0,44
Total		10,23	11,41	12,67	13,93

Tabela 14 Distribuição de áreas de inundação em função número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

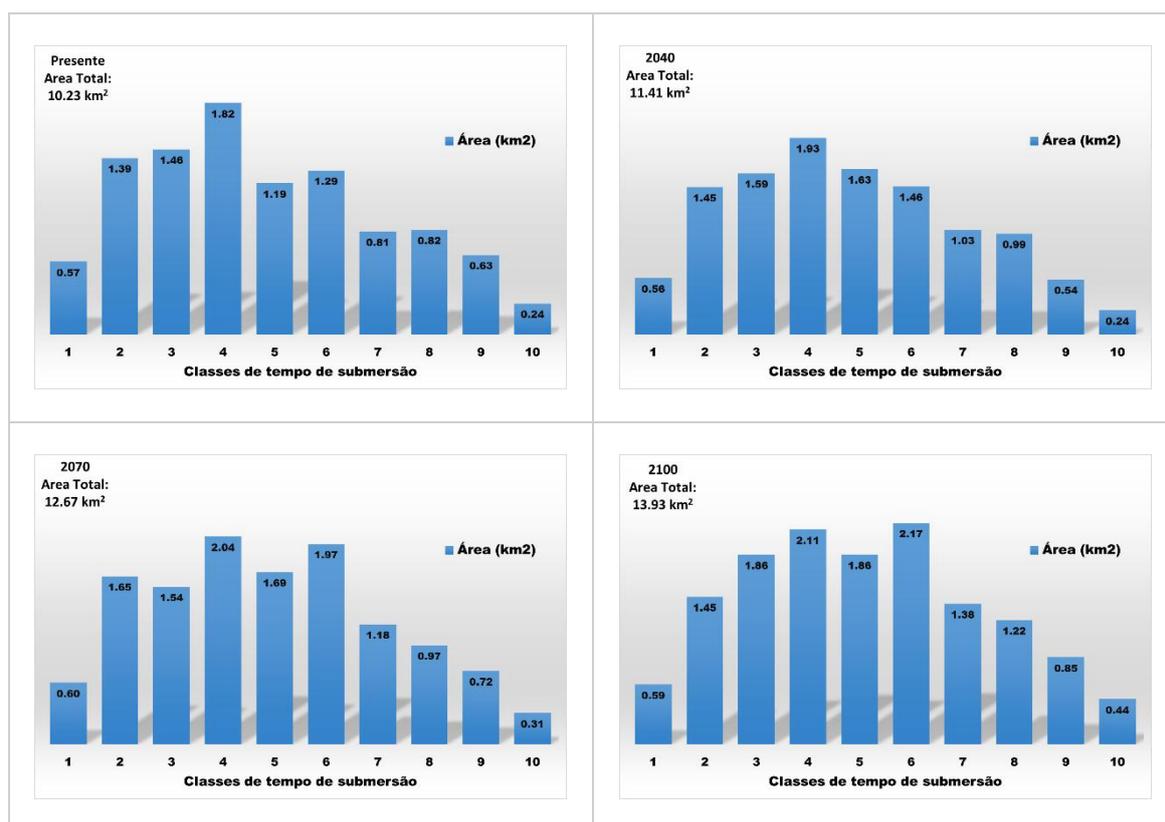


Figura 96 Histograma de distribuição das áreas de inundação em função número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar (da esquerda para a direita e de cima para baixo: presente, 2040, 2070, 2100)

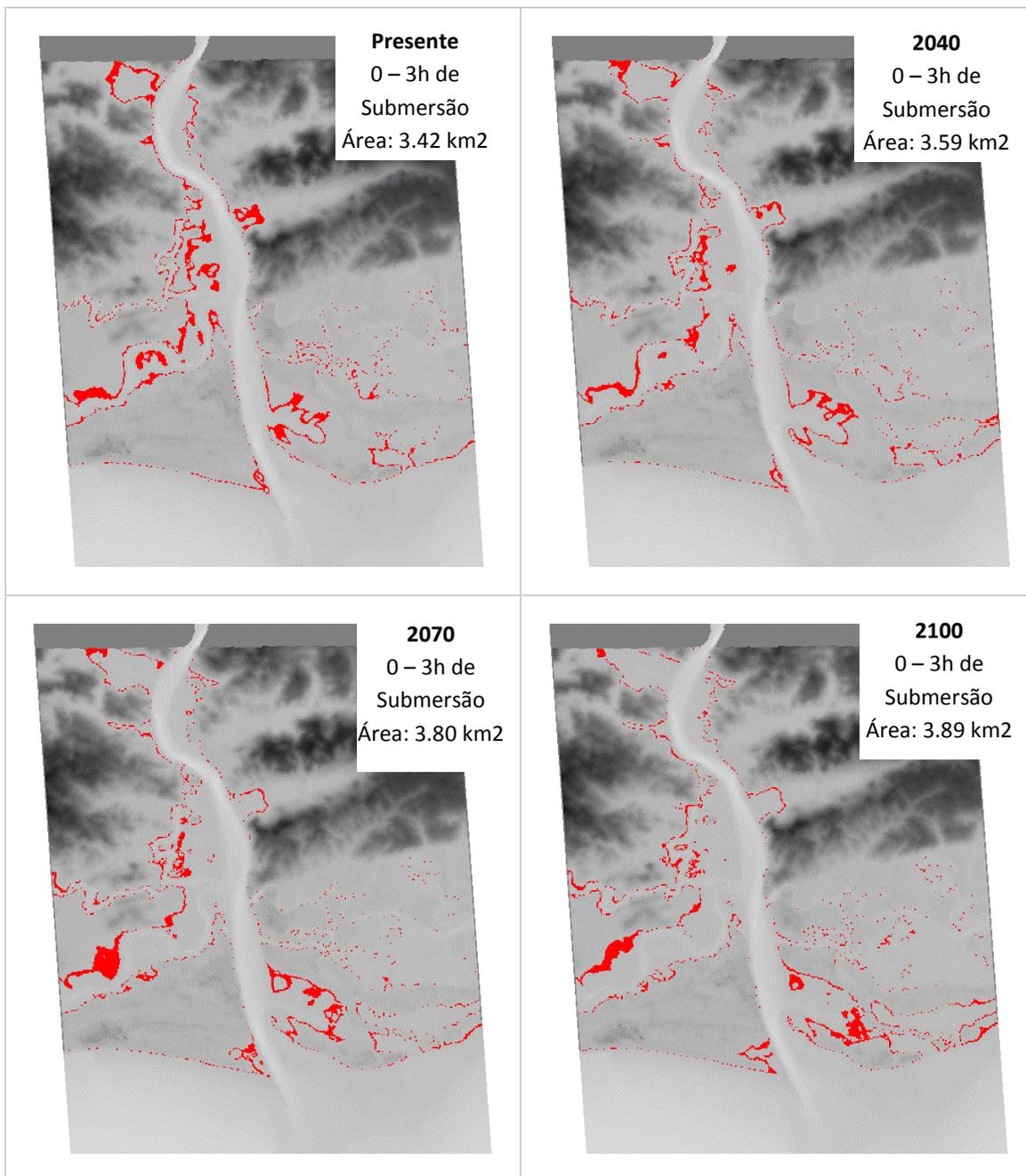


Figura 97 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 0 a 3 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

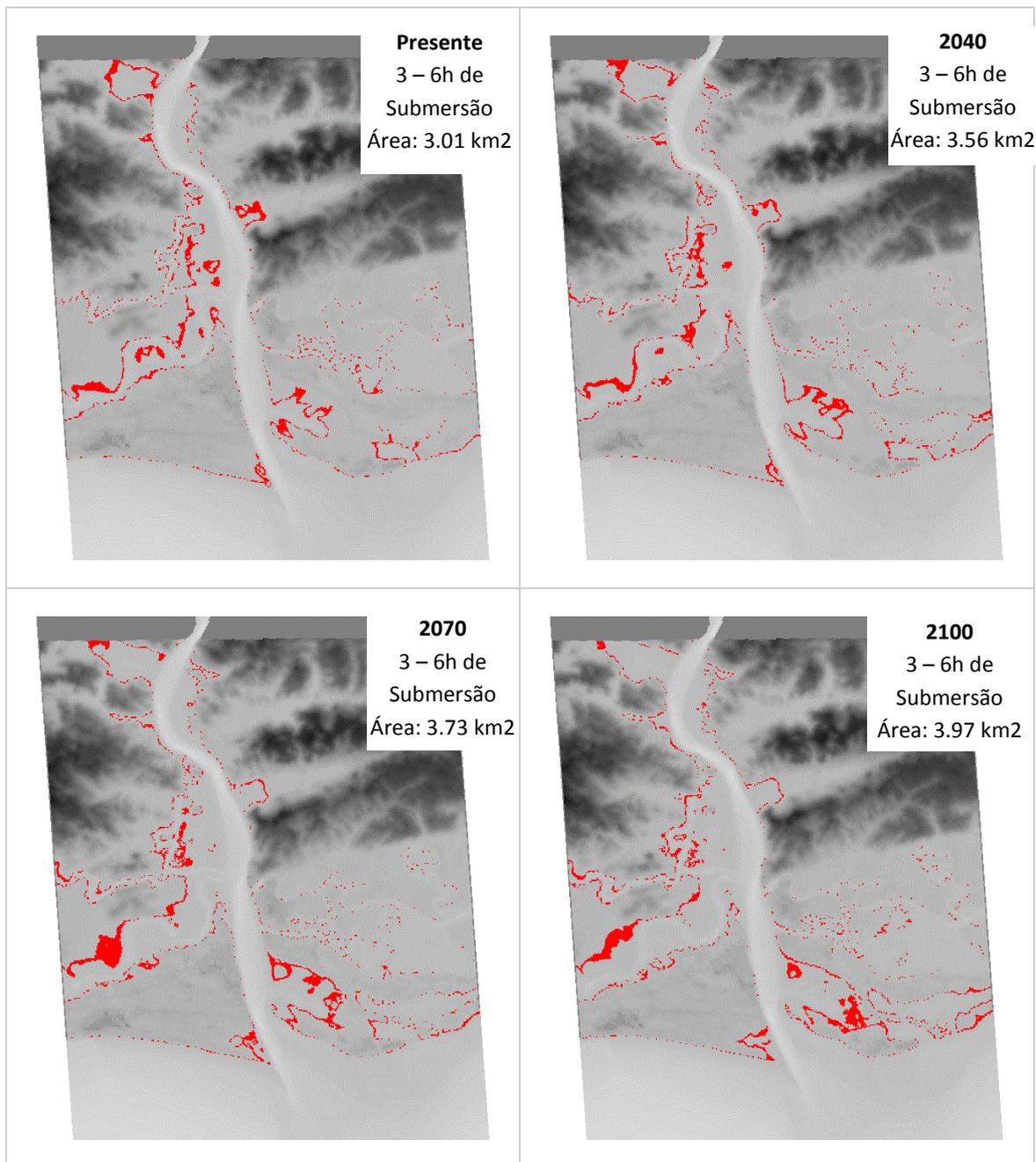


Figura 98 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 3 a 6 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

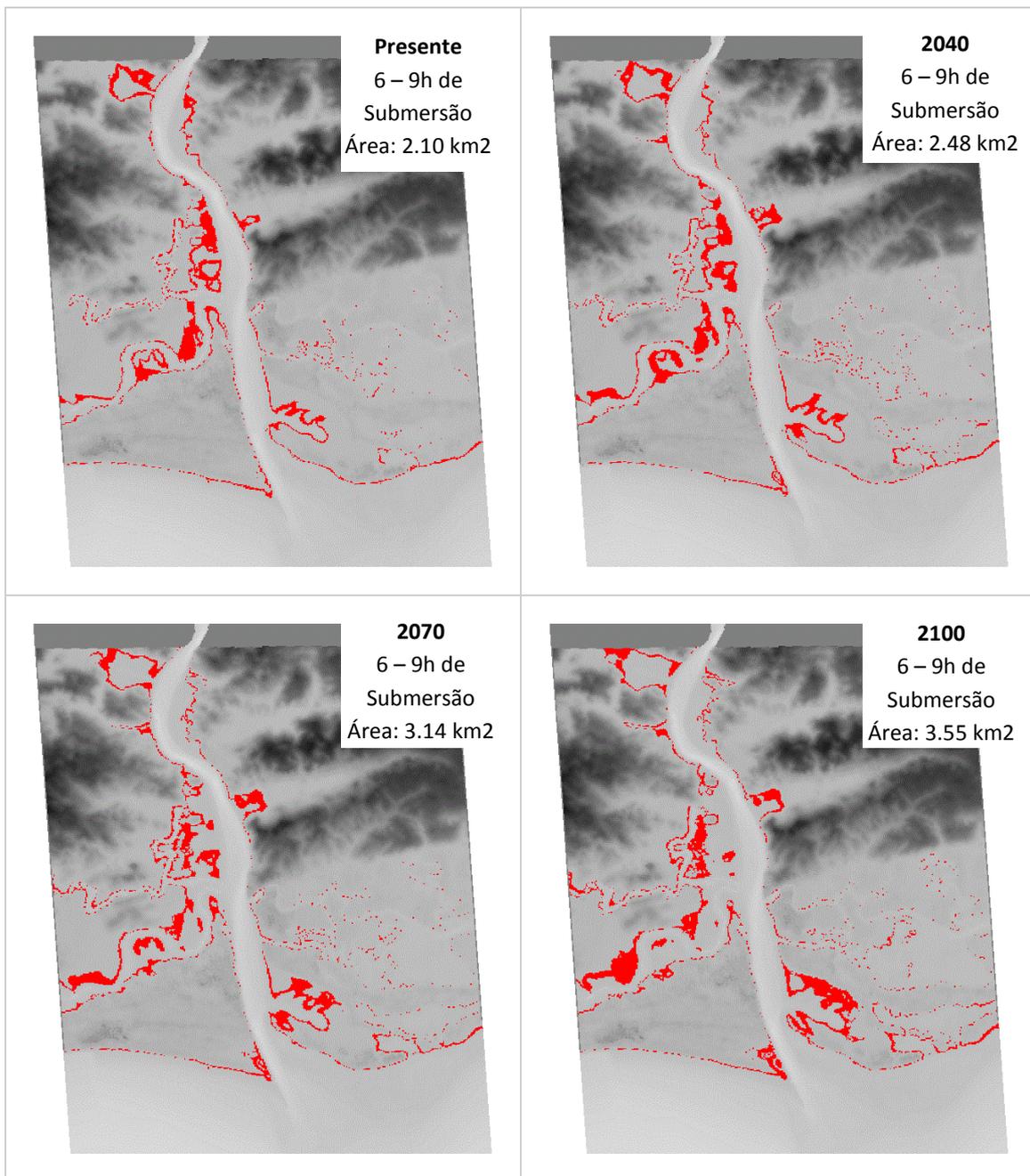


Figura 99 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 6 a 9 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

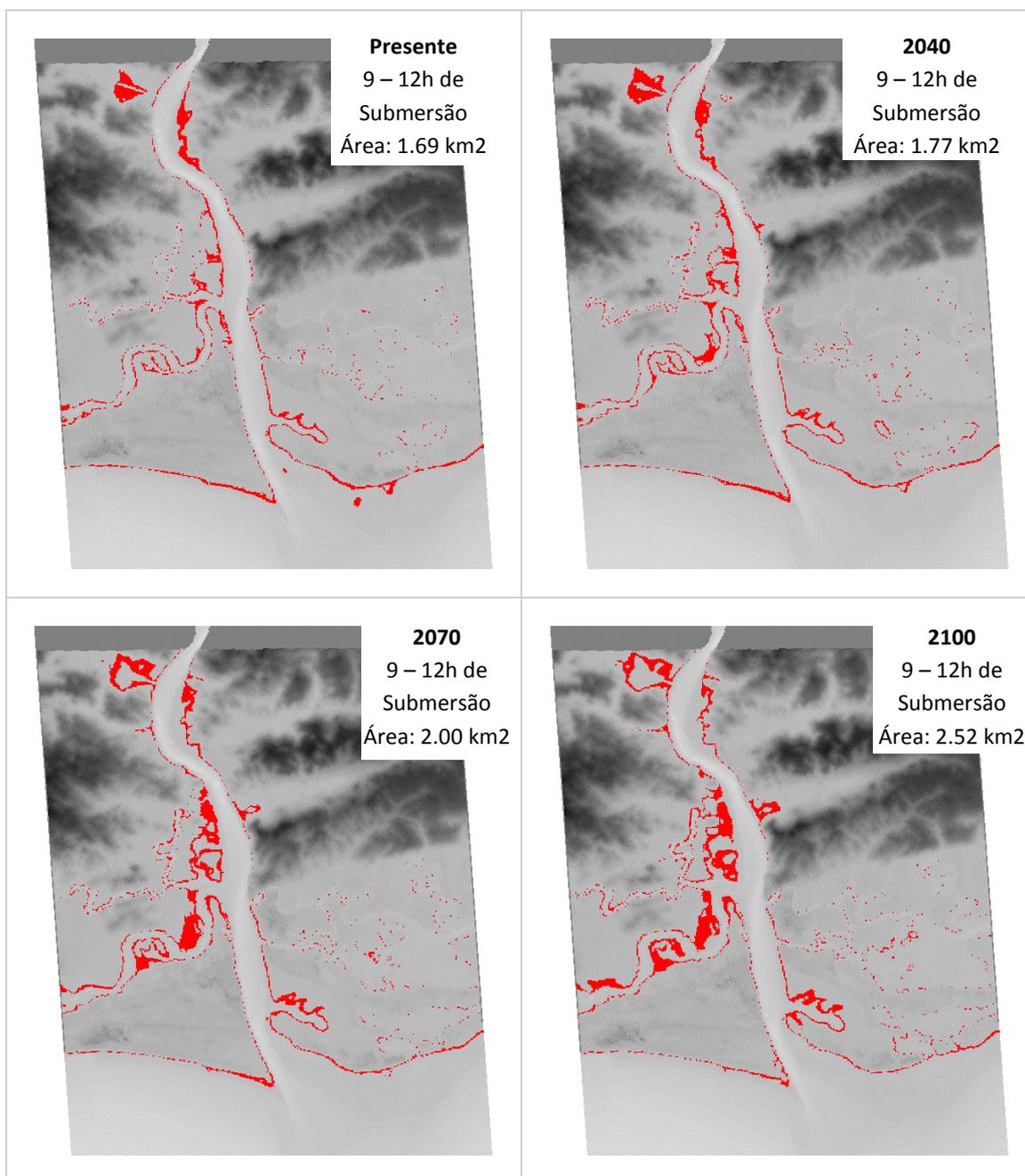


Figura 100 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 9 a 12,24 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar

4.8 RIA FORMOSA - SÉRIES TEMPORAIS DE ELEVAÇÃO SEM CONSIDERAR O STORM SURGE

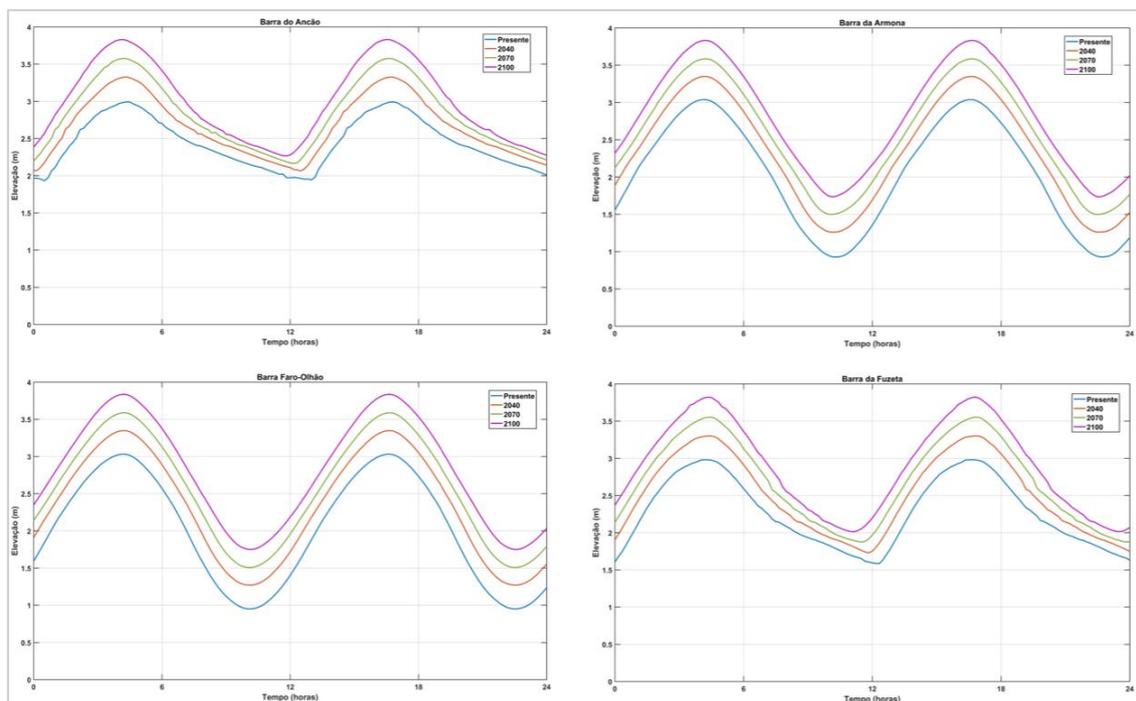


Figura 101 Séries temporais de elevação durante dois ciclos de maré para as estações: Barra do Ancão; Barra da Armona; Barra Faro-Olhão; Barra da Fuzeta

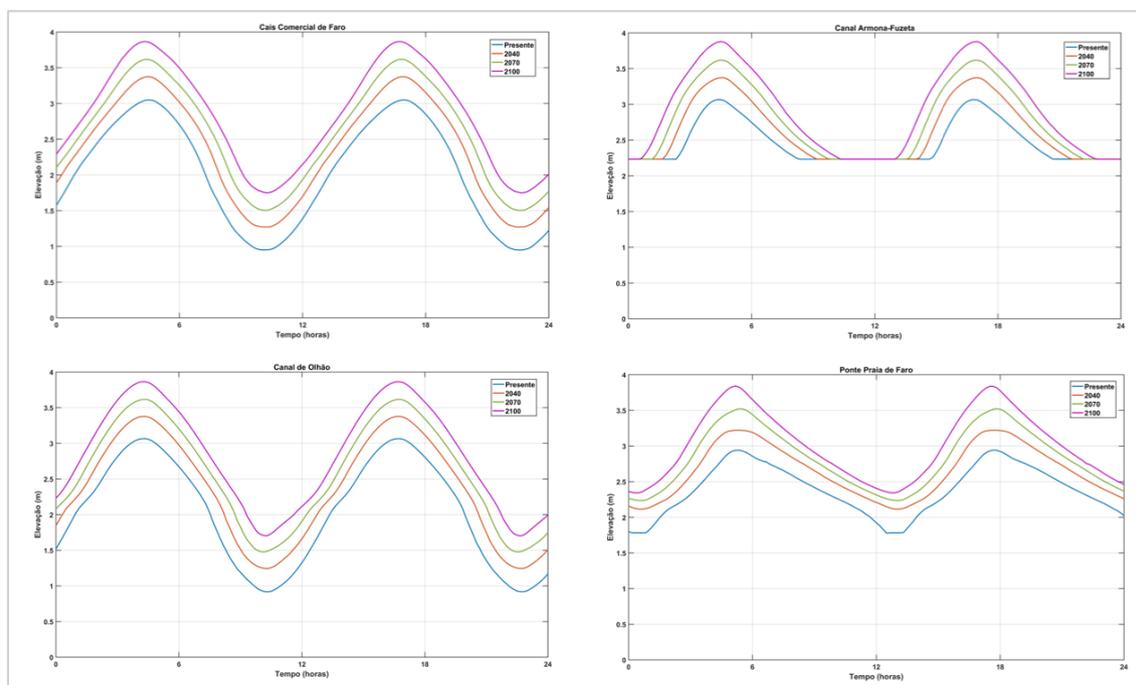


Figura 102 Séries temporais de elevação durante dois ciclos de maré para as estações: Cais Comercial de Faro; Canal Armona-Fuzeta; Canal de Olhão; Ponte Praia de Faro

4.9 RIA FORMOSA - SÉRIES TEMPORAIS DO MÓDULO DA VELOCIDADE SEM CONSIDERAR O STORM SURGE

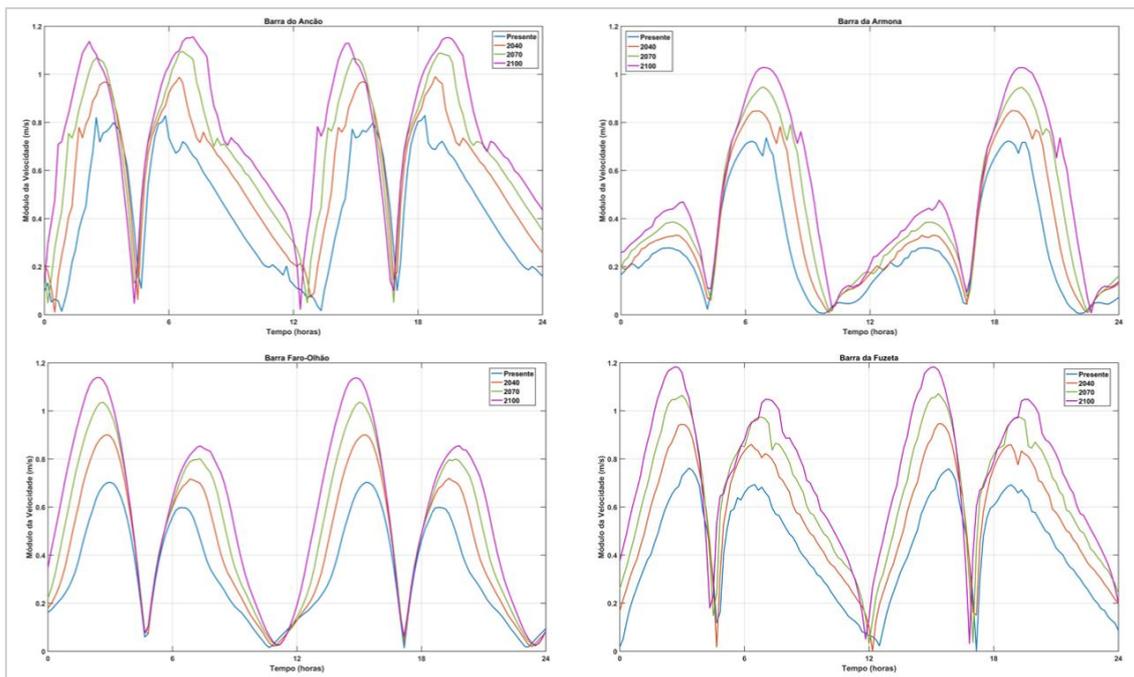


Figura 103 Séries temporais do módulo da velocidade durante dois ciclos de maré para as estações: Barra do Ancão; Barra da Armonia; Barra Faro-Olhão; Barra da Fuzeta

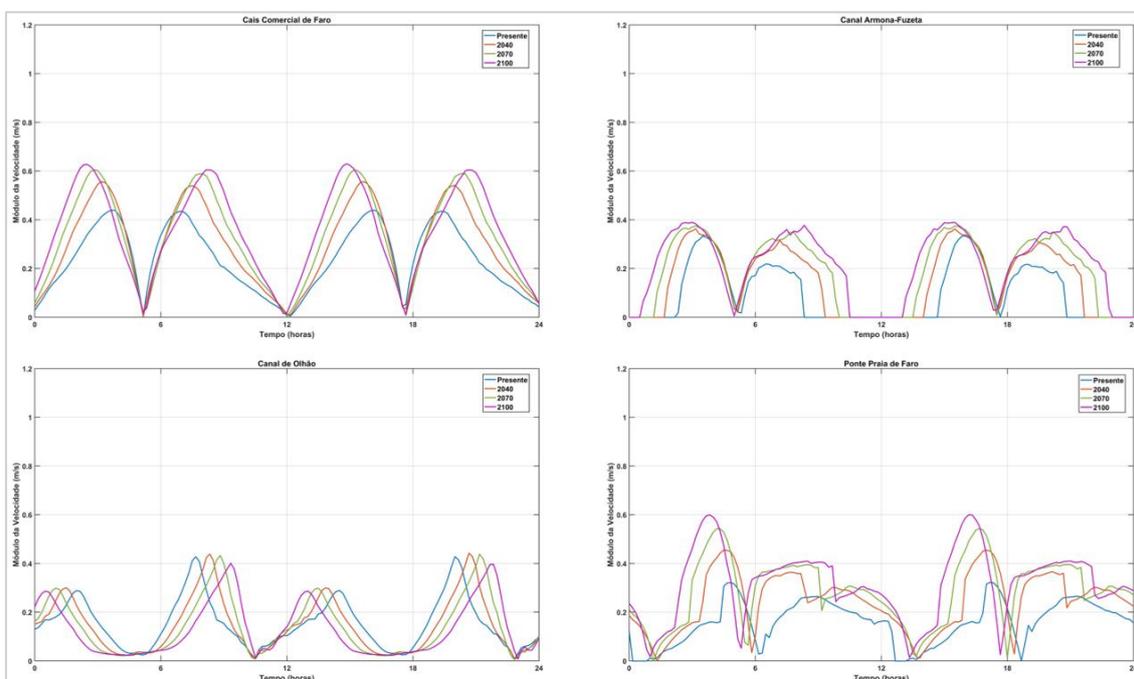


Figura 104 Séries temporais do módulo da velocidade durante dois ciclos de maré para as estações: Cais Comercial de Faro; Canal Armonia-Fuzeta; Canal de Olhão; Ponte Praia de Faro

4.10 RIA FORMOSA - SÉRIES TEMPORAIS DE ELEVAÇÃO CONSIDERANDO O STORM SURGE

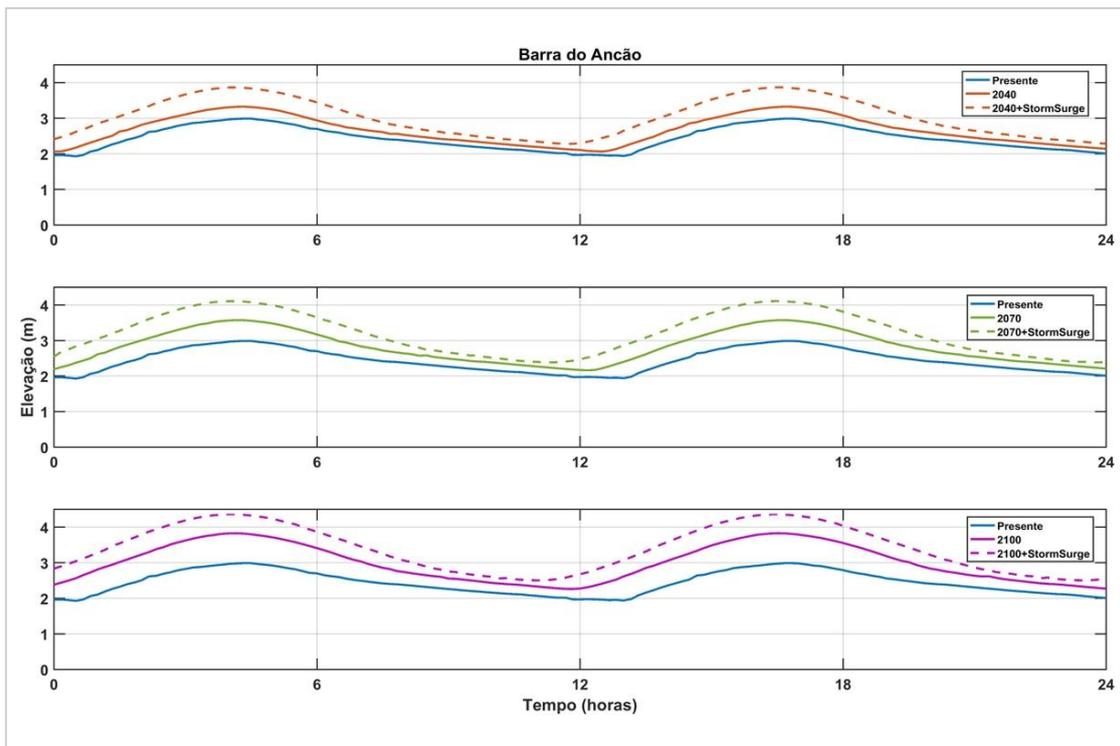


Figura 105 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 9 a 12 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, considerando o storm surge

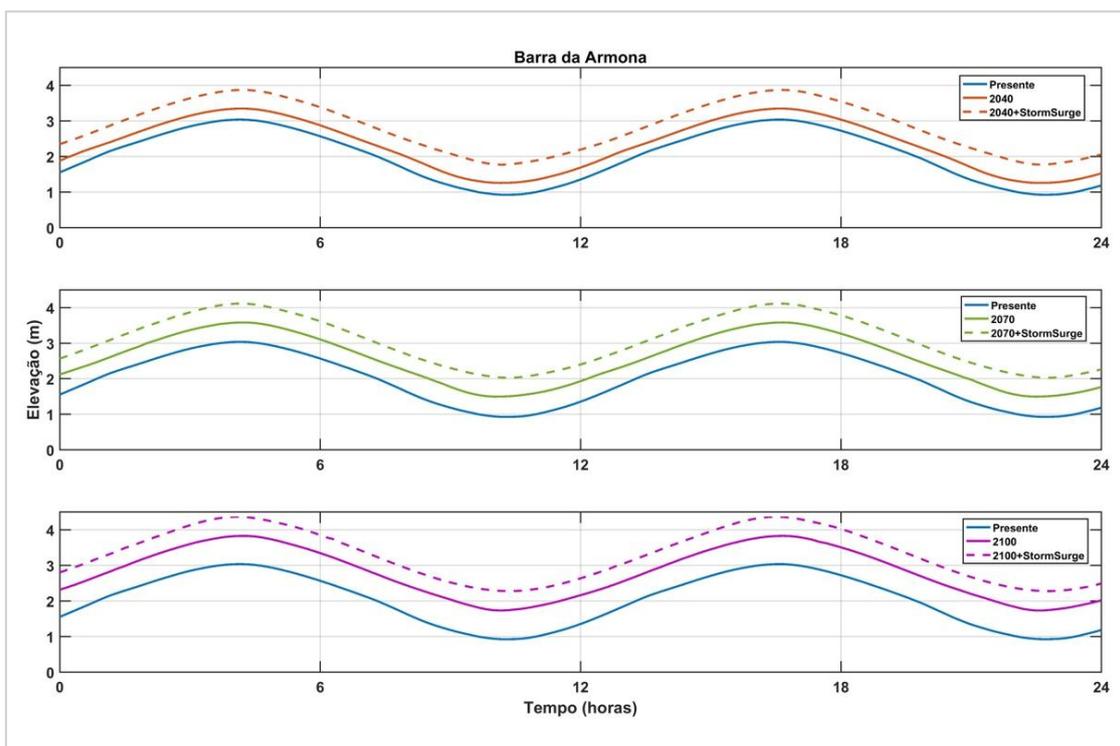


Figura 106 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Barra da Armonia

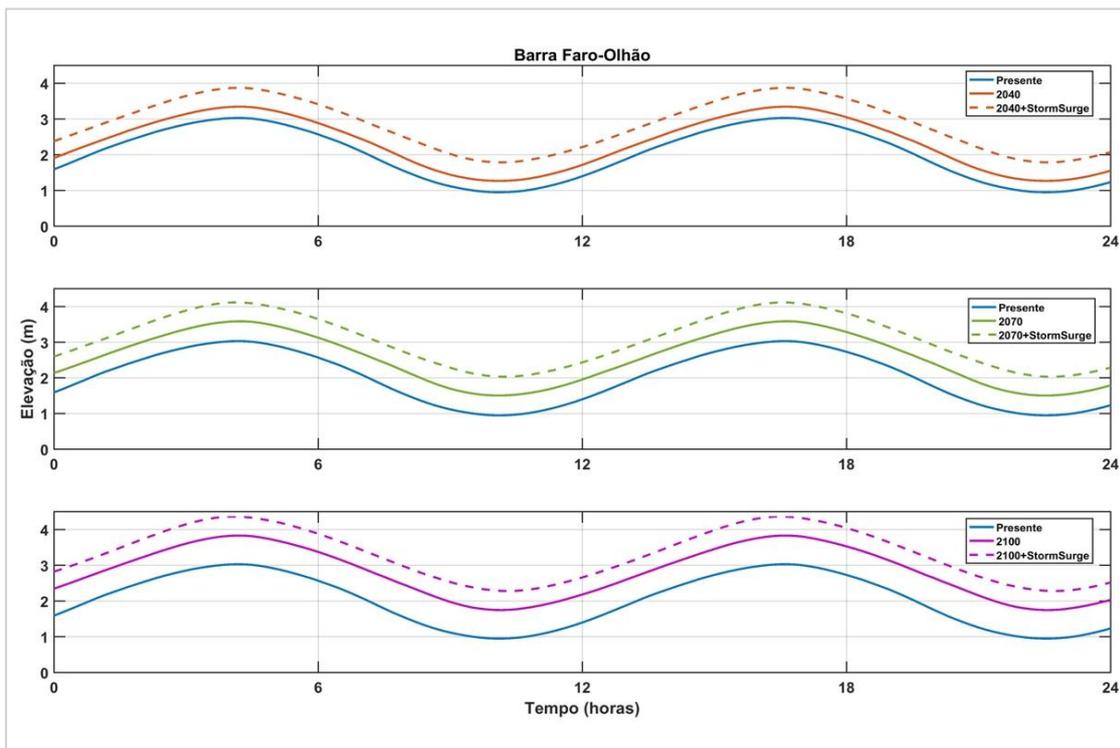


Figura 107 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Barra Faro-Olhão

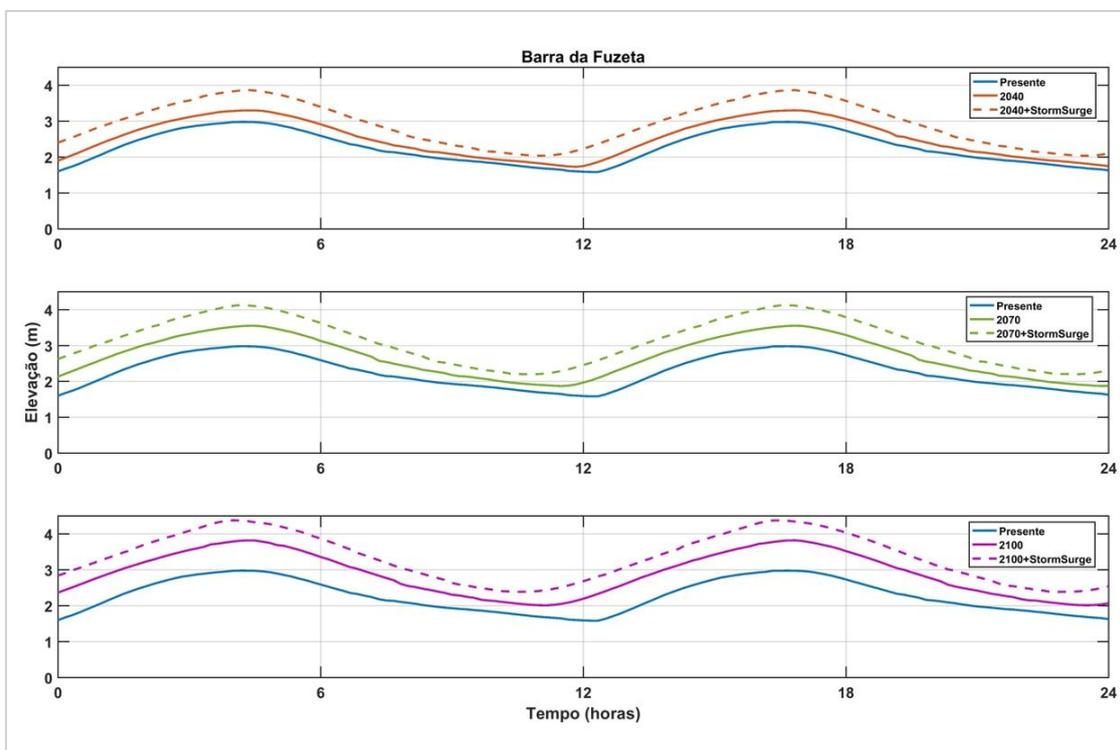


Figura 108 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Barra da Fuzeta

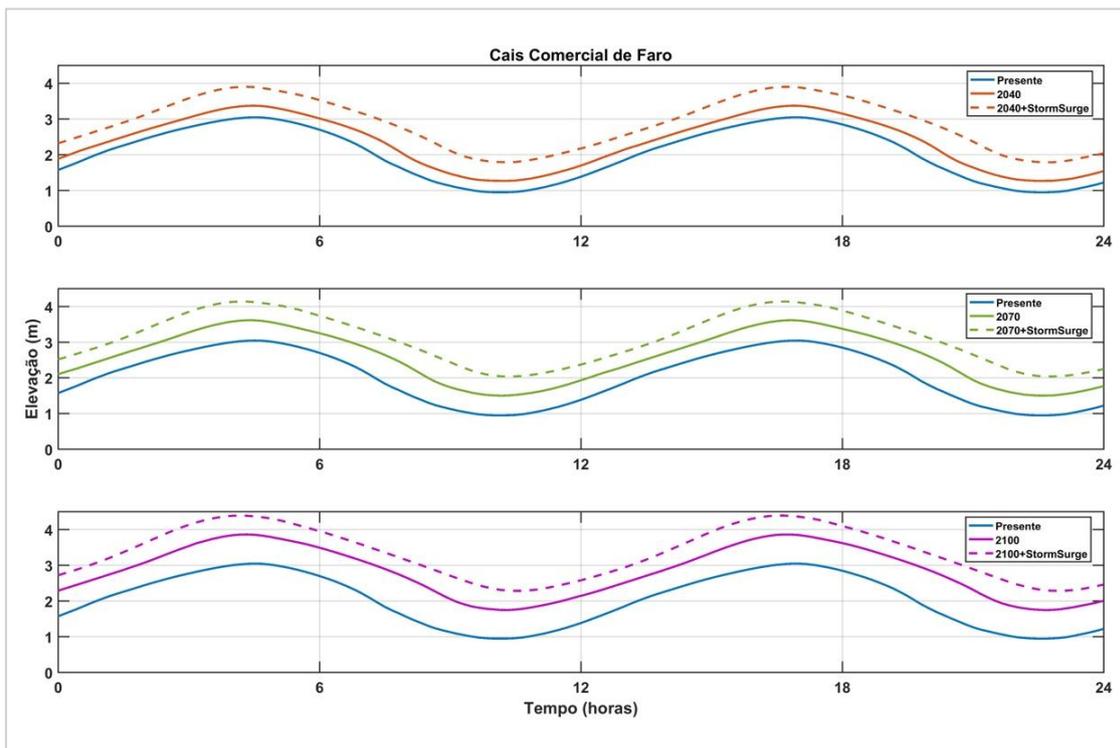


Figura 109 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Cais Comercial de Faro

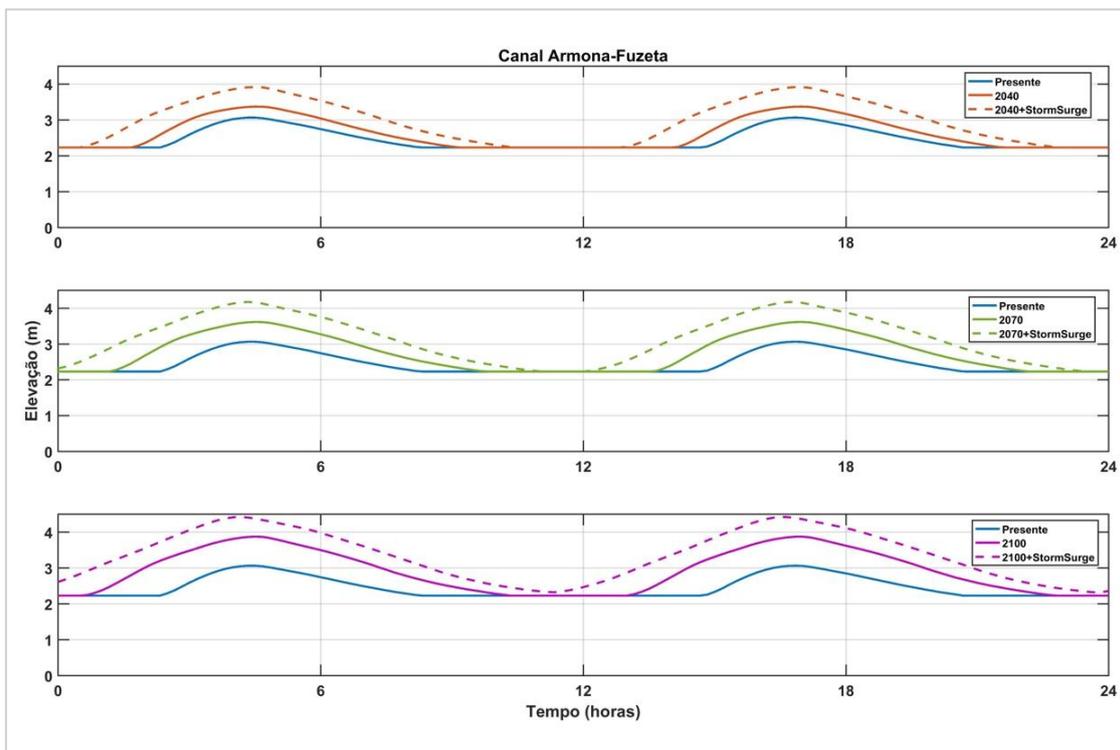


Figura 110 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Canal Armonia-Fuzeta

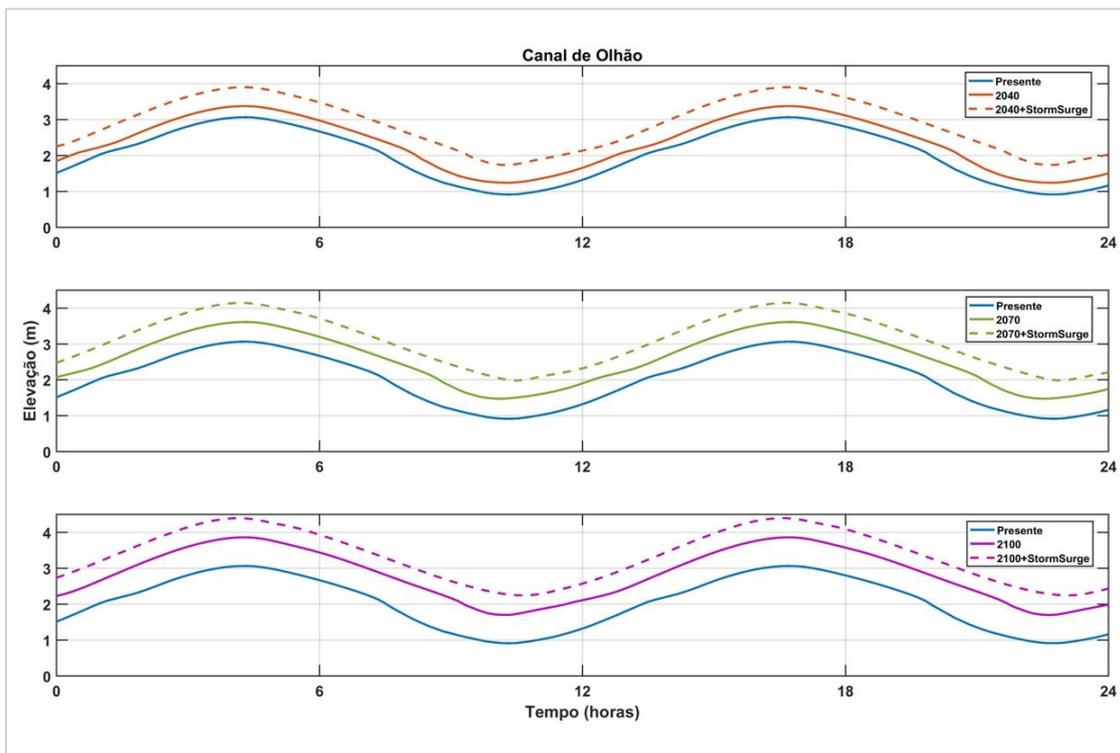


Figura 111 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Canal de Olhão

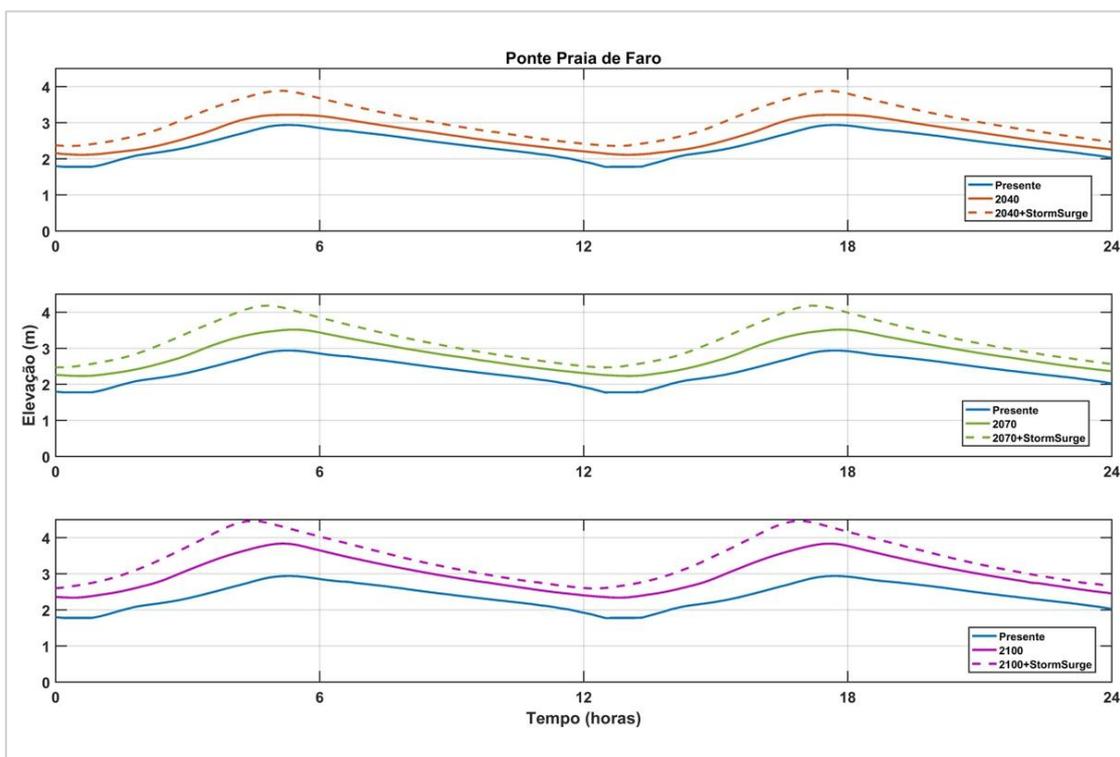


Figura 112 Séries temporais de elevação comparando o cenário “Presente” com os 3 cenários de subida do nível médio do mar considerados com e sem storm surge, durante dois ciclos de maré, para a estação Ponte Praia de Faro

4.11 RIA FORMOSA - ÁREAS DE INUNDAÇÃO

Classe	Intervalo em horas de inundação	Área (km ²)			
		Presente	2040	2070	2100
1	0 – 1,2	1,71	0,96	0,41	0,49
2	1,2 – 2,4	3,08	2,63	1,62	1,35
3	2,4 – 3,7	8,55	7,81	6,52	3,44
4	3,7 – 4,9	3,98	3,67	3,61	3,85
5	4,9 – 6,1	10,14	6,41	5,69	5,40
6	6,1 – 7,3	14,82	11,22	7,90	7,72
7	7,3 – 8,6	2,07	9,79	5,66	3,95
8	8,6 – 9,8	3,65	6,86	15,33	8,24
9	9,8 - 11	1,93	1,19	3,17	9,48
10	11 – 12,2	1,30	0,85	1,15	4,54
Total		51,24	51,40	51,04	48,48

Tabela 15 Distribuição de áreas de inundação em função do número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, sem considerar o storm surge

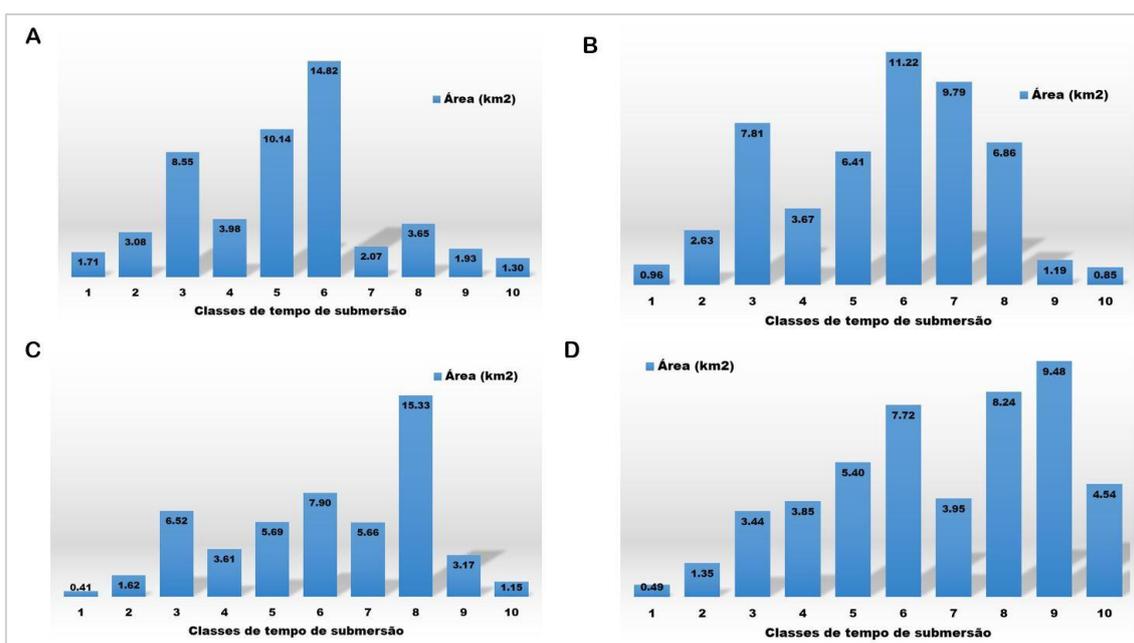


Figura 113 Histogramas de distribuição das áreas de inundação em função número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, sem considerar storm surge: A) “presente”; B) 2040; C) 2070; D) 2100

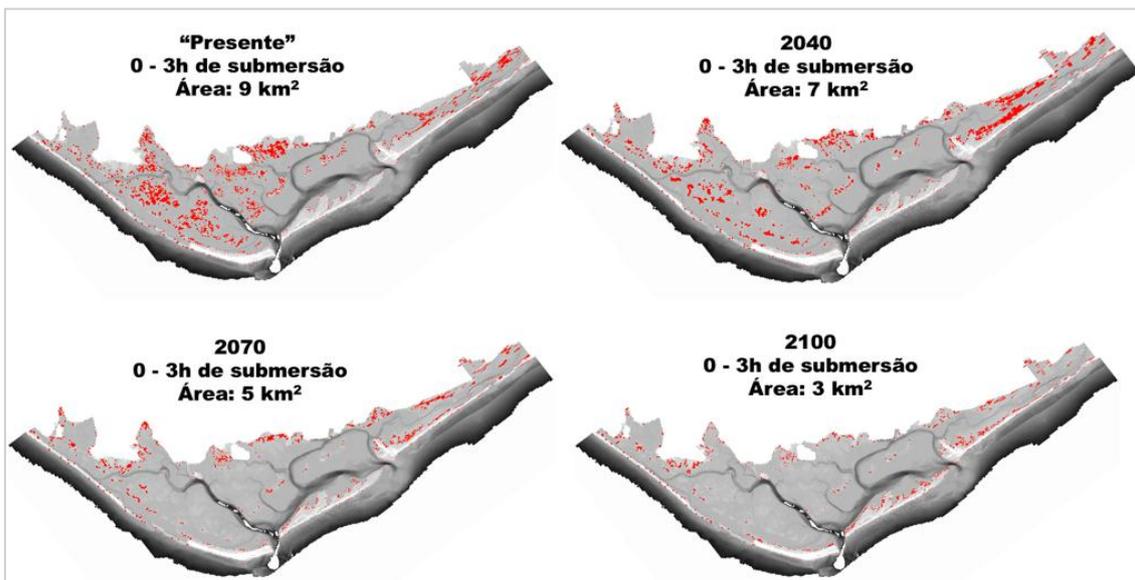


Figura 114 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 0 a 3 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, sem considerar storm surge

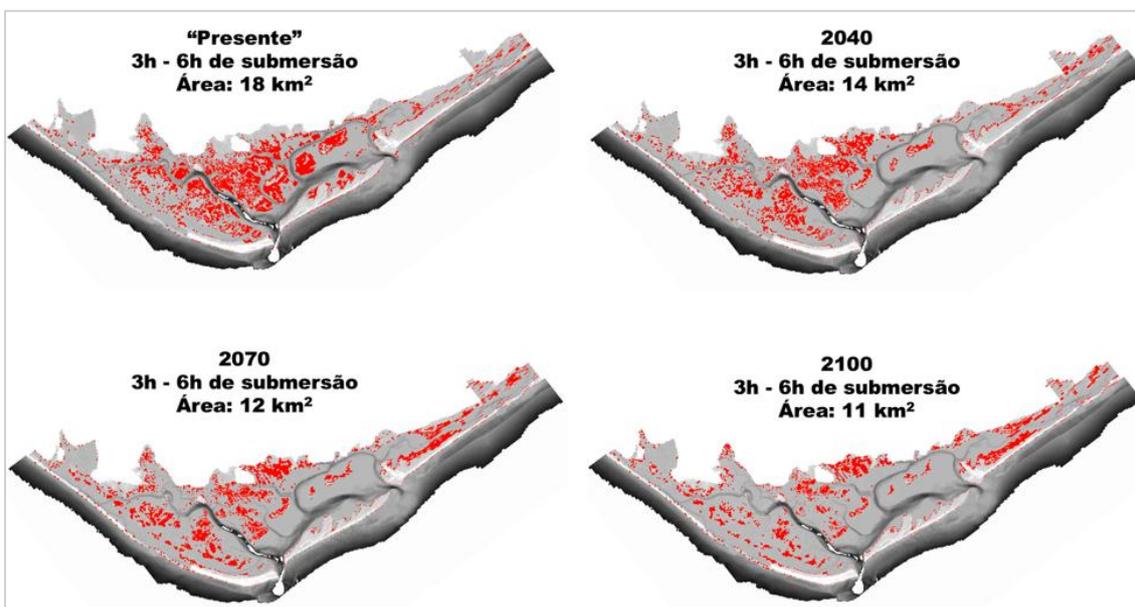


Figura 115 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 3 a 6 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, sem considerar storm surge

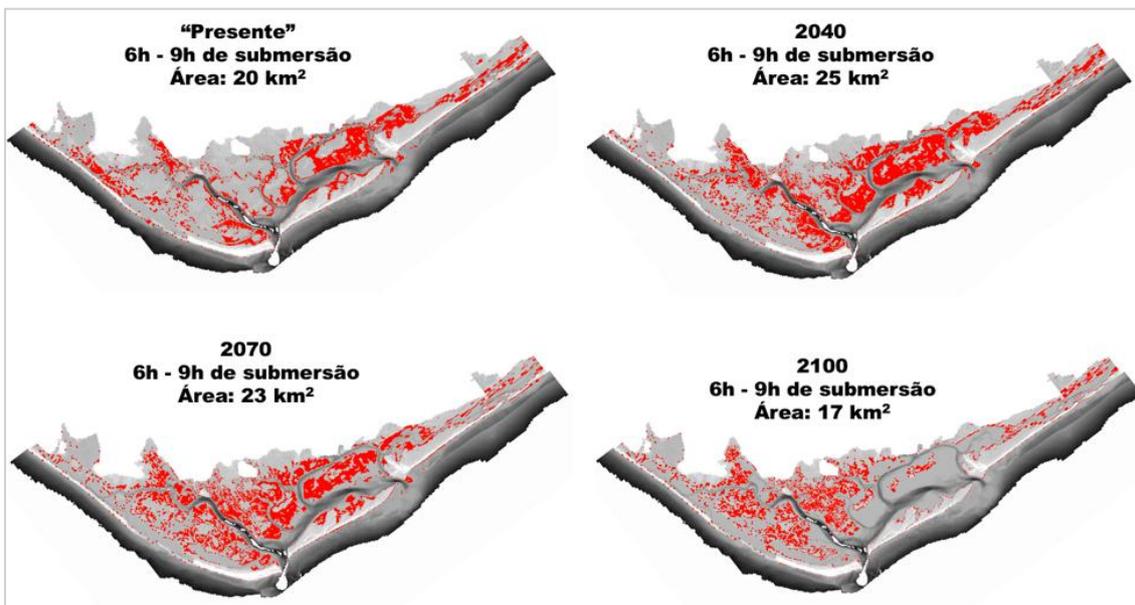


Figura 116 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 6 a 9 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, sem considerar storm surge

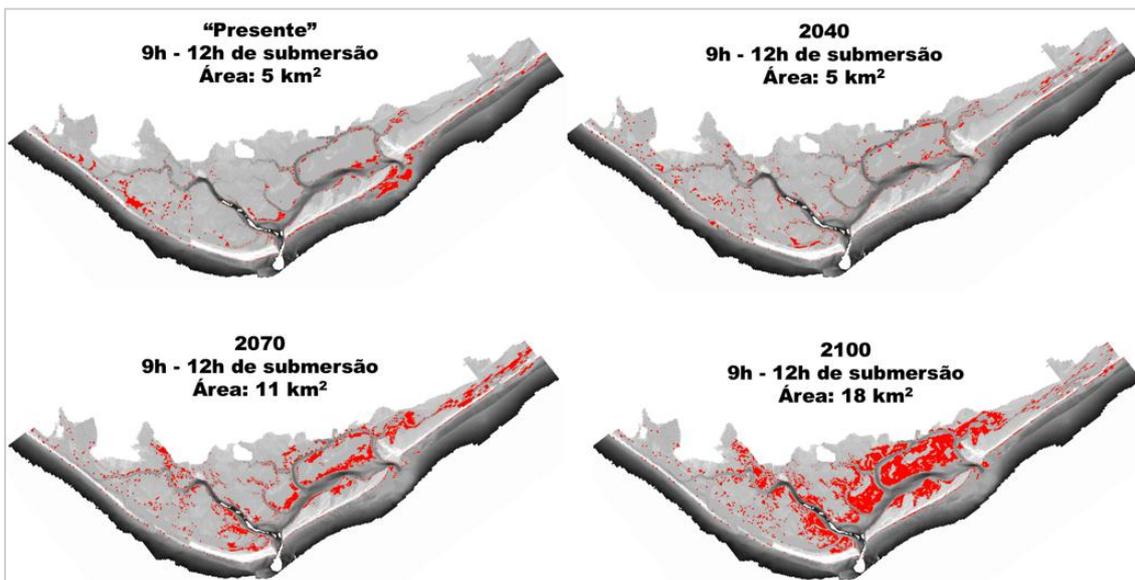


Figura 117 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 9 a 12 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, sem considerar storm surge

Classe	Intervalo em horas de inundação	Área (km ²)			
		Presente	2040	2070	2100
1	0 – 1,2	0,46	0,54	1,18	0,57
2	1,2 – 2,4	1,69	1,34	1,16	1,17
3	2,4 – 3,7	7,05	3,28	2,97	3,41
4	3,7 – 4,9	3,44	3,25	1,80	1,07
5	4,9 – 6,1	5,75	5,70	4,22	2,56
6	6,1 – 7,3	7,95	7,52	7,25	6,35
7	7,3 – 8,6	6,92	4,05	3,59	3,37
8	8,6 – 9,8	14,15	6,86	5,93	4,99
9	9,8 - 11	2,78	9,38	4,34	3,47
10	11 – 12,2	0,97	5,90	6,99	2,39
Total		51,16	47,83	39,45	29,34

Tabela 16 Distribuição de áreas de inundação em função do número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar considerando o storm surge

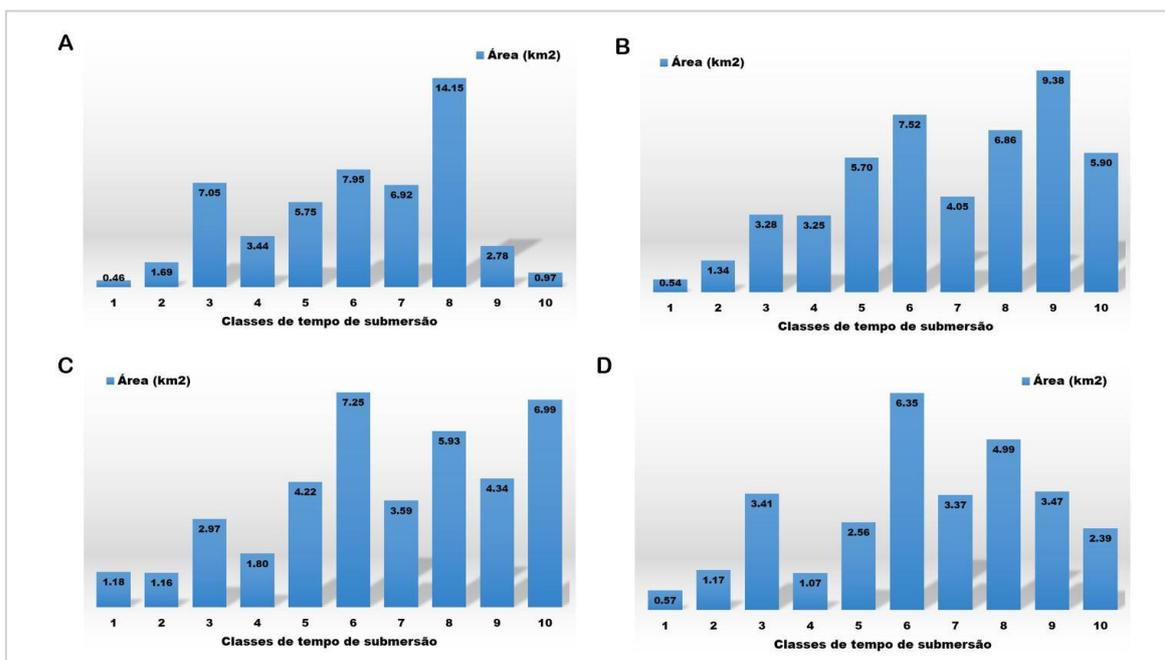


Figura 118 Histogramas de distribuição das áreas de inundação em função do número de horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar e considerando o storm surge: A) “presente”; B) 2040; C) 2070; D) 2100

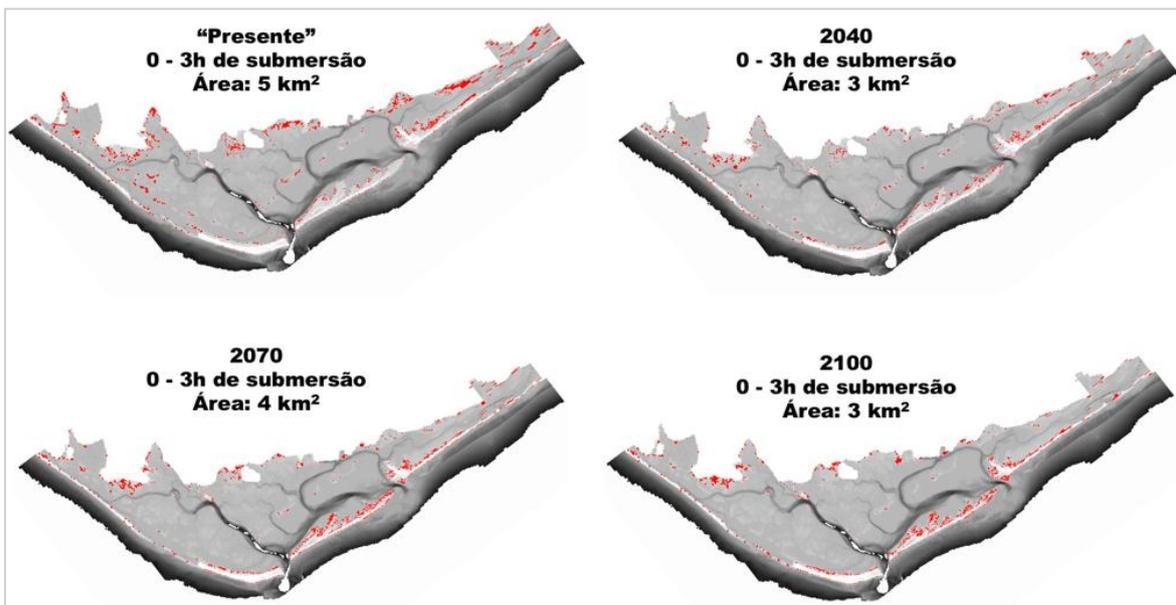


Figura 119 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 0 a 3 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, considerando o storm surge

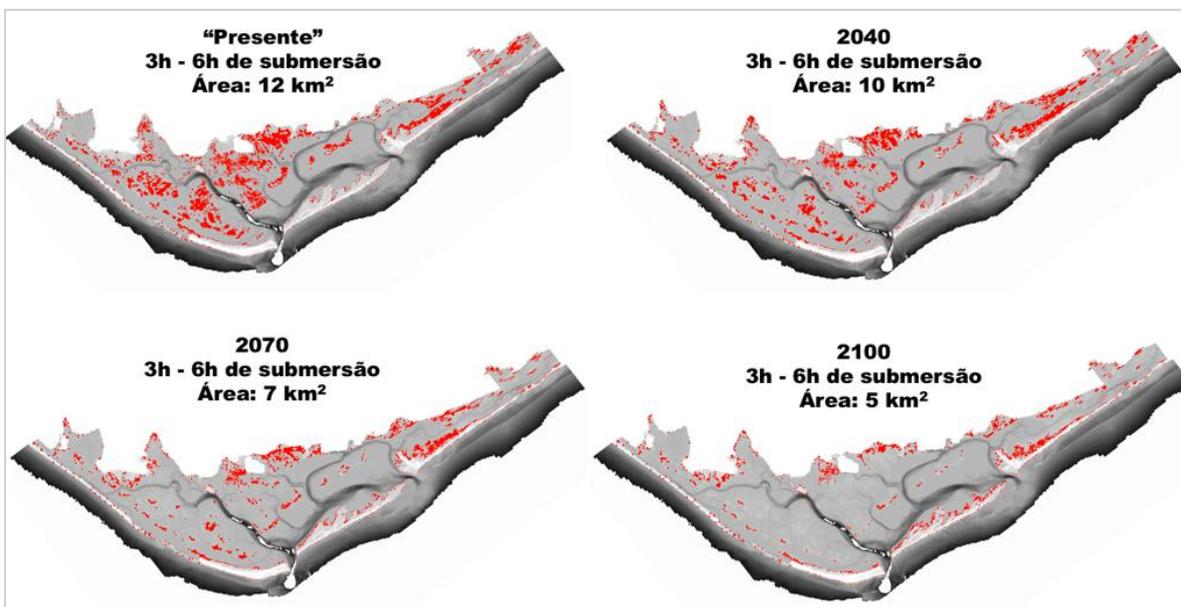


Figura 120 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 3 a 6 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, considerando o storm surge

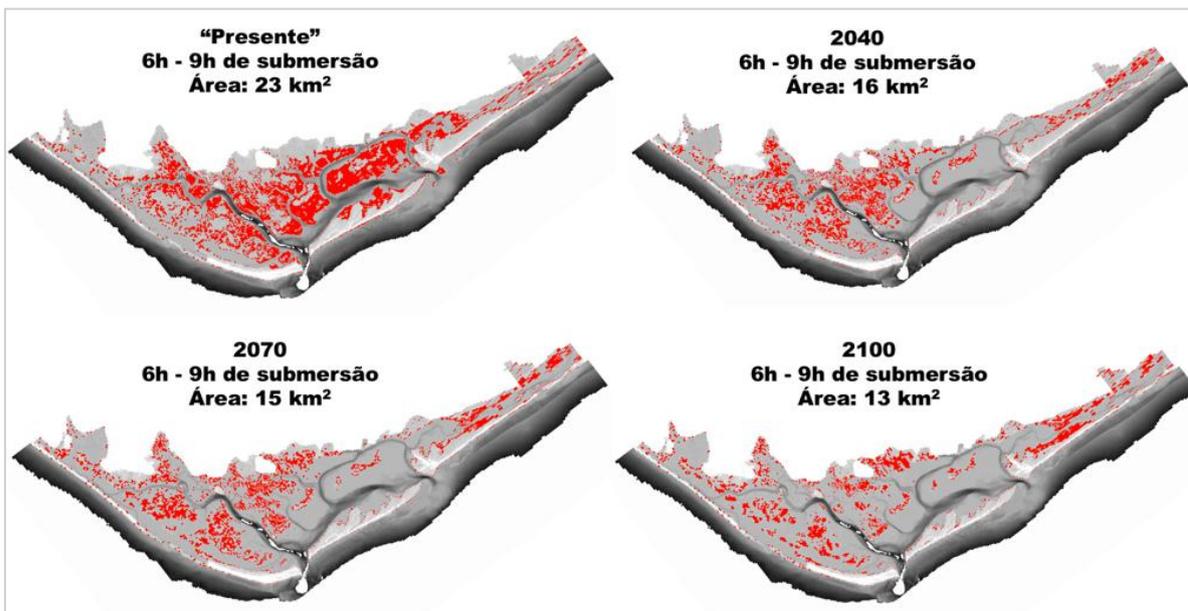


Figura 121 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 6 a 9 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, considerando o storm surge

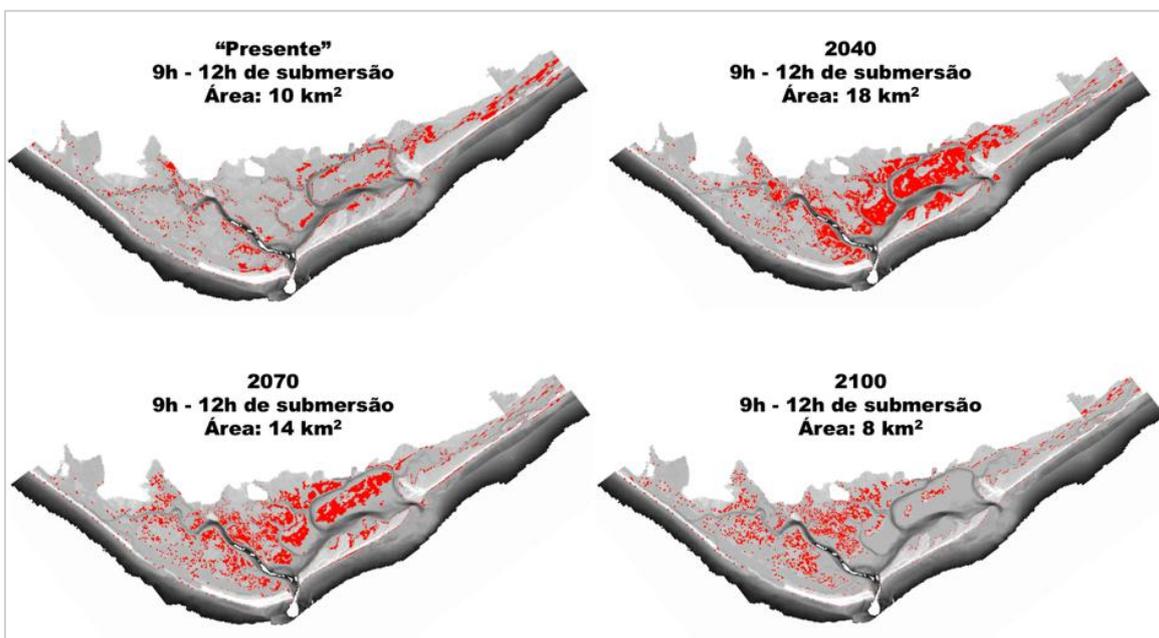


Figura 122 Mapas de distribuição das áreas de inundação com 9 a 12 horas de imersão ao longo de um ciclo de maré nos diversos cenários de subida do nível médio do mar, considerando o storm surge

5.

Equipa Técnica



Coordenação Executiva/Científica

Luís Filipe Dias (CCIAM/cE3c/FCUL)

Coordenação Não Executiva

Filipe Duarte Santos (CCIAM/cE3c/FCUL)

CCIAM/cE3c/FCUL:

Ana Lúcia Fonseca (*Stakeholder Engagement*)

André Oliveira (Saúde humana, Segurança de Pessoas e Bens)

Andreia Ferreira (Segurança de Pessoas e Bens)

Bruno Aparício (Biodiversidade, Clima)

Helena Santos (Agricultura, Florestas)

Hugo Costa (Turismo)

Inês Morais (Recursos Hídricos)

João Pedro Nunes (Recursos Hídricos, Fogos Florestais)

Luís Filipe Dias (Clima, Recursos Hídricos, Segurança de Pessoas e Bens, Ordenamento do Território)

Ricardo Coelho (Energia, Transportes e Comunicações)

Sidney Batista (Clima)

Tomás Calheiros (Fogos Florestais)

CIMA/UAlgarve:

Cristina Veiga-Pires (**Coordenação UAlgarve**)

Delminda Moura (Zonas Costeiras)

Erwan Garel (Cunha Salina)

Flávio Martins (Cunha Salina)

Isabel Mendes (Zonas Costeiras)

João Janeiro (Cunha Salina)

Luciano Junior (Cunha Salina)

Rita Carrasco (Zonas Costeiras)

Ruwan Sampath (Zonas Costeiras)

Susana Costas (Zonas Costeiras)

Bentley Systems Portugal:

David Brito (Cheias e Inundações)

Frank Braunschweig (**Coordenação Bentley**)

Luís Fernandes (Cheias e Inundações)

